



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

FORMACIÓN DE LA DEPRESIÓN CENTRAL EN LA REGIÓN
METROPOLITANA: ¿EROSIÓN O TECTÓNICA? PUNTO DE VISTA
DESDE MODELOS NUMÉRICOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MARTÍN CELEDÓN PALMA

PROFESOR GUÍA
SÉBASTIEN CARRETIER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
MARCELO FARÍAS THIERS
GERMÁN AGUILAR MARTORELL

SANTIAGO DE CHILE
2016

FORMACIÓN DE LA DEPRESIÓN CENTRAL EN LA REGIÓN METROPOLITANA: ¿EROSIÓN O TECTÓNICA? PUNTO DE VISTA DESDE MODELOS NUMÉRICOS

El presente estudio tiene como objetivo estudiar el origen de la Depresión Central mediante modelos numéricos bajo la hipótesis que plantea que el origen de la Depresión Central se debe a una incisión fluvial longitudinal norte sur debido a una erosión diferencial producto a un contraste entre una litología más dura con mayor resistencia a la erosión correspondiente a la Cordillera de la Costa y una litología más blanda con menor resistencia a la erosión correspondiente a la Cordillera Principal.

En función de lo anterior, a través del programa Cidre, se estudiarán cómo influyen los parámetros principales correspondiente a la tectónica, coeficientes erosivos y clima en la formación de la Depresión Central, aplicados en tres modelos iniciales distintos con el objetivo de visualizar el efecto de cada parámetro por si solo en la obtención de una depresión central cercana a la que existe actualmente, comparando con la topografía y los rasgos geomorfológicos que se observan en la Región Metropolitana. Finalmente estos parámetros se aplicarán para la obtención de un modelo erosivo en función de la Evolución Andina de Chile Central durante el Neógeno entre los 33° - 34°S.

El análisis de los coeficientes erosivos indica que efectivamente se necesita de un contraste litológico con distinta resistencia a la erosión para generar una incisión similar a la Depresión Central. Este contraste permite la formación de redes de drenaje norte sur en el límite de la litología más dura (Cordillera de la Costa) con la litología más blanda (Cordillera Principal). Tectónicamente el modelo sugiere que exista alzamiento en la Cordillera Principal; también una ausencia de actividad tectónica para la Cordillera de la Costa contribuirá a una mayor tasa de erosión implicando un mayor volumen erodado en el sistema contribuyendo a una incisión más característica para la Depresión Central. El modelo sugiere también de un clima con precipitaciones anuales medias – altas (>500 mm/año) responsables en la velocidad erosiva del relieve.

Luego de aplicar estos parámetros al modelo de Evolución Andina de Chile Central durante el Neógeno se obtiene un resultado donde se muestra claramente las tres Unidades Morfológicas Principales de la zona (Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal) junto con rasgos geomorfológicos característicos para la Depresión Central como la visualización de cordones montañosos este – oeste, cerros islas y/o colina abandonadas, pedimentos y relictos de peneplanicies en altura para la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal; evidenciando la erosión diferencial fluvial como el mecanismo principal en la formación de la Depresión Central y estimando una edad cercana de 10 Ma para la formación de ésta posterior a un alzamiento en la Cordillera de la Costa.

A mis padres, Jaime y Consuelo por formarme a
ser quien soy.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradecer a mis papás por todas las oportunidades que me han dado con respecto a mis estudios y su apoyo incondicional frente a todas las decisiones que he tomado. Esta tesis es para ellos ya que con mucho cariño y amor se han esforzado en mantener una familia unida, instruida y siempre manteniendo el humor frente a los problemas o momentos difíciles. Agradecer a mis hermanos Pedro y Antonia por marcar la diferencia y por generar siempre un espacio de cariño, confianza y protección y a mi ahijada Aurora por ser una guagua hermosa que ha traído felicidad a la familia, siempre subiendo el ánimo con su risa.

Gracias a Ignacio por ser una persona maravillosa que me ha acompañado este último tiempo en los procesos académicos y de maduración personal. Hemos estado junto en esta relación por más de un año y medio en donde hemos aprendido del uno y del otro, siempre con amor, cariño y mucha admiración.

Agradecer también a mi profesor guía Sébastien por su buena onda y simpatía a la hora de trabajar. Gracias por tu paciencia y tu muy buena disposición en los momentos de trabajo y de aprendizaje. Agradezco también a los otros miembros de la comisión, Marcelo (Patilo) por gran conocimiento en la geología y por tu disponibilidad a la hora de ayudarme a plantear los modelos generando grandes conversaciones y discusiones. También agradecer a Germán por presentar interés en esta memoria y por los comentarios constructivos hechos durante esta investigación.

Agradecer también a mis amigos del colegio y de la juventud: Diego, Ivana, Micaela, Jose, Manu, Clara, Martín, Lucas, Carla, por todas las historias que hemos vivido, por ser un punto de apoyo gigante, por las grandes conversaciones. Agradezco nuestros momentos de fiesta como también aquellos momentos intensos donde nos hemos apoyado y querido mucho.

Finalmente agradecer a mis amigos locura de geología. A Los Cabros y las Chiquillas por haber sido la mejor generación y más entretenida, por los grandes terrenos que tuvimos que siempre quedarán en el recuerdo y el entendimiento instruido que todos vivimos o estamos viviendo en este periodo de titulación. Agradecer a la Pati, Pauloca, Marta, Consuelo, Loco Es, Nicoso, Tetz, Gonchi, Andre, Nicole, Yayer, Juancho, el Jota, Marito (como te banco bambi), la Fabi, Julito, Pasta Silva, el José y los *wannabe* geólogos Camilo y Chilote. También agradecer a los amigos geólogos de otras generaciones que han sido clave: el Mauri, locura Gómez, la Chumis, la Verito, el Pato, el Paulo, el Edu, el Dieguito, Tomi, Vladi, Nico López, Panchopa. Gracias a todos por su buena onda incondicional y porque siempre alguien se está sacando. Los quiero.

TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción.....	1
1.1. Exposición del problema.....	1
1.2. Área de estudio.....	3
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos.....	3
1.4. Hipótesis de Trabajo.....	4
1.5. Metodología General.....	4
2. Antecedentes Geológicos regionales	4
2.1. Geomorfología de la zona de estudio	5
2.1.1. Antecedentes preliminares:	5
2.1.2. Unidades Morfotectónicas regionales	6
2.1.3 Rasgos geomorfológicos de la zona de estudio.....	8
2.2. Geología Regional.....	8
2.2.1. Cordillera de la Costa.....	8
2.2.2. Depresión Central.....	9
2.2.3. Cordillera Principal occidental.....	9
2.2.4. Principales Cerros Islas	11
2.3. Marco Estructural.....	11
2.4. Evolución Tectónica.....	12
2.4.1. Inversión tectónica y deformación Neógena.....	12
2.4.2. Evolución geomorfológica de la Depresión Central	14
3. Antecedentes paleoclimáticos y climáticos.....	18
4. Marco Teórico Numérico.....	19
4.1 Modelación de la erosión	19
4.2. Erosión y sedimentación en Cidre.....	19
5. Metodología.....	22
5.1. Configuración litológica.....	22
5.2. Configuración de parámetros	23
5.2.1. Topografía inicial	23
5.2.2. Tectónica.....	23
5.2.3. Clima	23
5.3. Configuración temporal.....	24
5.4. Método de comparación.....	24
6. Resultados	26

6.1. Modelo inicial 1: Alzamiento constante en el arco y antearco.....	26
6.2. Efectos y contraste de la constante de erodabilidad K para los distintos tipos de <i>bedrock</i>	28
6.3. El efecto del clima frente a la configuración del relieve	32
6.4. Resultados con distintos modelos iniciales	37
6.4.1. Modelo inicial 2: Basculamiento al este del bloque B (Cordillera de la Costa y Depresión Central).....	37
6.4.2. Alzamiento solo en la Cordillera Principal	40
6.5. Modelación de la erosión durante la evolución Neógena Andina de Chile Central (33° - 34°S).	43
6.5.1. Resultado sin una apertura litológica de menor erodabilidad hacia el oeste	49
6.5.2. Resultado aplicando alzamiento en la Cordillera de la Costa durante todas las fases de la evolución Neógena Andina (33°-34°S)	50
6.5.3. Resultado aplicando alzamiento en la Cordillera de la Costa con basculamiento al este durante todas las fases de la evolución Neógena Andina (33°-34°S)	52
6.5.4. Resultado aplicando subsidencia.....	54
7. Discusiones	56
7.1. Parámetros que controlarían la erosión diferencial en el Desarrollo de la depresión Central....	56
7.1.1. La constante de erodabilidad K y el contraste litológico entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal	56
7.1.2. La tectónica en la Cordillera de la Costa y en la Cordillera Principal.....	58
7.2. El origen de la Depresión Central durante la evolución Neógena Andina entre los 33°-34°S ...	61
7.2.1. Comparación topográfica y morfológica con la actual Depresión Central entre los 33° - 34°S	64
7.3. ¿Qué ocurre con la subsidencia?	65
8. Conclusiones	68
9. Bibliografía	69

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1.1: (Izquierda) Ubicación de la zona de estudio a nivel nacional. (Derecha) imagen obtenida de <i>Google Earth</i> marcada en rojo la zona de estudio. (Abajo) imagen en 3D de la zona de estudio mirando hacia el este.	3
Figura 2.1: Esquema de las partes de la Asociación de Pedimento, definido por Cook (1970). Imagen obtenida de Dohrenwend y Parson (1994) y modificada por Naranjo (2014)	6
Figura 2.2: Mapa que ubica las Unidades Morfológicas Principales de la zona de estudio. Imagen tomada y modificada de Fock (2005).	7
Figura 2.3: Mapa geológico de la zona de estudio. Obtenido de Rodríguez (2008), confeccionado de del Mapa Geológico de Chile a escala 1:1.000.000 SERNAGEOMIN (2002) y Farías (2007).	10
Figura 2.4: Cuenca de Abanico donde se ilustran las fallas normales mayores posteriormente invertidas. Imagen obtenida de Fock (2005).	12
Figura 2.5: Modelo de evolución tectónica de los Andes Central entre los 33 y 34°. Imagen obtenida de Villela (2015), modificada de Fock (2005).	13
Figura 2.6: Imagen obtenida de Farías (2007), donde se explica el mecanismo de erosión diferencial frente al alzamiento tectónico que tiene la zona. (a) Condiciones iniciales dadas por el alzamiento regional. (b) Respuesta inmediata de la erosión formando empinados <i>knickpoints</i> . (c) Retención de <i>knickpoints</i> en capas litológicas más duras y rápido retroceso en zonas menos resistentes. (d) Crecimiento de la red de drenaje del río, inicio de capturas laterales. (e) Captura del río principal, formación de terrazas de abrasión marina, abandono de la red cuyo <i>knickpoint</i> se encuentra retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero, acumulación sedimentaria, mayor ingreso en la Depresión debido a la mayor erosión en la Cordillera Principal e inicio de glaciaciones montañosas.	15
Figura 2.7: Vista en planta de la obtención de una red lateral donde $K_1 < K_2$. Imagen obtenida y modificada de Farías (2007).	16
Figura 2.8: Relación entre la distancia entre dos ríos principales (d) y el largo de la zona con erodabilidad más baja (l) para generar una captura lateral. La región bajo la curva corresponde a la zona donde se genera captura. Imagen modificada y obtenida de Farías (2007).	17
Figura 3.1: (Izquierda) Mapa de precipitaciones obtenido de Strecker <i>et al</i> (2007). (Derecha) Tasas anuales de precipitación para Chile Central obtenida de Carretier (2015).	18
Figura 4.1: Esquema representativo de la ecuación de balance de masa de la erosión. El dibujo representa un corte transversal de un río.	19
Figura 5.1: Configuración geológica de la zona y representación espacial de las litologías K_{b1} y K_{b2} . Imagen obtenida y modificada de Naranjo (2014).	23
Figura 5.2: Perfil topográficos NS de las principales unidades morfológicas. Rojo: Cordillera principal. Verde: Cordillera de la Costa. Celeste: Depresión Central. Morada: Terrazas marinas. Imagen obtenida de <i>Google Earth</i>	24
Figura 5.3: Perfiles topográficos EW de la zona de estudio donde se visualiza las alturas transversales de la principales unidades morfológicas. Imagen obtenida y elaborada de <i>Google Earth</i>	25
Figura 6.1: Modelo con topografía inicial de aproximadamente 15 metros. Se le aplica un alzamiento de 0.1 mm/año al bloque B representando la Cordillera de la Costa y la futura Depresión Central y un alzamiento de 0.2 mm/año al bloque C representando a la Cordillera Principal Occidental, el bloque A representa las terrazas marinas anterior a su alzamiento.	27
Figura 6.2: Imagen que muestra el contraste entre los valores de K y sus respectivos perfiles NS donde se ilustran las alturas predominantes de las unidades morfológicas. Ambas imágenes presenta una configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/yr y el bloque C 0.2 mm/año (Figura 6.1) y con una variación climática norte sur de 300 mm/año a 700 mm/año. (Izquierda) se utiliza un $K_1=K_2=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4} \text{año}^{-0.3}]$. (Derecha) se utiliza un $K_1=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4} \text{año}^{-0.3}]$ y un $K_2=9.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4} \text{año}^{-0.3}]$. En rojo las zonas de drenaje lateral.	28
Figura 6.3: (Arriba) Modelos de capturas laterales con variación en la constante de erodabilidad K . Con $K_{b1}=10^{-7} [m^{-0.4} \text{año}^{-0.3}]$ y variando $K_{b2}=[10^{-6}, 5 \times 10^{-6}, 10^{-5}] [m^{-0.4} \text{año}^{-0.3}]$. Se ocupa la configuración	

tectónica del modelo 1 alzamiento constante en el arco y antearco y un clima constante de 1150 mm/año, se adjunta gráfico topográfico EW. (Abajo) Gráfico que muestra el porcentaje del volumen erodado en el tiempo para cada constante de erodabilidad respectiva dado el volumen total sin erosión.....	29
Figura 6.4: Variación de K_{b1} con $K_{b2} = 9.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. Imágenes presenta una configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/año y el bloque C 0.2 mm/año (Figura 6.1) y con una variación climática norte sur de 300 mm/año a 700 mm/año.....	300
Figura 6.5: Variación de K_{b2} con $K_{b1} = 3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. Imágenes presenta una configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/año y el bloque C 0.2 mm/año (Figura 6.1) y con una variación climática norte sur de 300 mm/año a 700 mm/año.....	31
Figura 6.6: Variación del relieve según el tipo de clima que afecta con variación en la precipitación. Imágenes presenta una configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/yr y el bloque C 0.2 mm/yr (Figura 6.1). El modelo se dejó correr por 20 Ma donde las constante de erodabilidad ocupadas son de $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6}[m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5}[m^{-0.4}año^{-0.3}]$	32
Figura 6.7: (Izquierda) Gráfico de volumen erodado (%) versus tiempo (años). Se observan distintas curvas ascendentes con sus tasas de precipitación respectivas, se grafica el porcentaje de volumen del modelo inicial 1 alzamiento constante en el antearco y arco sin erosión a medida que pasa el tiempo. (Derecha) Gráfico del volumen final del relieve versus el tiempo obtenido de la resta entre el volumen final sin erosión con el volumen erodado.....	34
Figura 6.8: Resultados luego de una variación climática utilizando una tasa de precipitación que va disminuyendo de acuerdo a los datos de Gutiérrez <i>et al.</i> (2013). El modelo se deja correr por intervalos de cada 5 millones de años con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ con la configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/yr y el bloque C 0.2 mm/yr (modelo 1 alzamiento constante en el arco y antearco (Figura 6.1).	35
Figura 6.9: (Arriba) Gráficos topográficos EW y NS para el modelo de variación climática del resultado D. (Abajo) Gráfico del volumen erodado y volumen final aplicado la variación climática e ilustrando el volumen del modelo sin erosión. Se utiliza como modelo tectónico el modelo 1 alzamiento constante en el antearco y arco (alzamiento en el bloque B de 0.1 mm/yr y el bloque C de 0.2 mm/yr). Se observa que el volumen erodado asciende con poca velocidad hasta obtener un volumen final cercano al 75% del volumen total alzado sin erosión.	36
Figura 6.10: Modelo inicial donde se utiliza un alzamiento para generar un relieve basculado al este. El bloque B va disminuyendo su alzamiento hacia el este de forma diferencial desde 0.1 mm/año a 0.08 mm/año, obteniendo la superficie inclinada que se observa en la figura.	37
Figura 6.11: Resultado del modelo inicial con basculación al este del bloque B correspondiente a la Cordillera de la Costa y Depresión Central, donde se va disminuyendo su alzamiento hacia el este de forma diferencial desde 0.1 mm/año a 0.008 mm/año (Figura 6.10). El bloque C sufre un alzamiento de 0.2 mm/año. El modelo se deja correr por 20 millones de años con $K_{b1}=4.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 2.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. El modelo sufre cambios en la precipitación cada 5 millones de años, ilustrados en la Figura 6.8 de 1150 mm/año (20-15 Ma), 700 mm/año (15-10 Ma); 500 mm/año (10-5 Ma) y 300 mm/año (5-0 Ma).Gráficos adjunto ilustran la topografía NS y EW de las principales Unidades Morfológicas.	38
Figura 6.12: Gráfico del volumen erodado y volumen final aplicado la variación climática e ilustrando el volumen del modelo inicial 2 Basculamiento al este del bloque B (Cordillera de la Costa y Depresión Central) sin erosión en función del tiempo.	39
Figura 6.13: Resultado del modelo inicial con basculación al este del bloque B correspondiente a la Cordillera de la Costa y Depresión Central, donde se va disminuyendo su alzamiento hacia el este de forma diferencial desde 0.1 mm/año a 0.008 mm/año (Figura 6.10).El bloque C sufre un alzamiento de 0.2 mm/año. El modelo se deja correr por 20 millones de años con $K_1=K_2= 5.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. El modelo sufre cambios en la precipitación cada 5 millones de años, ilustrados en la Figura 6.8 de 1150 mm/año (20-15 Ma), 700 mm/año (15-10 Ma); 500 mm/año (10-5 Ma) y 300 mm/año (5-0 Ma). ...	400
Figura 6.14: Alzamiento solo en la Cordillera Principal. Inicialmente se tiene un bloque con una topografía de 2000 metros, donde se le aplica un alzamiento de 0.2 mm/año al bloque B representado la exhumación de la Cordillera Principal.	41
Figura 6.15: Resultado del modelo inicial alzamiento solo en la Cordillera Principal de 0.2 mm/año (Figura 6.14). El modelo se deja correr por 20 millones de años con $K_{b1}=5.0 \times 10^{-6}[m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un	

$K_{b2} = 2.0 \times 10^{-5} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$. El modelo sufre cambios en la precipitaci3n cada 5 millones de a\tilde{nos}, ilustrados en la Figura 6.8 de 1150 mm/a\tilde{no} (20-15 Ma), 700 mm/a\tilde{no} (15-10 Ma); 500 mm/a\tilde{no} (10-5 Ma) y 300 mm/a\tilde{no} (5-0Ma). Gr\~aficos adjuntos ilustran la topograf\~a NS y EW de las principales Unidades Morfol3gicas.	41
Figura 6.16: Gr\~afico de volumen. Se observa una mayor velocidad de convergencia entre el volumen erodado y el volumen final comparada con los modelos anteriores.	42
Figura 6.17: (Arriba) Modelo de la topograf\~a inicial previo al cierre de la Cuenca de Abanico, se observa una Protocordillera de la Costa y la subsidencia de la Cuenca de Abanico, imagen obtenida y modificada de Fock (2005). (Abajo) Modelo inicial para Evoluci3n Ne3gena Andina. Se utiliza la distribuci3n litol3gica ilustrada, posteriormente ocurre un alzamiento en el bloque C de 0.125 mm/a\tilde{no} correspondiente al cierre de la cuenca de Abanico.	43
Figura 6.18: Modelaci3n de la erosi3n durante el Ne3geno (33° - 34°S), con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$ y un $K_{b2} = 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/a\tilde{no} para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitaci3n de 1150 mm/a\tilde{no}. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.25 mm/a\tilde{no} para la CC (bloque B) y de 0.4 mm/a\tilde{no} para la CP (bloque C) con una tasa de precipitaci3n de 700 mm/a\tilde{no}. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/a\tilde{no} para TM (bloque A), de 0 mm/a\tilde{no} para la CC (bloque B) y de 0.25 mm/a\tilde{no} para la CP (bloque C) con una tasa de precipitaci3n de 500 mm/a\tilde{no}. Finalmente para la \tilde{u}ltima fase, hay un alzamiento r\~apido de 0.6 mm/a\tilde{no} para las TM (bloque A) y un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/a\tilde{no} con una tasa de precipitaci3n de 500 mm/a\tilde{no}. CP: Cordillera Principal. CC: Cordillera de la Costa. TM Terrazas Marinas.	45
Figura 6.19: Resultado final (Fase 4) del modelo de erosi3n durante el Ne3geno (33° - 34°S), con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$ y un $K_{b2} = 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$. Se muestran los rasgos geomorfol3gicos principales de la modelaci3n junto con el relleno sedimentario. Los gr\~aficos adjuntos ilustran la topograf\~a NS de las principales Unidades Morfol3gicas y perfiles EW de la zona que ilustran una incisi3n caracter\~astica entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal occidental.	47
Figura 6.20: Gr\~afico que ilustra el volumen del modelo. Se observa un volumen erodado que muestra un ascenso y luego un descenso producto a los cambios en la tasa de erosi3n, coincidente entre el fin de la Fase 2 y el inicio de la Fase 3.	48
Figura 6.21: Modelaci3n de la erosi3n durante el Ne3geno (33° - 34°S) sin una apertura litol3gica con menor constante de erodabilidad hacia el oeste, con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$ y un $K_{b2} = 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/a\tilde{no} para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitaci3n de 1150 mm/a\tilde{no}. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.25 mm/a\tilde{no} para la CC (bloque B) y de 0.4 mm/a\tilde{no} para la CP (bloque C) con una tasa de precipitaci3n de 700 mm/a\tilde{no}. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/a\tilde{no} para TM (bloque A), de 0 mm/a\tilde{no} para la CC (bloque B) y de 0.25 mm/a\tilde{no} para la CP (bloque C) con una tasa de precipitaci3n de 500 mm/a\tilde{no}. Finalmente para la \tilde{u}ltima fase, hay un alzamiento r\~apido de 0.6 mm/a\tilde{no} para las TM (bloque A) y un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/a\tilde{no} con una tasa de precipitaci3n de 500 mm/a\tilde{no}. CP: Cordillera Principal. CC: Cordillera de la Costa. TM: Terrazas Marinas.	49
Figura 6.22: Gr\~afico que ilustra el volumen del modelo. Se observa un volumen erodado que muestra un ascenso y luego un descenso producto a los cambios en la tasa de erosi3n que no supera el 10% del volumen alzado sin erosi3n, generando leves cambios al volumen final.	50
Figura 6.23: Modelaci3n de la erosi3n durante el Ne3geno (33° - 34°S) con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$ y un $K_{b2} = 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}]$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/a\tilde{no} para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitaci3n de 1150 mm/a\tilde{no}. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.15 mm/a\tilde{no} para la CC (bloque B) y de 0.4 mm/a\tilde{no} para la CP (bloque C) con una tasa de precipitaci3n de 700 mm/a\tilde{no}. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/a\tilde{no} para TM (bloque A), de 0.1 mm/a\tilde{no} para la CC (bloque B) y de 0.25 mm/a\tilde{no} para la CP (bloque C) con una tasa de precipitaci3n de 500 mm/a\tilde{no}. Finalmente para la \tilde{u}ltima fase, hay un alzamiento r\~apido de 0.6 mm/a\tilde{no} para las TM (bloque A), un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/a\tilde{no} y de 0.05 mm/a\tilde{no} para la CC con una tasa de precipitaci3n de 500 mm/a\tilde{no}. CP: Cordillera Principal. CC: Cordillera de la Costa. TM: Terrazas Marina.	51

Figura 6.24: Gráfico que ilustra el volumen del modelo. Se observa un volumen erodado que muestra un ascenso y luego un descenso producto a los cambios en la tasa de erosión que no supera el 10% del volumen alzado sin erosión, generando leves cambios al volumen final.....	52
Figura 6.25: Modelación de la erosión durante el Neógeno (33° - 34°S) con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/año para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitación de 1150 mm/año. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.15 mm/año para la CC y un basculamiento al este desde 0.15 a 0.07 mm/año (bloque B) y de 0.4 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 700 mm/año. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/año para TM (bloque A), de 0.1 mm/año para la CC con un basculamiento al este desde 0.1 a 0.06 mm/año (bloque B) y de 0.25 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 500 mm/año. Finalmente para la última fase, hay un alzamiento rápido de 0.6 mm/año para las TM (bloque A), un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/año y de 0.05 mm/año para la CC con basculamiento al este de 0.05 a 0.02 mm/año, con una tasa de precipitación de 500 mm/año. CP: Cordillera Principal. CC: Cordillera de la Costa. TM: Terrazas Marinas	53
Figura 6.26: Gráfico que ilustra el volumen del modelo. Se observa un volumen erodado que muestra un ascenso y luego un descenso producto a los cambios en la tasa de erosión superando el 10% del volumen alzado sin erosión, generando leves cambios al volumen final.....	54
Figura 6.27: Modelación de la erosión durante el Neógeno (33° - 34°S) con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6}[m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/año para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitación de 1150 mm/año. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.15 mm/año para la CC, de 0.07 mm/año de subsidencia para la DC (bloque B) y de 0.4 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 700 mm/año. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/año para TM (bloque A), de 0.1 mm/año para la CC con una subsidencia de 0.01 mm/año para la DC (bloque B) y de 0.25 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 500 mm/año. Finalmente para la última fase, hay un alzamiento rápido de 0.6 mm/año para las TM (bloque A), un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/año con una tasa de precipitación de 500 mm/año. CP: Cordillera Principal. DC: Depresión Central. CC: Cordillera de la Costa. TM: Terrazas Marinas.	55
Figura 6.28: Gráfico que ilustra el volumen del modelo. Donde se visualiza que la subsidencia controla cerca del 20% del volumen total, obteniendo un volumen final 30% menor que un volumen sin erosión ni subsidencia.	55
Figura 7.1: Modelos que muestran que para un contraste en la constante de erodabilidad K se generan redes de drenajes laterales (rectángulos rojos) norte sur responsables en la incisión de la Depresión Central. Se utiliza el modelo tectónico inicial 1 (Alzamiento constante en la Cordillera de la Costa (0.1 mm/año) y Cordillera Principal (0.2 mm/año)) con una precipitación constante de 1150 mm/año y con valores de K indicados en la figura de unidades de $[m^{-0.4}año^{-0.3}]$	57
Figura 7.2: (Izquierda) Modelo digital de elevación indicando los rasgos geomorfológicos fundamentales, se marca en rojo la Depresión Central. Imagen obtenida y modificada de Charrier <i>et al.</i> (2007). (Derecha) Granitoides del Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000, se enmarca en rojo la zona del <i>flat-slab</i> . Imagen obtenida y modificada de Carretier <i>et al.</i> (2015).	57
Figura 7.3: Comparación final para los distintos modelos tectónicos iniciales. Todos los modelos presentan una variación climática dada por: 1150 mm/año (20-15 Ma), 700 mm/año (15-10 Ma); 500 mm/año (10-5 Ma) y 300 mm/año (5-0 Ma). Modelo inicial 1: configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/año y el bloque C 0.2 mm/año con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. Modelo inicial 2: con basculación al este donde el bloque B va disminuyendo su alzamiento hacia el este de forma diferencial desde 0.1 mm/año a 0.08 mm/año con $K_{b1}=4.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 2.5 \times 10^{-5}[m^{-0.4}año^{-0.3}]$. Modelo 3: alzamiento solo en la Cordillera Principal de 0.2 mm/año con $K_{b1}=5.0 \times 10^{-6}[m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 2.0 \times 10^{-5}[m^{-0.4}año^{-0.3}]$	59
Figura 7.4: Comparación entre los volúmenes erodado de los tres modelos iniciales tectónicos.....	60
Figura 7.5: Comparación del Modelo de erosión durante la evolución Neógena (33°-34°S) frente a una distinta configuración litológica y diferentes escenario de alzamiento en la Cordillera de la Costa. Detalles de los modelos explicados en texto sección resultados (6.5).	62

Figura 7.6: Gráfico que compara el volumen erodado para las distintas configuraciones del modelo erosivo para la evolución Andina durante el Neógeno entre los 33°-34°S. Se observa mayor erosión para el modelo sin ningún cambio en su configuración muy cercano al 20% del volumen total sin erosión. 63

Figura 7.7: (Arriba) Mapa de la zona de la estudio ilustrando las unidades y rasgos geomorfológicos principales de la región. Se observan perfiles longitudinales y transversales entre los 33° - 34°S. (Abajo) Resultado final del modelo erosivo de la evolución Andina durante el Neógeno visualizando los rasgos geomorfológicos principales, el espesor del relleno sedimentario y perfiles topográficos EW y NS indicando las alturas generales de la modelación..... 65

Figura 7.8: Comparación entre el modelo de erosión durante la evolución Andina Neógena entre los 33° - 34°S con el mismo modelo aplicando subsidencia a la Depresión Central (6.5.4). Se observa que aplicando subsidencia se forma una depresión central, pero presenta un relleno sedimentario cercano a los 1.000 metros.....67

1. INTRODUCCIÓN

1.1. EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA

El relieve de la Tierra es el producto entre procesos constructivos y destructivos que van modificando la elevación de la superficie. Factores como la tectónica puede crear y mantener la topografía a través del alzamiento o la subsidencia de la superficie; el clima junto con el volcanismo mediante procesos erosivos desgasta con el tiempo el paisaje (Whittaker, 2012). Por su parte, la erosión diferencial se produce a velocidades irregulares o variables causada por la diferencia en la resistencia y la dureza de los materiales en la superficie; rocas más blandas y débiles rápidamente se desgastan, mientras que rocas más duras y resistentes permanecen formando crestas, colinas o montañas (Hamblin *et al.*, 2004).

La interacción entre la erosión y la tectónica ha sido un tema de debate durante los últimos años, donde existe un cuestionamiento entre las implicancias que genera la interacción entre ambas (Willet *et al.*, 2006). Para resolver este problema se estudia cómo el relieve responde a través de la erosión a los cambios climáticos y tectónicos.

Diversas técnicas de modelación numérica se han desarrollado este último tiempo obteniendo nuevos hallazgos en el comportamiento fluvial dentro de un relieve. Estos modelos han permitido entender en un sentido cuantitativo los vínculos entre los procesos que generan la modificación del paisaje. Se ha permitido la visualización de cómo evoluciona una cadena montañosa, una ladera o la incisión de un río a través de ecuaciones matemáticas (Burbank & Anderson, 2011). El presente estudio, a través de modelos numéricos, pretende visualizar los factores que determinaron el origen de la Depresión Central de la Región Metropolitana de Chile.

A los 33°S se marca una segmentación y transición latitudinal debido a diversas características en el margen continental, las más fundamentales corresponden a la subducción de la dorsal oceánica de Juan Fernández, la transición de una subducción plana al norte y la ausencia de un arco volcánico activo a una subducción normal junto con la presencia de un arco volcánico activo hacia el sur. También la transición entre valles longitudinales hacia el sur y transversales hacia el norte. Valles longitudinales como la Depresión Central, forman las características topográficas de primer orden en muchas zonas montañosas. Comúnmente se encuentran en fallas tectónicas que separan zonas con diferentes historias de alzamiento (Farías, 2007; Jamieson *et al.*, 2004).

El origen de la Depresión Central ha sido un tema de debate en los últimos años, que ha contrapuesto dos visiones geológicas distintas. Por un lado, según Armijo *et al.* (2010), el lado oeste de la Cordillera Principal estaría influenciada a una geometría de rampa con vergencia al oeste asociada a la Falla de San Ramón que es empujado, por un efecto “bulldozer”, por un Bloque Marginal ubicado más al este (West Andean Basement Thrust System) implicando a la Depresión Central como una cueca de antepaís occidental. Por otro lado para Farías (2007) la Depresión Central correspondería a una cuenca no subsidente producida por erosión diferencial; según el autor, la Depresión Central no es de origen tectónico *sensu stricto*, sino más bien el resultado del desarrollo de una red de drenaje controlada fuertemente por la configuración litológica que proviene de la respuesta erosiva al gran alzamiento de superficie del Mioceno Superior que tuvo lugar posteriormente hace 10 millones de años. Existen controversia en el modelo de Armijo, incluso se dice que no existen evidencias sedimentológicas y estratigráficas

que avalan su interpretación, ignorando el balance de masas que produce un proceso orogénico (Astini & Dávila, 2010).

Farías (2007), complementando su análisis geológico sobre el origen de la Depresión Central, como el producto de una incisión longitudinal norte sur debido a la erosión diferencial entre la Cordillera Principal y Cordillera de la Costa, analiza sus resultados numéricamente utilizando el código APERO y derivados de la ley de potencias de escorrentía. El modelo que el autor utilizó consiste en un alzamiento en la Cordillera de la Costa y en la Cordillera Principal, mientras que la Depresión Central no sufrió alzamiento ni subsidencia; se definió dos grupos de modelos con distintas tasas de alzamiento para la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa, donde según el autor, los resultados representan mejor la evolución de la Depresión Central al norte de Chile, favoreciendo la acumulación de sedimentos, sin embargo, no explica el desarrollo de cerros islas, uniones entre ambas cordilleras, entre otras características geomorfológicas de la Depresión Central.

El código Cidre, que se utilizará para estudiar cómo influyen los parámetros erosivos, tectónicos y climáticos en la formación de la Depresión Central, permite la visualización de un relieve en tres dimensiones y la asignación de distintos rangos temporales en donde se puede modificar los parámetros anteriores, facilitando la visualización erosiva de algún modelo de evolución tectónica.

1.2. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende las Unidades Morfológicas Principales que se encuentran entre los 33°10' hasta los 34°20' como se puede visualizar en la Figura 1.1.

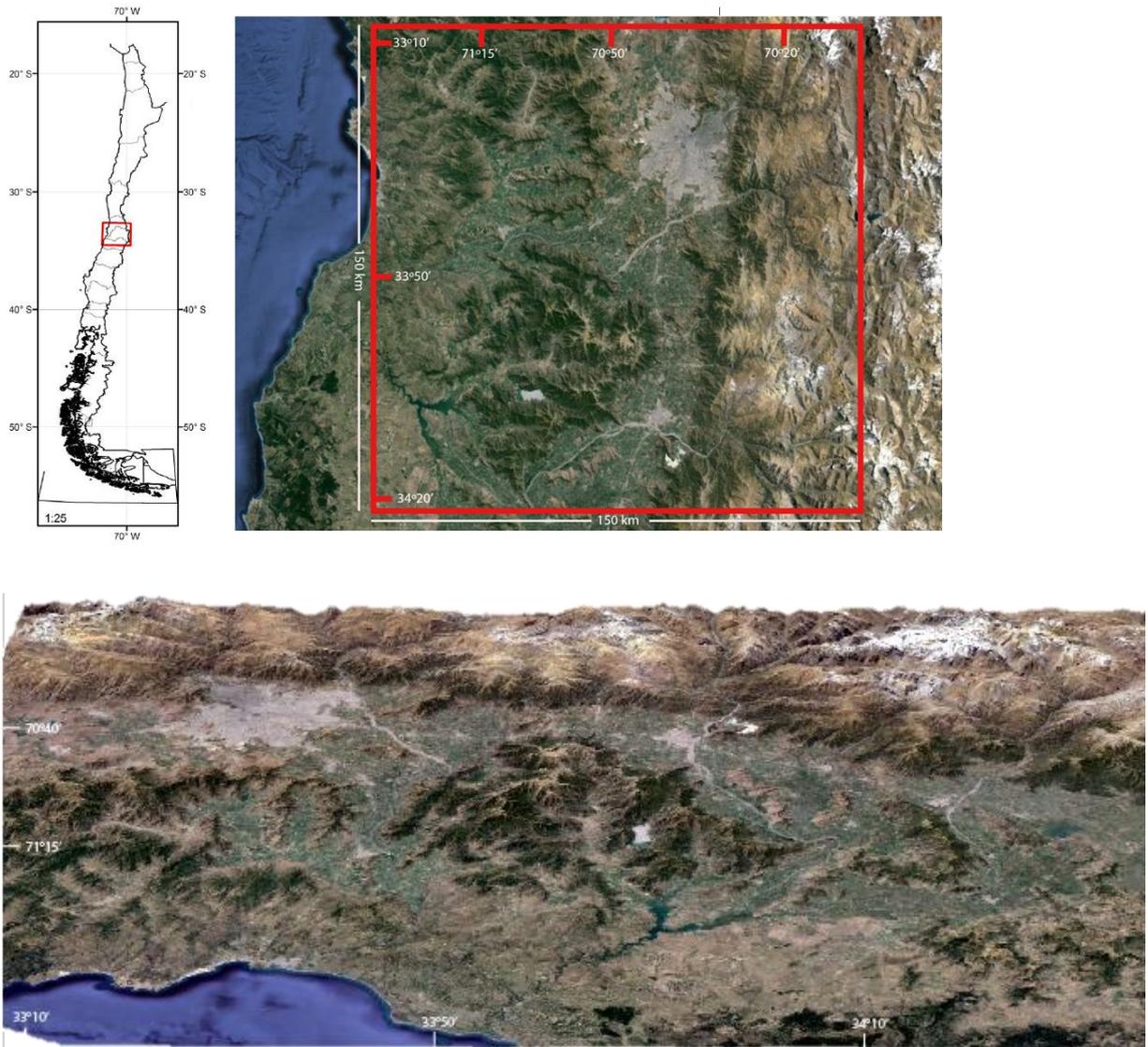


Figura 1.1 Zona de estudio: (Izquierda) ubicación de la zona de estudio a nivel nacional. (Derecha) imagen obtenida de *Google Earth* marcada en rojo la zona de estudio. (Abajo) imagen en 3D de la zona de estudio mirando hacia el este.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. OBJETIVO GENERAL

Generar un modelo que permita el análisis de diferentes parámetros y su influencia que tienen sobre la formación de un valle longitudinal, particularmente sobre la Depresión Central de la Región Metropolitana.

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Estudiar el rango de erodabilidad que podría permitir un papel significativo de la erosión diferencial en el desarrollo de la Depresión Central.

- Determinar el papel del alzamiento de la Cordillera Principal y de la Cordillera de la Costa en el desarrollo de la Depresión Central en la región Metropolitana.
- Determinar y modelar las influencias de contrastes y cambios climáticos en el desarrollo de la Depresión Central.
- Acotar el tiempo geológico necesario para la generación del relieve de la Zona Central.

1.4. HIPÓTESIS DE TRABAJO

La erosión diferencial tiene un papel predominante en la formación de la Depresión Central en la Región Metropolitana.

1.5. METODOLOGÍA GENERAL

La forma en que se llevarán a cabo los objetivos será mediante la modelación numérica de la geomorfología de la Zona Central mediante el programa computacional CIDRE. Este programa permite la visualización de un relieve influenciado por parámetros erosivos, climáticos, tectónicos y tiempo geológico.

Se trabajará para adecuar estos parámetros en función de determinar un relieve similar a lo que hoy conocemos junto con investigaciones bibliográfica que otorgue información pertinente respecto al alzamiento Andino Central durante el Neógeno; junto con datos de tasas de alzamiento acotados en un rango de tiempo. También referencias que otorguen datos de los coeficientes erosivos y resistencia de las rocas que forman la Depresión Central de Santiago, acompañado con un estudio de retrocesos de los *knickpoints* y la presencia de rasgos geomorfológicos reconocidos y descritos por la bibliografía. También se complementará con la información disponible sobre la variación climática durante el Mioceno dentro de la zona central.

El estudio se llevará a cabo con la ejecución de distintos modelos de alzamiento de las distintas estructuras morfológicas (Cordillera de la Costa, oeste de la Cordillera Principal, etc.) que se encuentran en la Depresión Central con la variación de los distintos parámetros que el CIDRE trae consigo, con el fin de analizar que parámetros influyen en la formación de la Depresión Central y finalmente obtener un modelo similar al relieve que se observa dentro del área de estudio aplicando las condiciones tectónicas y climática de la evolución de los Andes de Chile Central.

2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS REGIONALES

2.1. GEOMORFOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1.1. ANTECEDENTES PRELIMINARES:

Los agentes climáticos y erosivos, junto con la actividad tectónica proporcionan el desarrollo del relieve según Anderson (2010). Existen varios modelos que explican la evolución de laderas que proporciona un relieve.

En primer lugar, existe el concepto de *downwearing* acuñado por Davis (1899), quien plantea que luego de un alzamiento de una superficie plana, se produciría valles con paredes abruptas y una incisión vertical conservando relictos de la superficie inicial, seguido de una baja de energía en donde predominaría la erosión lateral generando valles más anchos (Rice, 1983), finalmente se obtiene una superficie senil plana llamada *peneplanicie*.

En segundo lugar, el autor King (1953), plantea el concepto de pedimentación en donde la formación de superficies planas se debe al retroceso de los *knickpoints* de las laderas, diferente al proceso de peneplanicies debido a una incisión vertical abrupta. Los pedimentos (caracterizados por su baja inclinación, $<10^\circ$), según el autor, se localizan en la base del orógeno (pedemonte). Para Cooke (1970), existe una asociación de pedimento, constituida por el pedimento propiamente tal, una zona de transporte y un lugar de cobertura aluvial correspondiente a los depósitos del frente de montaña, el cambio abrupto de pendiente es llamado pedemonte, como se observa en la Figura 2.1. Los pedimentos pueden encontrarse de forma habitual en climas áridos y semiáridos y no tienen una preferencia litológica a la hora de su formación (Cooke, 1970, King, 1953; Dohrenwend y Parsons, 1994; Pelletier, 2010; Twidale, 1981; Naranjo, 2014).

Los análisis numéricos de Strudley y Murray (2007) y de Pelletier (2010) concluyen que los pedimentos se originan en zonas donde las propiedades del suelo y meteorización no permiten una incisión característica del *bedrock* producto del clima; además la tectónica es responsable de la inclinación de éste, junto con la meteorización y erosión del mismo, provocando la denudación.

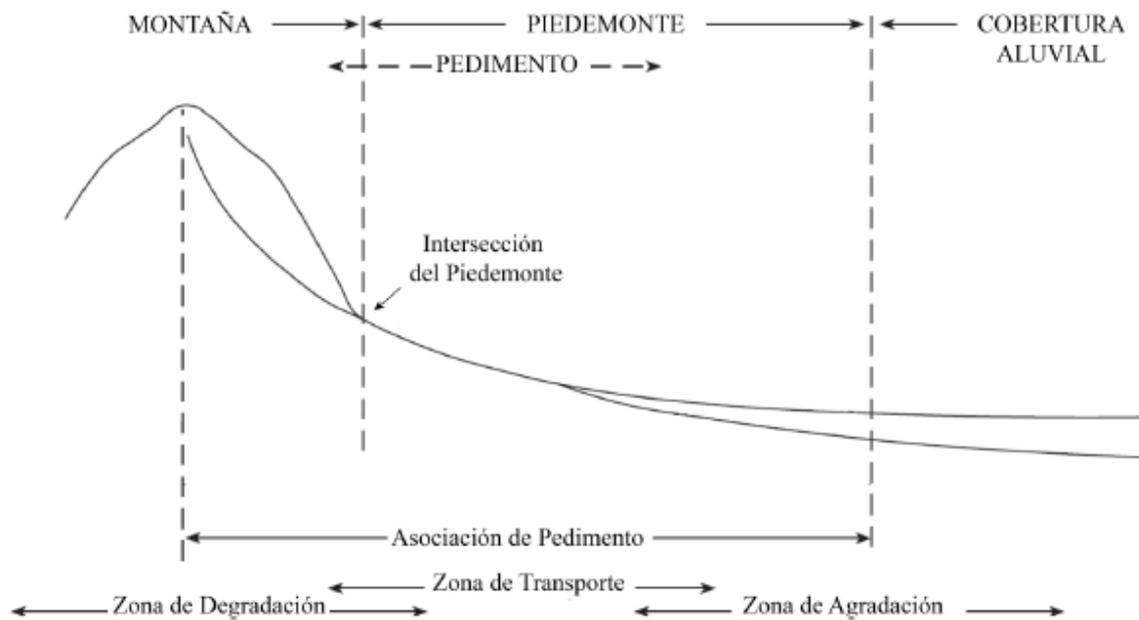


Figura 2.1: Esquema de las partes de la Asociación de Pedimento, definido por Cook (1970). Imagen obtenida de Dohrenwend y Parson (1994) y modificada por Naranjo (2014).

2.1.2. UNIDADES MORFOTECTÓNICAS REGIONALES

La zona de estudio comprende entre los 33°- 34° S, en ella se pueden encontrar 3 unidades morfotectónicas que van de oeste a este: la Cordillera de la Costa, Depresión Central y la Cordillera Principal occidental, como se observa en la Figura 2.2.

La Cordillera de la Costa, según Wall *et al.* (1996), puede dividirse en un sector oriental y otro occidental. El lado oriental se caracteriza por presentar suaves relieves incididos que han sido interpretados como terrazas de abrasión, en cambio, el sector occidental está formada principalmente por granitoides del Paleozoico Superior y por secuencias volcanosedimentarias. (Fock, 2005). Los sectores orientales de la Cordillera de la Costa, presenta las mayores elevaciones superando los 2.000 m.s.n.m. justo al oeste de Santiago. Hacia el sur, disminuye su altura a menos de 900 m.s.n.m. Un cordón de intrusivos de edad Cretácica Superior marca el borde oriental de la Cordillera de la Costa, presentando principalmente el margen del valle de Santiago. (Farías, 2007).

Para Pastén *et al.* (2015), el relieve de la Depresión Central donde se ubica la ciudad de Santiago, presenta pendientes suaves con elevaciones que van desde los 450 a 700 m.s.n.m, además la profundida del basamento rocoso posee una geometría irregular con profundidades que varían desde los 200 m hasta 500 m en distintos sectores de la capital. La Depresión Central está compuesta por depósitos de grava, principalmente aportados por los ríos Mapocho y Maipo, depósitos de ceniza volcánicas (pumacítas) y de suelo fino. Cuya edad, es probablemente, según Vergara *et al.*(2004) de Plioceno – Cuaternario. El basamento está constituido por unidades Cretácicas dispuesta de forma similar a las unidades estratificadas de la Cordillera de la Costa oriental; estas secuencias se ponen en contacto con rocas asignadas a los niveles basales de la Formación Abanico por medio de fallas invertidas de vergencia oeste y por discordancia erosiva. (Farías, 2007).

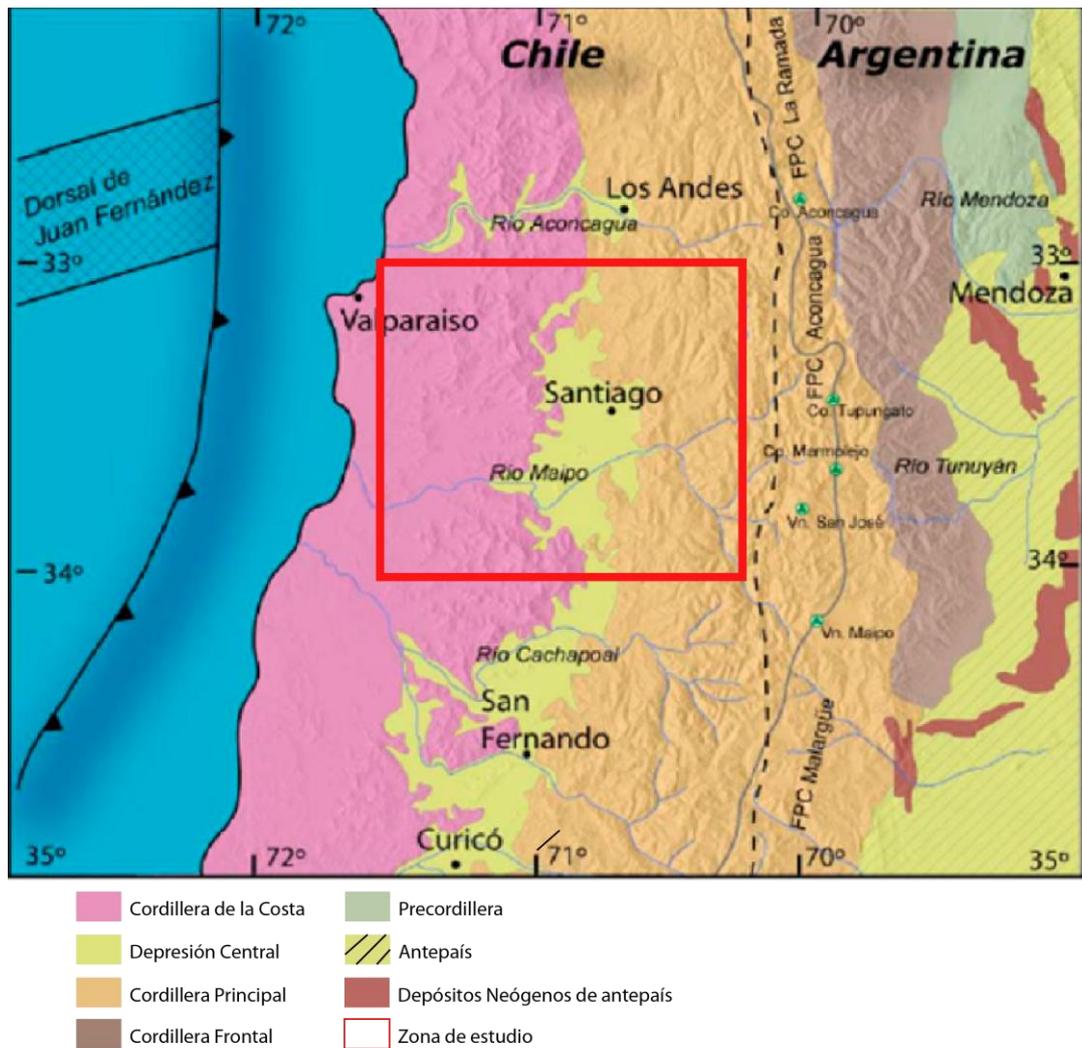


Figura 2.2: Mapa que ubica las Unidades Morfológicas Principales de la zona de estudio. Imagen tomada y modificada de Fock (2005).

La Cordillera Principal es dividida en tres franjas en función de sus estructuras y litologías (occidental, central y oriental). Para este trabajo, se trabajará con la zona occidental de esta unidad morfoestructural, conformada por la Formación Abanico (Eoceno Superior?-Mioceno inferior), donde inmediatamente al este, aparece la Formación Farellones (Mioceno inferior – Mioceno Superior). Limitada al este, la franja occidental de la Cordillera Principal se encuentra una serie de plutones y cuerpos intrusivos del Mioceno inferior correspondientes al plutón La Gloria, San Gabriel, Cortaderal, entre otros. (Farías, 2007). La Cordillera Principal limita al este de la Depresión Intermedia a través de la falla inversa San Ramón, al menos en esta zona, la Depresión Central no correspondería a un graben extensional y sería la acción de esta falla la responsable del alzamiento de esa zona de los Andes, alzando la Formación Abanico sobre Santiago (Rauld, 2002). Según Farías (2007), el sistema de falla de San Ramón-Pocuro en Santiago destaca su desarrollo como estructuras normales durante la extensión de la cuenca de Abanico (Eoceno – Oligoceno), luego su inversión en el Mioceno inferior, y su reactivación como falla inversa desde el Mioceno hasta ahora.

2.1.3 RASGOS GEOMORFOLÓGICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO

1. Zonas de terrazas marinas pleistocenas: Cercano a la costa aparecen depósitos batiales someros cubiertos por sedimentos de agua poco profundos que muestran al menos 2 km de alzamiento durante el Plioceno. Su emersión es interpretada debido a depósitos laháricos sobre los depósitos batiales y la presencia de foraminíferos de agua profunda y somera. La edad de alzamiento está acotada entre los 4.4 Ma hasta los 2.7 Ma. (Encinas *et al.*, 2007; Finger *et al.*, 2007). Para Farías (2007), este proceso habría parcialmente bloqueado el drenaje, generando la sedimentación en la Depresión Central.

2. Peneplanicies elevadas: Las cumbres más altas de la Cordillera de la Costa tienen forma plana, evidenciando relictos de superficies de erosión continental (Borde, 1966) constituidas básicamente por cuerpos intrusivos cretácicos. Su alturas más significativas se encuentran entre los 2.200 – 2.300 metros (Naranjo, 2014). Superficies de erosión plana entre los 2.600 – 3.200 metros de altura se encuentran también en la Cordillera Principal Occidental principalmente construidas sobre la Formación Farellones, sin embargo, peneplanicies se extienden a lo largo de la Depresión Central y la Cordillera de la Costa formando uniones entre ambas cordilleras (Farías *et al.*, 2008).

3. Pedimentos: Se identifican en la Cordillera de la Costa y Principal superficies erosionadas ubicadas en el frente montañoso con inclinación menor de 10°. Se observan estas características al norte de Santiago, Provincia de Chacabuco, preservadas sin vegetación y compuestas de rocas volcanosedimentarias de la Formación Las Chilcas, en el Río Maipo y Río Aconcagua (Naranjo, 2014).

4. Cerros islas y colinas abandonadas: Montículos aislados o basamentos aflorado parcialmente de la Depresión Central (Cerros Santa Lucía, Chena, Renca, entre otros), ubicados continuamente al relieve con mayor altura, no superan los 1.000 metros de altura y su composición varías desde basaltos a riolitas; actualmente se conectan a las montañas a través de los depósitos no consolidados (Vergara *et al.*, 2004; Farías, 2007; Naranjo, 2014).

2.2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.2.1. CORDILLERA DE LA COSTA

El sector norte de la parte occidental de la Cordillera de la Costa (33 – 34° S) está caracterizado, según Wall *et al.* (1996), por tonalitas y granodioritas de anfíbol y biotita de edad Carbonífero – Pérmico. En los sectores central y nororiental afloran intrusivos granodioríticos de edad jurásica y triásica, alrededor de 160 Ma. Un cordón de cuerpos intrusivos de edad Cretácica Superior limita el borde oriental del margen con el valle de la Depresión Central, existiendo algunos cuerpos hacia el sur, composicionalmente variado de granodioritas a pórfidos andesíticos. (Fock, 2005). Las secuencias estratificadas encontradas son la Formación las Chilcas, que corresponde a una secuencia sedimentaria y volcánica estratificada, con intercalaciones de lavas basálticas, conglomerados y rocas piroclásticas; además se encuentra la Formación Lo Valle, cubriendo en discordancia con erosión a la formación anterior, siendo esta una secuencia de tobas de composición adesítica a riolítica con intercalaciones de lava y rocas sedimentarias lacustres. (Fock, 2005; Wall *et al.*, 1996)

2.2.2. DEPRESIÓN CENTRAL

El valle de Santiago se encuentra inmerso en la Depresión Central, entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. Su relleno, corresponde a depósitos Cuaternario aluviales, fluviales, coluviales; variando entre los 300 – 500 metros, constituido básicamente por depósitos no consolidados de grava, bloques, arena, limo y arcilla. En la Depresión Central, afloran diversos cerros islas correspondientes a tobas soldadas riolíticas a dacíticas, lavas basálticas y andesíticas y dacitas porfídicas de anfíbol (Fock, 2005; Vergara *et al.*, 2004, Yáñez *et al.* 2015).

2.2.3. CORDILLERA PRINCIPAL OCCIDENTAL

Las principales formaciones de la Cordillera Principal occidental que afloran en la zona de estudio corresponden a la Formación Abanico (Aguirre, 1960) y la Formación Farellones (Klohn, 1960). La primera de éstas, corresponde a lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas e intercalaciones sedimentarias continentales, se encuentra plegada presentando un espesor de 3.000 m.s.n.m; presenta una edad Eoceno Superior – Mioceno; además presenta un hiatus de erosión de 35 Ma con la Formación Lo Valle y otro de 90 Ma con la Formación Las Chilcas. La segunda, en cambio, está compuesta por sucesiones de lava, tobas, ignimbritas con intercalaciones de brechas, se le asigna una edad Miocena acorde a dataciones de K/Ar y con espesor aproximado de 2.500 m.s.n.m donde intrusivos de edad Mioceno Superior – Plioceno la intruyen. El contacto entre esta dos formaciones varía de discordante a pseudo concordante (transicional) dependiendo de las fallas de reactivación asociadas (Fock, 2005).

Los intrusivos que afloran dentro de la zona de estudio de la Cordillera Principal occidental corresponden principalmente a plutones granodioríticos cuya edad va variando entre los 20 – 18 Ma y 13 – 8 Ma (Fock, 2005).

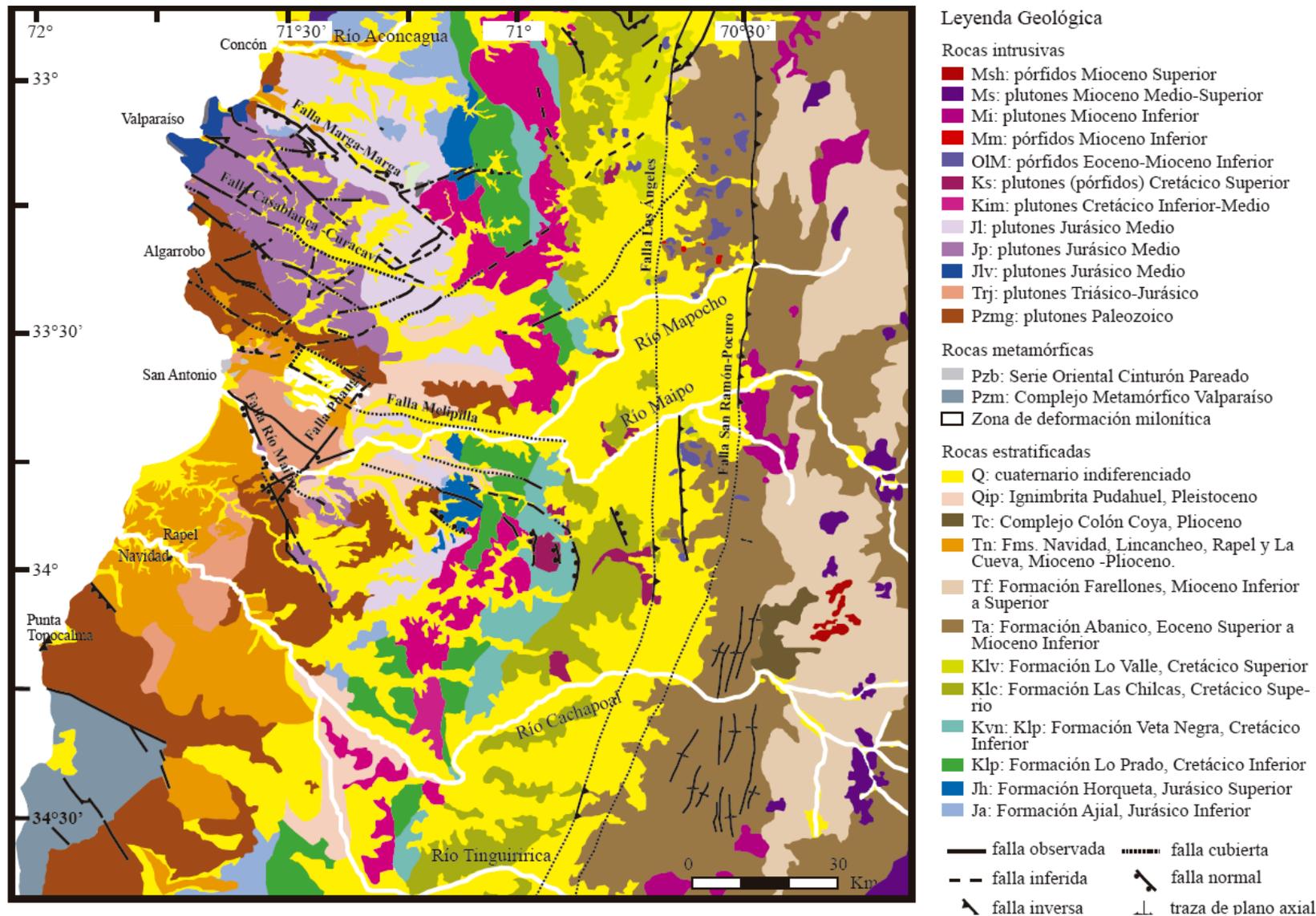


Figura 2.3: Mapa geológico de la zona de estudio. Obtenido de Rodríguez (2008), confeccionado de del Mapa Geológico de Chile a escala 1:1.000.000 SERNAGEOMIN (2002) y Farías (2007).

2.2.4. PRINCIPALES CERROS ISLAS

1.- Cerro Chena y Cerro Lonquén: Cerros isla ubicado al sur poniente de Santiago, corresponden a brechas volcánicas con clastos andesíticos, asignadas a la Formación Las Chilcas (Rodríguez, 2013).

2.- Cerro Renca y Cerro Colorado: Es un cerro isla ubicado al poniente de Santiago, cuya composición corresponde a lavas y conglomerados. Los estratos se disponen de forma homoclinal hacia el este. Se sugiere un contacto por falla inversa entre la Formación Lo Valle (Cretácico Superior) y miembros basales de la Formación Abanico (Eoceno Superior), que ha sido interpretado como un borde de cuenca donde se acumuló la Formación Abanico (Sellé, 1999).

3.- Cerro Blanco: Pertenece a la Unidad Chicureo – Recoleta dentro de la Formación Abanico. Cuya composición corresponde a una dacita porfídica, con abundantes xenolitos de diorita. (Sellés, 1999).

4.- Cerro Santa Lucía: Dique de 300 metros de espesor con una orientación inclinación hacia el este. Corresponde a una andesítica basáltica con una edad perteneciente al Mioceno temprano (Vergara, 2004).

2.3. MARCO ESTRUCTURAL

Las estructuras principales que se encuentran en la zona de estudio corresponden a pliegues asimétricos con rumbo N – NE pero presenta variaciones en la vergencia tanto al este como al oeste (Fock, 2005).

Dentro de la Cordillera de la Costa, se encuentra la Falla de Melipilla (Figura 2.3), con orientación EW y extensión hacia el W, corresponde a una falla dextral y/o transprecional, no se logra observar en la superficie debido a su cubierta sedimentaria. Cumple la función de separar dominios geológicos entre rocas volcanosedimentarias al sur y rocas intrusivas al norte del Río Maipo. (Wall *et al.*, 1996; Naranjo, 2014). Dentro de esta unidad morfológica, se encuentra la Falla Río Maipo y la Falla Puangue, ambas fallas normales con orientación NNW y NE que exponen rocas graníticas (Wall *et al.*, 1996). Las rocas estratificadas de la Cordillera de la Costa Oriental con edades que fluctúan entre el Triásico y el Cretácico Superior, se encuentran dispuestas monótonamente en un homoclinal inclinado hacia el este con pliegues que no modifican mayormente su disposición (Farías, 2007).

Al lado occidental de la Depresión Central, Fock (2005) define la Falla Infiernillo, que presenta orientación NS, corresponde a fallas normales que posteriormente sufrieron inversión dentro Oligoceno Superior – Mioceno Inferior siendo fallas inversas con vergencia al oeste (Naranjo, 2014). El lado oriental de la Depresión Central, limitando con la Cordillera Principal, se encuentra la Falla San Ramón – Pucuro, presenta orientación NS y movimiento inverso de vergencia al oeste evidenciado por un abrupto desnivel topográfico (Rauld, 2002; Naranjo, 2014).

Finalmente la Cordillera Principal, se encuentra deformada por pliegues apretados, anticlinales y sinclinales, fallas de orientación NS y vergencia oeste. Junto con la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua con corrimientos de vergencia este (Naranjo, 2014).

2.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La evolución a gran escala del margen continental de la región Andina de Chile Central corresponde en un primer lugar (Proterozoico Superior – Paleozoico Superior) a una etapa acrecional de terrenos alóctonos al margen occidental de Gondwana controlando la composición cortical de la región Andina. Una segunda etapa de desarrollos de cuencas extensionales y quiebre de Gondwana (Pérmico Superior – Jurásico Inferior) y finalmente la etapa que da origen a la subducción moderna (Farías, 2007).

La subducción moderna tiene su comienzo en el Jurásico Superior, se caracteriza por el continuo desarrollo de cuencas de trasarco de orientación norte sur, experimentado varios eventos de transgresión y regresión. No existen evidencias de contracción durante el Paleoceno, en donde se desarrolla una marcada discordancia angular entre el Cretácico Superior y Eoceno Inferior. Alrededor de los 40 Ma, habría comenzado la extensión en donde se emplazó la Formación Abanico, la etapa de extensión de la cuenca se habría iniciado en el Eoceno medio hasta el Oligoceno inferior, caracterizada por una orientación NNE (Charrier *et al.*, 2007, 2009). La extensión, como se observa en la Figura 2.4, se concentró en tres sistemas de fallas mayores: Sistema de Falla Infiernillo - Portezuelo, Sistema de Falla Pocuro – San Ramón, ambos manteando hacia el este y el Sistema de Falla El Diablo, manteando al oeste, en donde la parte oriental acumula mayor cantidad de sedimentos (Charrier *et al.*, 2005, 2009; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014).

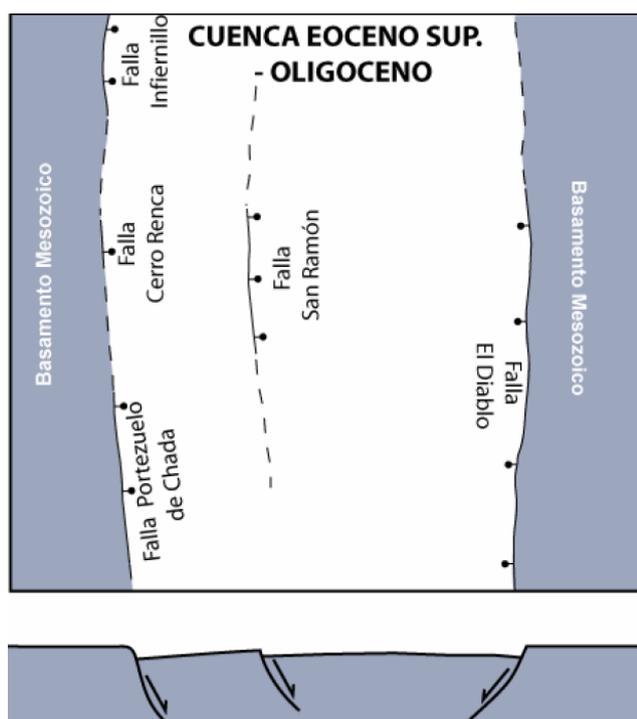


Figura 2.4: Cuenca de Abanico donde se ilustran las fallas normales mayores posteriormente invertidas. Imagen obtenida de Fock (2005).

2.4.1. INVERSIÓN TECTÓNICA Y DEFORMACIÓN NEÓGENA

Para Fock *et al.*, (2006), la deformación moderna de la Cordillera Principal se debe a la inversión tectónica donde fue depositada la Formación Abanico (Eoceno superior –Oligoceno) y la Formación Farellones (Mioceno) correspondiente a una deformación continua responsable del estilo estructural de vergencia oeste que se observa en la franja Oriental de la Formación Abanico. En la cuenca de Abanico, durante Oligoceno Superior y Mioceno Inferior, se produjo la inversión parcial debido a la reactivación de las fallas normales antes descritas (Figura 2.5.C).

Se produce engrosamiento cortical y una intensa sostenida actividad volcánica correspondiente a la Formación Farellones y emplazamiento de cuerpos plutónicos de signatura calcoalcalina (Fock *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2002).

Un segundo evento de edad Miocena inferior a media afectó a los principales depósitos mesozoicos en la Cordillera Principal Oriental (15 - 9 Ma), que producto de la progresión normal hacia el este se desarrolló la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, exhumando posteriormente la Cordillera Frontal (Figura 2.5.D-E).

Entre los 10 y 8 Ma (Mioceno tardío – Plioceno) la actividad plutónica se concentró en la parte occidental de la Faja Plegada y Corrida desarrollando un progresivo engrosamiento cortical que coincide con la formación de pórfidos cupríferos en la Cordillera Principal de Chile (Charrier *et al.*, 2009) como se puede observar en la Figura 2.5-E. Ocurre también basculamiento hacia el oeste, reactivación de fallas fuera de secuencia y desarrollo de retrocorrimientos hacia el oeste (Charrier *et al.*, 2009; Farías *et al.*, 2010; Fock, 2005).

Finalmente, durante el Plioceno hasta el presente (Figura 2.5.F), la deformación se ha concentrado en la zona de antepaís a través de la inversión de un rift triásico junto con el desarrollo de fallas de bajo ángulo cortando las fallas invertidas existentes (Giambiagi *et al.*, 2003). Según Farías *et al.* (2008), la Cordillera Principal Occidental habría sufrido un alzamiento de 2 km entre los 10.5 y 4.6 Ma.

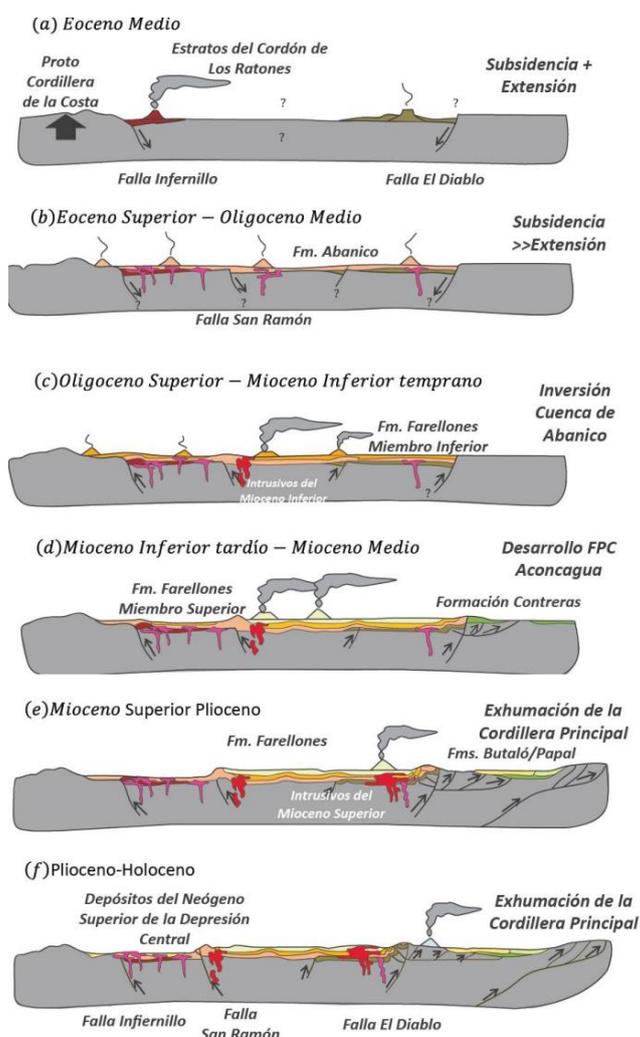


Figura 2.5: Modelo de evolución tectónica de los Andes Central entre los 33 y 34°. Imagen obtenida de Villela (2015), modificada de Fock (2005).

2.4.2. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA DEPRESIÓN CENTRAL

Farías *et al.* (2008) a través del estudio de las peneplanicies de la zona Central de Chile, de traza de fisión en apatito y circones y el estudio de corrimiento de distintos *knickpoints* para estudiar el comienzo del alzamiento de la superficie, plantea una evolución geomorfológica de Chile Central. En un principio, los autores proponen que la Falla de San Ramón habría provocado 1.1 km de alzamiento en el bloque este de la zona correspondiente a la Cordillera Principal occidental, si es que efectivamente las peneplanicies encontradas al este de la Cordillera de la Costa serían las mismas encontradas al lado oeste de la Cordillera Principal.

Tabla 1: Cálculo de la aceleración del *knickpoint*. Tabla obtenida y modificada de Farías *et al.* (2008).

Parámetro	Valor	Descripción
Cálculo de la constante de erodabilidad <i>K</i>		
<i>b</i>	44 km	Distancia del <i>knickpoint</i> de 3.85-2.3 Ma hasta la divisoria de aguas.
<i>a</i>	25 km	Distancia del <i>knickpoint</i> de 1.1 Ma hasta la divisoria de aguas.
<i>h</i>	1.76	Recíproco de la ley de Hack.
<i>m</i>	0.5	Exponente adimensional de la ley de corrientes (<i>Stream-power law</i>).
<i>n</i>	1	Exponente adimensional de la ley de corrientes (<i>Stream-power law</i>).
<i>K</i>	$2.73 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ (mínimo) $7.97 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ (máximo) $4.03 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ (central)	Constante de erodabilidad de la ley de corrientes (<i>Stream-power law</i>).

Para Farías (2007), la Depresión Central no es cuenca subsidente *sensu stricto*, sino que la denomina valle debido a su predominante naturaleza erosiva, respuesta dada producto al alzamiento que afectó al antearco entre los 10-4 Ma. Se plantea, que hubo erosión diferencial favorecida por cuerpos más competentes de litología granítica en la parte de la Cordillera de la Costa, éstas habrían retenido el avance de aguas arriba de los *knickpoints* originados producto del alzamiento, mientras que los drenajes que atravesaban litología menos resistente habrían tenido una migración más rápido generando capturas laterales implicando una excavación norte – sur; posiblemente debido a un basculamiento hacia el este del antearco al oeste de la Cordillera Principal.

Frente al relleno sedimentario que cubre la Depresión Central hoy, Farías (2007), propone que se debe al bloqueo del drenaje producto del alzamiento del borde costero iniciado en el Plioceno y a la erosión de la Cordillera Principal (Figura 2.6). Esto se evidencia en la relación *onlap* de los sedimentos contra el bloque occidental de la Cordillera de la Costa, en cual fueron desarrolladas las terrazas de abrasión marina.

El alzamiento de la superficie para Farías (2007) se debe a tres eventos que ocurrieron de forma simultánea: al establecimiento del límite sur de la zona de subducción plana, el alzamiento en el antepaís argentino debido a los corrimientos fuera de secuencia en la parte central de la Cordillera Principal y la alta subsidencia de la parte occidental de la Cordillera de la Costa

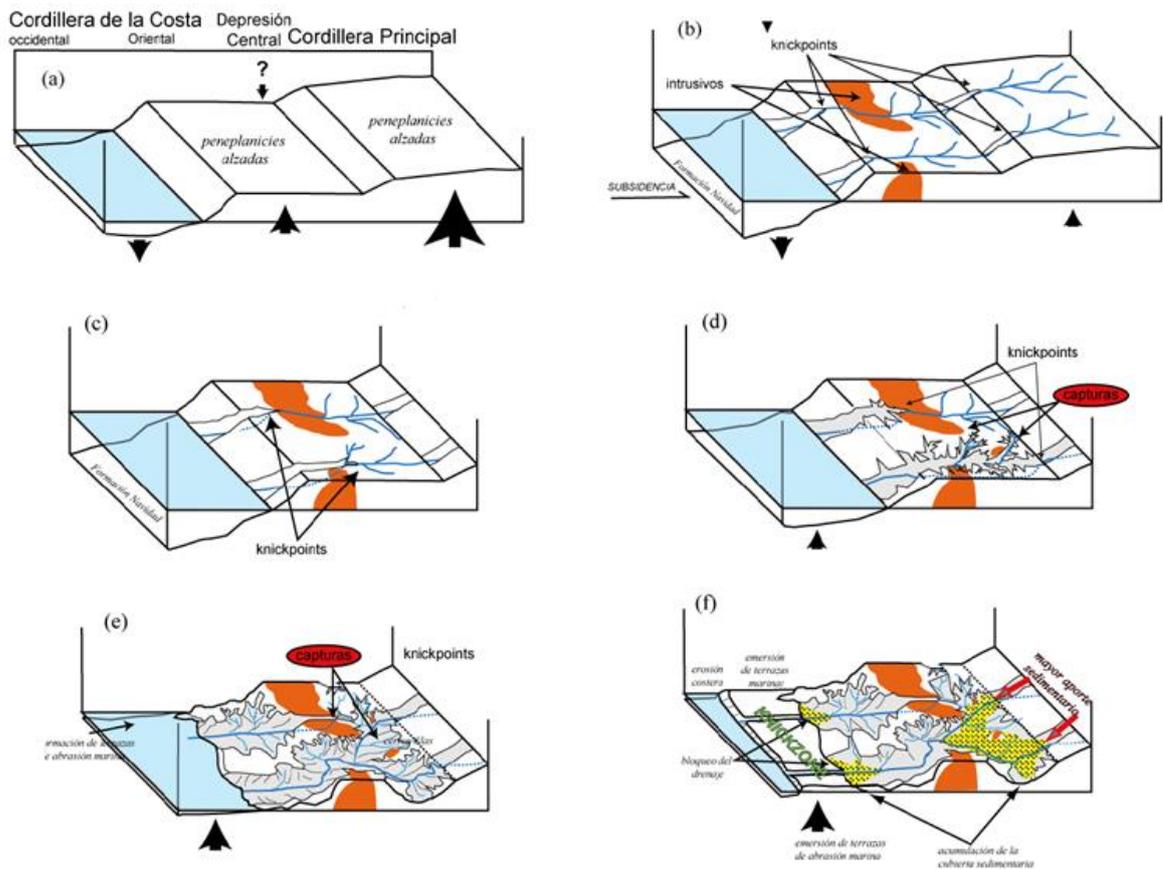


Figura 2.6: Imagen obtenida de Farías (2007), donde se explica el mecanismo de erosión diferencial frente al alzamiento tectónico que tiene la zona. (a) Condiciones iniciales dadas por el alzamiento regional. (b) Respuesta inmediata de la erosión formando empinados *knickpoints*. (c) Retención de *knickpoints* en capas litológicas más duras y rápido retroceso en zonas menos resistentes. (d) Crecimiento de la red de drenaje del río, inicio de capturas laterales. (e) Captura del río principal, formación de terrazas de abrasión marina, abandono de la red cuyo *knickpoint* se encuentra retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero, acumulación sedimentaria, mayor ingreso en la Depresión debido a la mayor erosión en la Cordillera Principal e inicio de glaciaciones montañosas.

La erosión diferencial como mecanismo principal en la formación de la Depresión Central, tiene la siguiente modelación según Farías (2007). La Figura 2.7, muestra el transcurso de dos ríos paralelos (Río 1 y Río 2) y un Río 3 que pasan lateralmente entre los flujos anteriores. El Río 1 y el Río 2 atraviesan un sustrato rocoso de con un coeficiente de erodabilidad K_2 , además el Río 1 cruza una litología más resistente con un coeficiente de erodabilidad K_1 , donde se cumple que $K_1 < K_2$. Debido a esto se forma un tributario (Río 3) que une ambos ríos paralelos, formando un drenaje lateral.

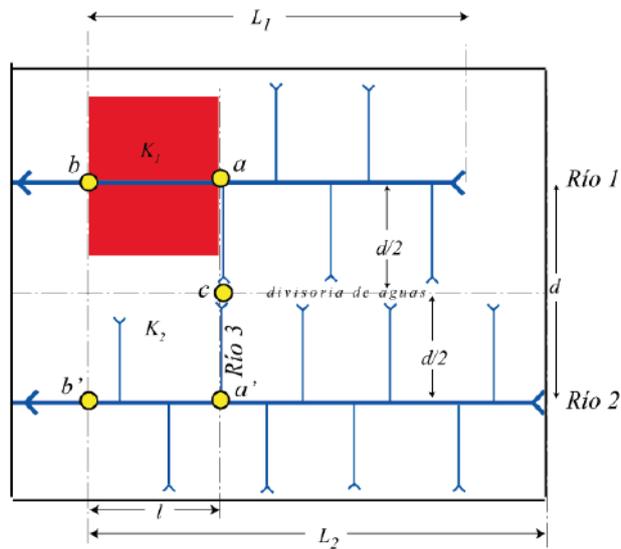


Figura 2.7: Vista en planta de la obtención de una red lateral donde $K_1 < K_2$. Imagen obtenida y modificada de Farías (2007).

De este modo, la condición que se debe cumplir para la existencia de un drenaje lateral, según Farías (2007), queda dada por la siguiente expresión:

$$d < \left[\frac{K_2 [L_1^{1-zm} - (L_1 - l)^{1-zm}] - K_1 [L_2^{1-zm} - (L_2 - l)^{1-zm}]}{2K_1} \right]^{1/(1-zm)}$$

Además debe existir una diferencia de al menos dos órdenes de magnitud entre K_1 y K_2 junto con una diferencia significativa entre L_1 y L_2 para que la posibilidad de captura sea más favorable como se ilustra en la Figura 2.8.

Por otro lado, de acuerdo a análisis de proveniencia de Rodríguez (2008), el relieve que conformaba la Depresión Central en ese entonces estaría constituido por rocas volcánicas del basamento, proponiendo que la Falla de San Ramón habría producido alzamiento posteriormente; además el alzamiento de la Cordillera la Costa habría sido provocado por una falla similar a la Falla de Arauco (37 - 38°S) o algún sistema de falla que se relaciona con el alzamiento en el Plioceno. Complementando el trabajo de Farías *et al.*, (2008), luego de los 4.6 Ma, se habría llevado a cabo el alzamiento de la Cordillera Principal Occidental producto a la actividad de la Falla de San Ramón, generando así la Depresión Central producto de erosión. Finalmente a los 2.7 Ma ocurre el alzamiento de las terrazas marinas al oeste de la Cordillera de la Costa afectando el régimen de erosión y sedimentación de la Depresión Central.

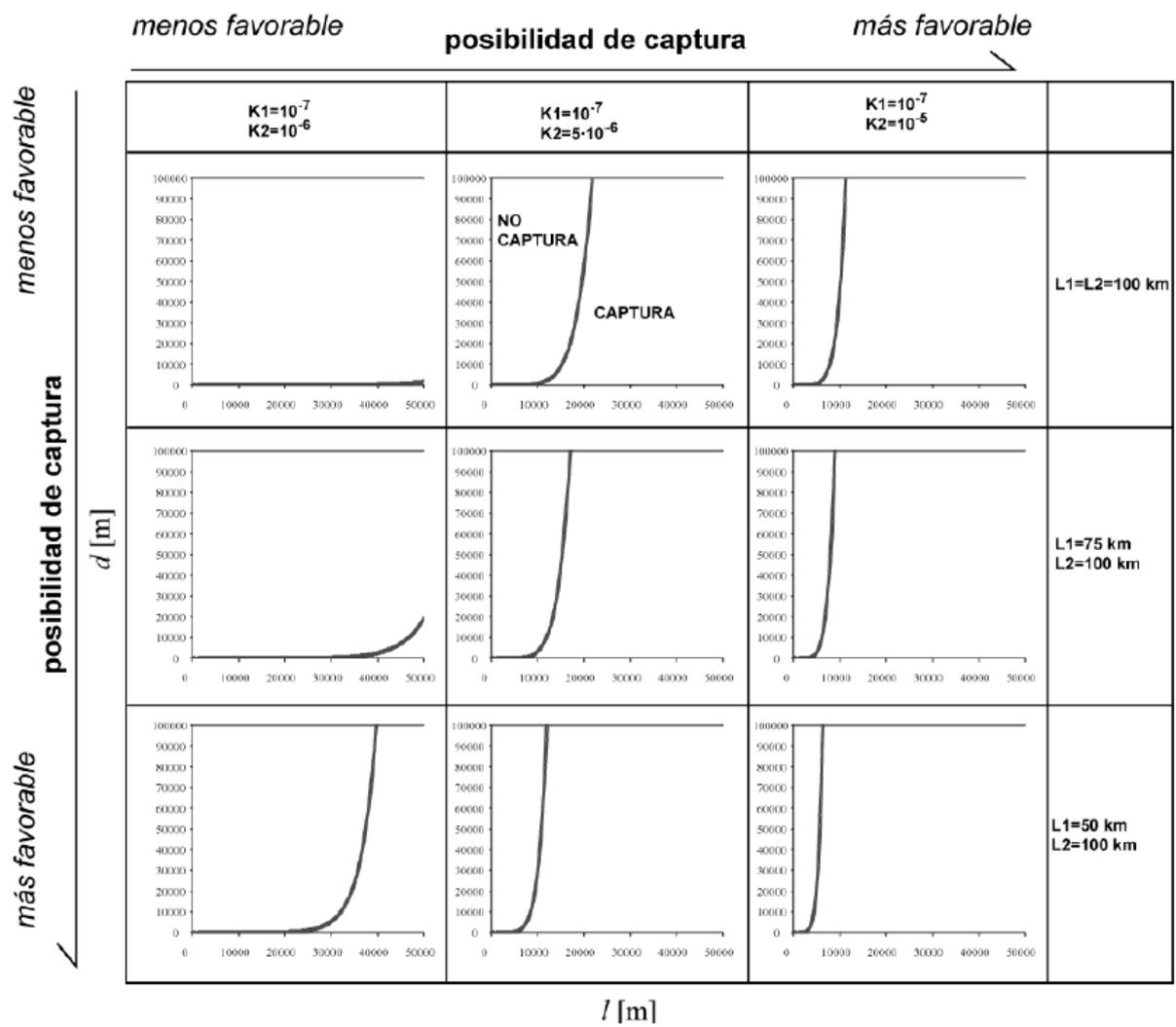


Figura 2.8: Relación entre la distancia entre dos ríos principales (d) y el largo de la zona con erodabilidad más baja (l) para generar una captura lateral. La región bajo la curva corresponde a la zona donde se genera captura. Imagen modificada y obtenida de Farías (2007).

3. ANTECEDENTES PALEOCLIMÁTICOS Y CLIMÁTICOS

Desde el Paleoceno hasta el Mioceno temprano, un clima subtropical lluvioso con promedios altos de temperatura y baja variación se registraba en el sur y centro de Chile. Estudios palinológicos de la Formación Navidad han determinado que mayor a los 16 Ma condiciones de temperatura son aproximadamente de 15°C con una precipitación anual de 1.150 mm/año. Posteriormente, entre los 16 – 12 Ma se sugiere un aumento en la temperatura entre 21-24°C y una disminución en la precipitación entre 910 – 440 mm/año, esto debido al alzamiento rápido de los Andes. Finalmente ocurre un periodo de aridez a partir de los 10 Ma. (Gutiérrez *et al*, 2013).

En el área de estudio predominan vientos marinos derivados del W que se ven obstaculizados por la topografía de la Cordillera de la Costa mientras que por el E, la Cordillera Principal impide el paso de corrientes desde el Océano Atlántico. Como se puede ver en la Figura 3.1, esta configuración permite que la zona de interés presente un clima de tipo mediterráneo seco caracterizado por altas lluvias durante el invierno (50-1.000 mm/y) y días secos durante el verano (Casanova *et al*, 2013).

Más en la actualidad, la información que maneja la Dirección Meteorológica de Chile, define a la Región Metropolitana como una zona que presenta un clima templado con lluvias invernales donde se registran precipitaciones anuales entre los 300 y 500 mm/año.

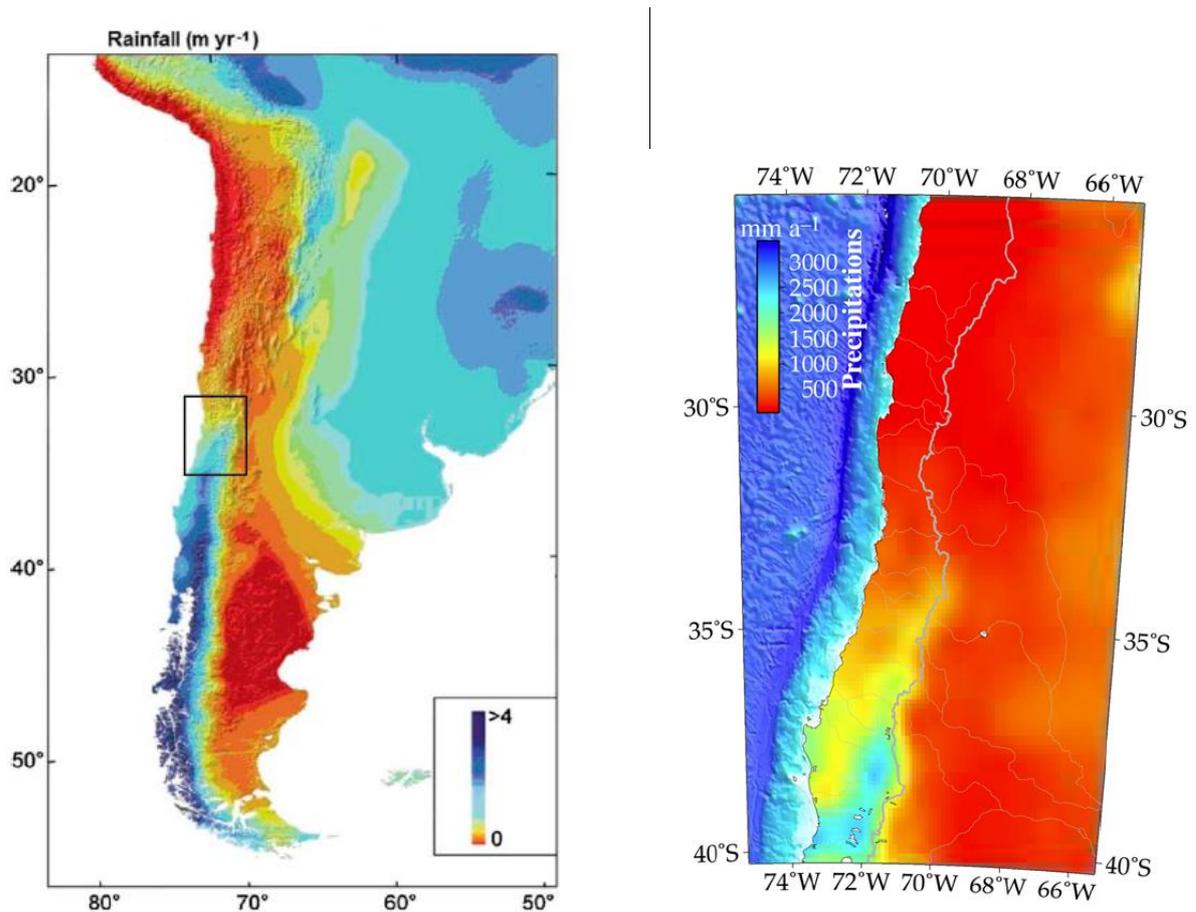


Figura 3.1: (Izquierda) Mapa de precipitaciones obtenido de Strecker *et al* (2007). (Derecha) Tasas anuales de precipitación para Chile Central obtenida de Carretier (2015).

4. MARCO TEÓRICO NUMÉRICO

4.1 MODELACIÓN DE LA EROSIÓN

De forma general, la erosión y denudación que ocurre dentro de una cuenca es controlada por la ecuación de balance de masa representada en términos geológicos (Figura 4.1) dada por la siguiente ecuación (Socolofsky & Jirka, 2005):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\epsilon + D + U \quad (1)$$

Donde el parámetro $\frac{\partial z}{\partial t}$ representa el cambio de altura en el tiempo del lecho del río o del suelo, si es positivo hay sedimentación y si es negativo incisión. El término ϵ corresponde a la tasa de erosión local [L/T], D representa la tasa de sedimentación local [L/T] y finalmente U es la tasa de subsidencia o alzamiento [L/T] (Davy & Lague, 2009).

La sedimentación D es definida como:

$$D = \frac{q_s}{L} \quad (2)$$

Representando la razón entre un flujo incidente de sedimentos q_s [L²/T] con el largo total del transporte L . Si el largo L es suficientemente grande no favorece a la deposición implicando un mayor control de la erosión sobre la incisión dentro de la cuenca. (Carretier *et al.*, 2016).

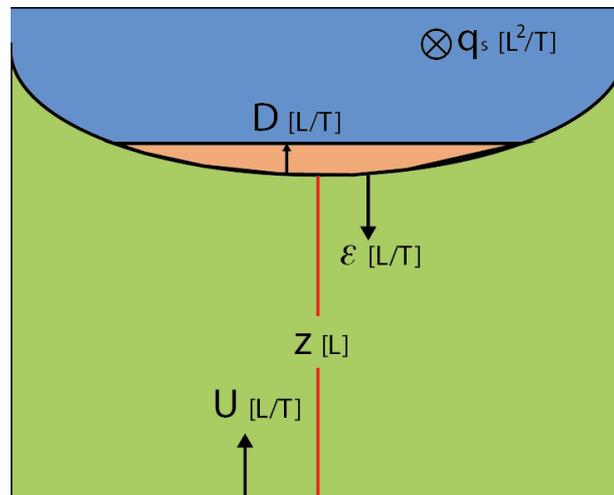


Figura 4.1: Esquema representativo de la ecuación de balance de masa de la erosión. El dibujo representa un corte transversal de un río.

4.2. EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN EN CIDRE

Para el caso de construcción de **laderas (hillslope)** se utiliza modelos de difusión no lineal apoyados por tasas de erosión derivado del ¹⁰Be (Roering *et al.*, 1999; Carretier *et al.*, 2016). Cidre utiliza la variación de altura como una relación entre la tasa de desprendimiento local y la velocidad de sedimentación representado en las ecuaciones (1) y (2). Obteniendo lo siguiente, donde K es el coeficiente de erodabilidad [L/T]:

$$\epsilon = KS \quad (3)$$

$$L = \frac{dx}{1 - \left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \quad (4)$$

Donde S [L/L] corresponde a la pendiente y S_c [L/L] a la pendiente crítica (cuyo valor en los modelos será de 60°). La tasa de desprendimiento es proporcional al gradiente local, mientras que la tasa de deposición (ecuación 2) depende de la pendiente y de la pendiente crítica. Cuando $S \ll S_c$ la mayoría de los sedimentos que entran en una celda se depositan en ésta. Cuando $S \sim S_c$, L tiende a infinito implicando una no redistribución de los sedimentos en la celda, generando un comportamiento de remoción en masa donde un grano erosionado es capaz de bajar a gran distancia sin detenerse. Para un S intermedio hay una transición progresiva entre un movimiento de reptación y un transporte balístico del material a través de la ladera (Carretier *et al.*, 2016).

Para el caso de **ríos**, Cidre utiliza la ecuación ocupada por Whipple y Tucker (1999) que describe simplíficamente el desprendimiento de material sea sedimento o roca madre:

$$\epsilon = Kq^m S^n \quad (5)$$

$$L = \xi q \quad (6)$$

Donde K es el coeficiente de erodabilidad (dependiente de la litología, clima y ancho del canal principalmente) y sus valores se encuentran principalmente entre $10^{-7} - 10^{-4}$, q es la descarga de agua por unidad de ancho de flujo en la celda [L^2/T], S es la pendiente máxima.

El exponente n varía entre $0 - 2$ mientras que m desde $0.1 - 0.5$ probablemente reflejando el impacto de la variabilidad del clima, litología, tasa de alzamiento, hidrología de la cuenca. La longitud de transporte L viene de la derivación de la saltación, siendo ξ [T/L] un factor dependiente del tamaño y densidad de la partícula.

Para los procesos de ríos, la anchura de flujo w viene dado por la siguiente expresión (Carretier *et al.*, 2016):

$$w = k_w Q^{0.5} \quad (7)$$

Donde k_w corresponde a un coeficiente dependiente de la litología y Q [L^3/T] representa al agua total de descarga en la sección del río.

La ecuación (3) describe la erosión del lecho rocoso o roca madre (*bedrock*). Por cada celda uno puede definir distintas capas de sedimentos con sus respectivos K . La erosión de cada capa consume tiempo (dt), de modo que menos tiempo queda para erosionar las capas subyacentes. Esta reducción de tiempo se tiene multiplicando el tiempo de paso dt por $\left(1 - \frac{\text{volumen de la capa}}{w dx \in dt}\right)$ entre las capas, implicando que si la capa superficial está cubierta por sedimentos, la erosión al *bedrock* tomará tiempo produciendo un efecto *cover*. (Whipple y Tucker, 2002; Lague, 2010; Carretier *et al.*, 2015).

La **erosión lateral** en Cidre ocurre cuando el flujo de agua erosiona altos topográficos de forma perpendicular a la dirección de aguas abajo.

$$Q_s l = \alpha Q_s \quad (8)$$

El flujo volumétrico lateral $Q_s l$ [L^3/T] corresponde a una fracción del flujo de sedimentos que va en la dirección agua abajo. Donde α es un coeficiente de erosionabilidad fijo para sedimentos, pero determinado implícitamente para el *bedrock* que es proporcional a la constante de erodabilidad de la ecuación (3), cumpliendo que:

$$\frac{\alpha_{sedimentos}}{\alpha_{bedrock}} = \frac{K_{sedimentos}}{K_{bedrock}} \quad (9)$$

Finalmente el agua se distribuye abandonando una celda de acuerdo a una probabilidad de movimiento proporcional a la pendiente, de la misma manera que los sedimentos en suspensión (Carretier *et al.*, 2016).

5. METODOLOGÍA

El objetivo de este trabajo es obtener una modelación que permita visualizar el efecto de la erosión diferencial en la formación de la Depresión Central. Se trabaja con el programa computacional Cidre que permite la visualización de un relieve utilizando parámetros erosivos, climáticos y tectónicos.

La metodología principal consiste en correr el programa para distintos modelos iniciales con sus propias características tectónicas y topográficas, ajustando los parámetros erosivos y climáticos para la obtención de un relieve final propio a la zona de estudio y estudiar el efecto de aquellos parámetros en la formación de la Depresión Central.

5.1. CONFIGURACIÓN LITOLÓGICA

El programa Cidre cuenta con la opción de asignar distintas litologías para su ejecución. Esto permite generar zonas donde la litología más o menos resistente a la erosión fluvial, la llamaremos para simplificar más o menos “duras”.

De la configuración litológica de Naranjo (2014) (Figura 5.1), un mapa geológico que simplifica los tipos de roca presentes en la zona. Se observa que, rocas volcánicas y volcanosedimentarias cubren gran parte de la Cordillera Principal Occidental y Depresión intermedia y una gran área de rocas plutónica se ubican en la Cordillera de la Costa. En los modelos siguientes, se simplifica este patrón litológico considerando zonas rectangulares. Estas zonas corresponden a dos tipos de *bedrock* característicos, su ubicación está representada en la Figura 5.1, donde K_{b1} corresponde a la litología dura constituida por rocas plutónicas granodioríticas desde el Jurásico al Cretácico de la Cordillera de la Costa y K_{b2} corresponde a rocas volcánicas y volcanosedimentarias de las formaciones Abanico, Farellones y Las Chilcas. Luego de la ubicación espacial de las distintas resistencias de la litología, a través de una matriz se cuantifican valores de profundidad que K_{b1} y K_{b2} representan.

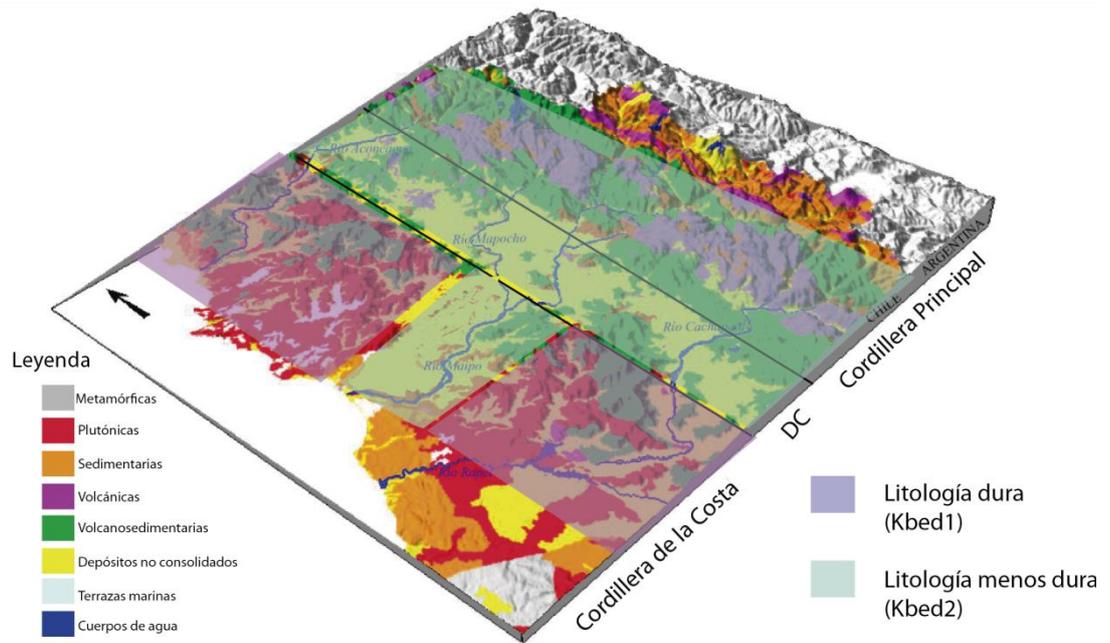


Figura 5.1: Configuración geológica de la zona y representación espacial de las litologías K_{b1} y K_{b2} . Imagen obtenida y modificada de Naranjo (2014).

5.2. CONFIGURACIÓN DE PARÁMETROS

A través de matrices de $N \times N$ se definen los parámetros topográficos, tectónicos y climáticos que van modificando el relieve. Para este trabajo se utilizarán distintas matrices de 150×150 , donde cada pixel corresponde a 1 km

5.2.1. TOPOGRAFÍA INICIAL

Se parte con una matriz topográfica inicial (m) con distintos valores representando la altura inicial del relieve. Estos datos son hipotéticos basados en la bibliografía y se ajustan con un cierto error para generar una topografía que permita la captura y generación de ríos sinuosos.

5.2.2. TECTÓNICA

Utilizando una matriz de características espacial, se definen valores que representan velocidades (m/año) de subsidencia o alzamiento que el relieve va generando. Estos valores se ajuntan para generar diferentes tipos de alzamiento en distintas áreas según el tiempo geológico que representa.

5.2.3. CLIMA

Para la modelación del clima, se utiliza una matriz espacial que representen valores de precipitación caída (mm/año) para cada pixel, permitiendo la generación de distintas zonas con distintos climas que afecten al relieve.

5.3. CONFIGURACIÓN TEMPORAL

El tiempo se ajusta en función de la bibliografía que se tiene de acuerdo a los eventos geológicos que van afectando a la zona. El usuario puede definir distintos intervalos de tiempo permitiendo reanudar y actualizar los parámetros anteriores para cada rango temporal. Por ejemplo, se puede modelar el cambio climático que afecta a un relieve definiendo distintas precipitaciones para diferentes intervalos temporales.

5.4. MÉTODO DE COMPARACIÓN

Para la visualización de los factores que provocan erosión diferencial responsable en la formación de la Depresión Central se necesita de un modelo inicial, luego, los resultados son comparados con perfiles topográficos de la zona y la geomorfología que presenta la región de estudio descrita anteriormente.

Como se observan en la Figura 5.2 y Figura 5.3 a continuación, se trazaron perfiles topográficos EW y NS para obtener una visualización aproximada del relieve de las unidades morfológicas de la zona de estudio. Estos perfiles se trazaron a través de Google Earth.

Los 4 perfiles topográficos NS de la Figura 5.2, representan las alturas longitudinales principales de las principales unidades morfológicas de la zona de estudio, mostrando alturas norte sur entre 0 y 450 m para terrazas marinas, *peaks* de altura alrededor a los 2.000 m para la Cordillera la Costa. Se observa para la Depresión Central que ésta va variando de altura desde el norte 1.350 metros hasta un rango aproximado entre los 450 y 900 metros hacia el sur. Finalmente la Cordillera Principal Occidental presenta una altura promedio de 3.500 metros con *peaks* en el norte de 4.500 metros e incisiones fluviales desde los 3.500 metros que alcanzan los 1.350 metros.

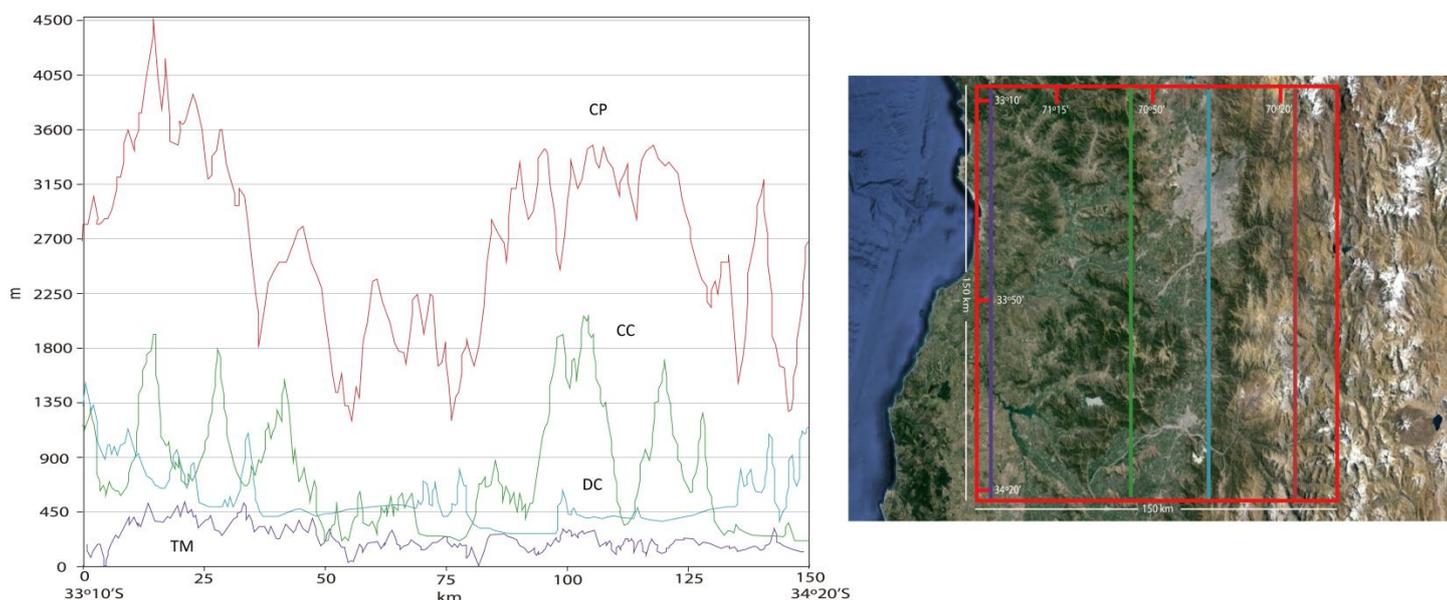


Figura 5.2: Perfil topográficos NS de las principales unidades morfológicas. Rojo: Cordillera principal. Verde: Cordillera de la Costa. Celeste: Depresión Central. Morada: Terrazas marinas. Imagen obtenida de *Google Earth*.

Los perfiles EW de la Figura 5.3, muestran la topografía transversal de la zona de estudio, donde se observa un aumento gradual de la topografía desde las Terrazas Marinas hasta la Cordillera de la Costa, luego se observa la incisión característica de la Depresión Central y un aumento de mayor pendiente que caracteriza la Cordillera Principal.

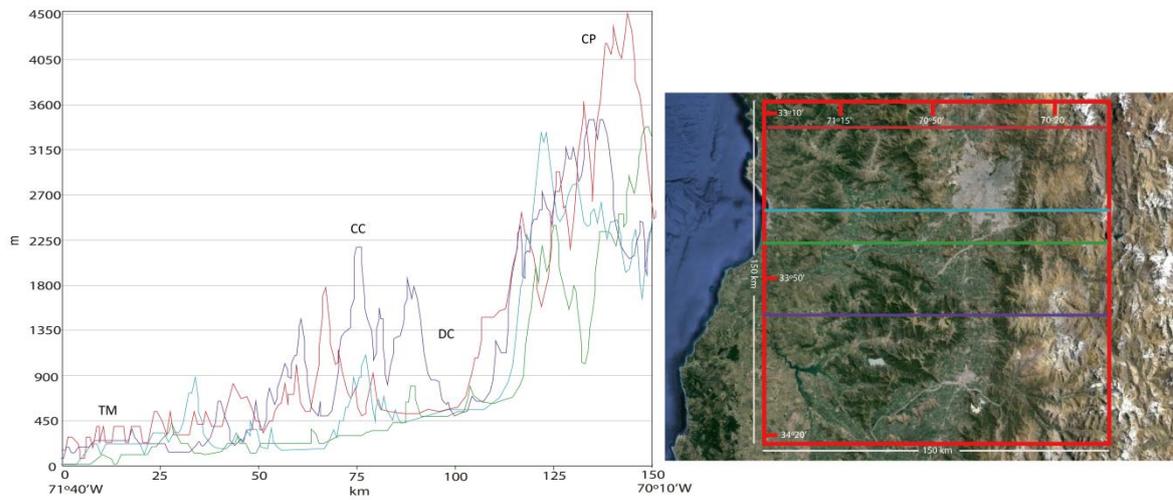


Figura 5.3: Perfiles topográficos EW de la zona de estudio donde se visualiza las alturas transversales de la principales unidades morfológicas. Imagen obtenida y elaborada de *Google Earth*.

6. RESULTADOS

A continuación se visualizarán los resultados de la modelación con el objetivo de analizar las distintas variables favorables para la formación de la Depresión Central mediante erosión diferencial. Estos resultados tienen sus límites debido a que representan simplificaciones de los procesos físicos que se observan en la zona de estudio.

En primer lugar se considera una constante de erodabilidad K que no cambia a medida que pasa el tiempo, esto es irreal debido que esta constante se ve afectada por los procesos de meteorización y de alteración que tienen las rocas modificando su valor a rangos más “erodables”. Diferentes estudios han determinado rangos para el valor de K para distintos tipos de litologías, estos estudios por lo general estiman un valor para K reflejando patrones que se encuentran en la naturaleza donde se reconoce que es un desafío abordar el papel de los distintos tipos de roca debido a sus propiedades químicas y físicas, grados de alteración, entre otros (Stock & Montgomery 1999; Whipple & Tucker 1999; Pelletier 2010).

Las tasas de alzamiento que se ocuparán a continuación también tienen sus límites. Los modelos presentan un alzamiento constante dentro de un rango de tiempo determinado para un volumen o bloque asignado representativo de las unidades morfológicas principales dentro de la zona de estudio. Realmente el alzamiento no es constante en el tiempo y sus tasas también pueden variar dentro de alguna unidad morfológica, por ejemplo, la Falla de San Ramón basado en marcadores geomorfológicos acomodó en la latitud de Santiago un rango entre 700 – 1.100 metros de alzamiento de la superficie, pero en cambio, cercano a los 35°S su acomodo disminuye entre los 600 – 800 metros (Farías *et al.*, 2008).

El clima también tiene sus límites, en primer lugar la influencia del clima y la tectónica sobre la morfología orógena determina la formación de cadenas montañosas. Particularmente la Cordillera Principal presenta grandes gradientes de temperatura y precipitación a través de un solo margen convergente (Montgomery *et al.*, 2001). Los modelos a continuación presentarán un clima constante para un rango de tiempo determinado basado en los datos paleoclimáticos de Gutiérrez *et al.* (2013). No se considerará un gradiente de precipitaciones latitudinal ni este oeste producto del alzamiento Andino Central, esto puede quedar como futuras investigaciones y trabajos.

6.1. MODELO INICIAL 1: ALZAMIENTO CONSTANTE EN EL ARCO Y ANTEARCO

Se conocen al menos dos eventos de deformación dentro de la zona de estudio responsable del alzamiento de la Cordillera Principal y Cordillera de la Costa: uno en el Oligoceno – Mioceno Temprano (21-16 Ma) donde la compresión habría sido acomodada por la inversión de fallas de borde de la Cuenca Abanico; siendo la falla San Ramón - Pocuro una de ellas (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002, Farías *et al.*, 2008). Otro segundo evento de deformación sería reconocido desde el Mioceno Medio, presentando un alzamiento regional del antearco y arco (Cordillera de la Costa y Cordillera Principal) en paralelo a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández y su migración hacia el sur (Yáñez *et al.*, 2001).

El modelo inicial corresponde a un modelo simple cuyo objetivo es analizar el efecto que tiene la constante de erodabilidad y el clima en la incisión de la Depresión Central. Se testea la erosión en un rango de 20 millones de años representando de manera simple el alzamiento regional del antearco y arco desde el Mioceno Medio. Se empieza con una hipótesis de

topografía inicial plana alrededor de 15 metros para generar relictos de peneplanicies separada por tres bloques representando las Unidades Morfológicas Principales (Farías, 2007) como se ilustra en la Figura 6.1

Para la visualización del efecto erosivo frente un alzamiento en el arco y antearco, la topografía inicial experimentará dos tipos de alzamientos constantes en el tiempo, uno de 0.1 mm/año para el bloque B y otro de 0.2 mm/año para el bloque C. Estas tasas son hipotéticas en función de obtener, luego de correr el modelo por el tiempo establecido, alturas características de las Unidades Morfológicas y relictos de peneplanicies dentro de la Cordillera Principal y Cordillera de la Costa.

Los parámetros erosivos se visualizan en la siguiente tabla adjunta.

Tabla 2: parámetros erosivos	
Parámetro	Valor
Espesor inicial de sedimentos	10 m
Coefficiente de erosión en sedimentos	$10^{-4} [\text{m}^{(1-3m)} \text{s}^{(a-1)}]$
Exponente m de la ley de incisión sobre sedimentos	0.5
Exponente n de la ley de incisión sobre sedimentos	1
Exponente m de la ley de incisión sobre roca	0.7
Exponente n de la ley de incisión sobre roca	1.5
Coefficiente de transporte fluvial de sedimentos (L)	2
Parámetro de difusión de sedimentos lacustres	10^{-4} m/año
Coefficiente de erosión fluvial lateral	10^{-2}
Coefficiente de difusión sobre <i>bedrock</i>	$2.5 \cdot 10^{-5}$ m/año 10^{-4} m/año
Ángulo crítico de estabilidad gravitacional de rocas	60°

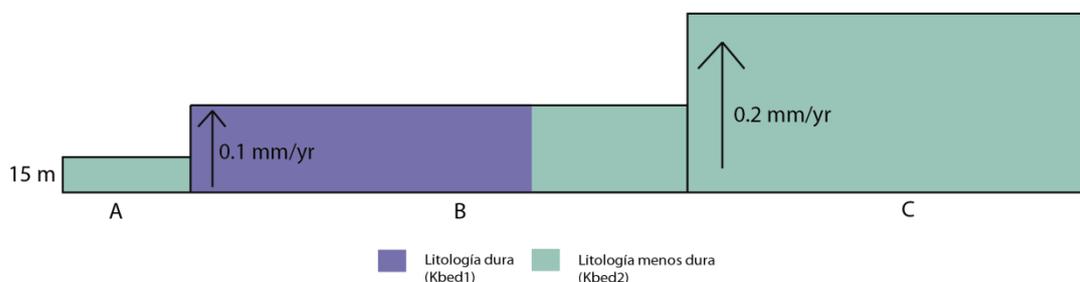


Figura 6.1: Modelo con topografía inicial de aproximadamente 15 metros. Se le aplica un alzamiento de 0.1 mm/año al bloque B representando la Cordillera de la Costa y la futura Depresión Central y un alzamiento de 0.2 mm/año al bloque C representando a la Cordillera Principal Occidental, el bloque A representa las terrazas marinas anterior a su alzamiento.

6.2. EFECTOS Y CONTRASTE DE LA CONSTANTE DE ERODABILIDAD K PARA LOS DISTINTOS TIPOS DE *BEDROCK*

Como se dijo anteriormente, determinar la constante de erodabilidad K se reconoce que es un desafío donde se estima un valor reflejando patrones que se encuentran en la naturaleza.

Según el estudio de Pelletier (2010), la rocas sedimentarias del Gran Cañón del Colorado se mueven dentro un de rango de erodabilidad entre $10^{-4} - 10^{-3}$. Por otro lado, Farías *et al.*, (2008) propone una erodabilidad aproximada de 1 orden de magnitud en un rango de 10^{-7} y 10^{-6} entre las rocas graníticas y rocas volcánicas de la Región Metropolitana, el mismo estudio obtiene valores para un K cercano a los 4×10^{-7} calculados en el río Cachapoal (VI Región).

Por lo tanto, como se muestra en la Figura 6.2 se varían los valores de K entre los rangos anteriores con el objetivo de testear el efecto del contraste litológico. Se puede observar en la Figura 6.2, como el contraste de la constante de erodabilidad entre ambas litologías favorece al desarrollo de un drenaje longitudinal y lateral marcado en los rectángulos rojos. Para un K_{b2} mayor (más erodable), se muestra en los gráficos topográficos mayor incisión lateral provocando una disminución de altura correspondiente a la Depresión Central.

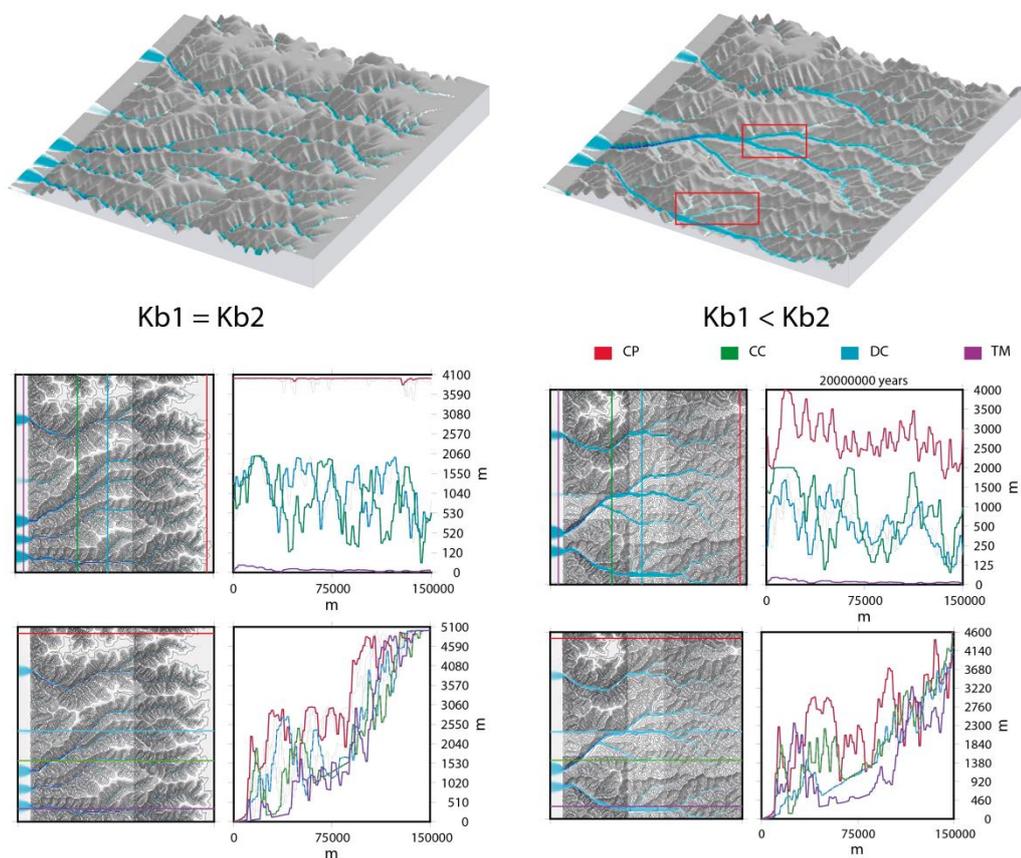


Figura 6.2: Imagen que muestra el contraste entre los valores de K y sus respectivos perfiles NS donde se ilustran las alturas predominantes de las unidades morfológicas. Ambas imágenes presenta una configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/yr y el bloque C 0.2 mm/año (Figura 6.1) y con una variación climática norte sur de 300 mm/año a 700 mm/año . (Izquierda) se utiliza un $K_1=K_2= 3.5 \times 10^{-6}[\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$. (Derecha) se utiliza un $K_1= 3.5 \times 10^{-6}[\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$ y un $K_2= 9.5 \times 10^{-5}[\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$. En rojo las zonas de drenaje lateral.

Para determinar los valores de la constante de erodabilidad para los dos distintos *bedrocks* definidos, se utiliza de referencia los valores de Farías (2007), donde propone distintas

soluciones para generar una captura lateral de ríos como se ilustra anteriormente en la Figura 2.8. El estudio se refiere básicamente que la captura lateral es más favorable con un mayor contraste de erodabilidad entre ambos *bedrocks* y cuando el largo del río que atraviesa la litología más dura disminuye, a su vez, la captura aumenta cuando el ancho de la litología dura es mayor (Cordillera de la Costa) y cuando disminuye la distancia entre los ríos principales.

A continuación se probará lo planteado por Farías (2007), donde se variará el contraste de erodabilidad entre ambos sustratos, con un ancho de la litología dura ya establecido de 50 km. La Figura 6.3, muestra como la variación de K_{b2} permite la formación de un drenaje lateral (marcado en los rectángulos rojos) generando una condición más favorable en la incisión de la Depresión Central.

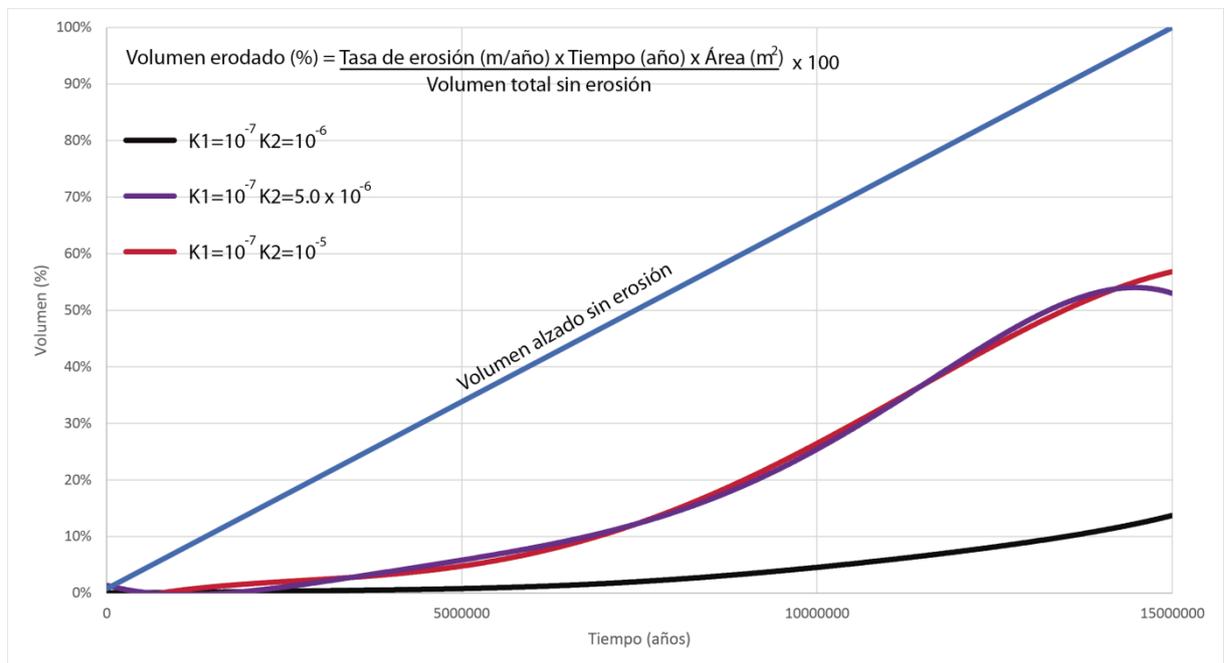
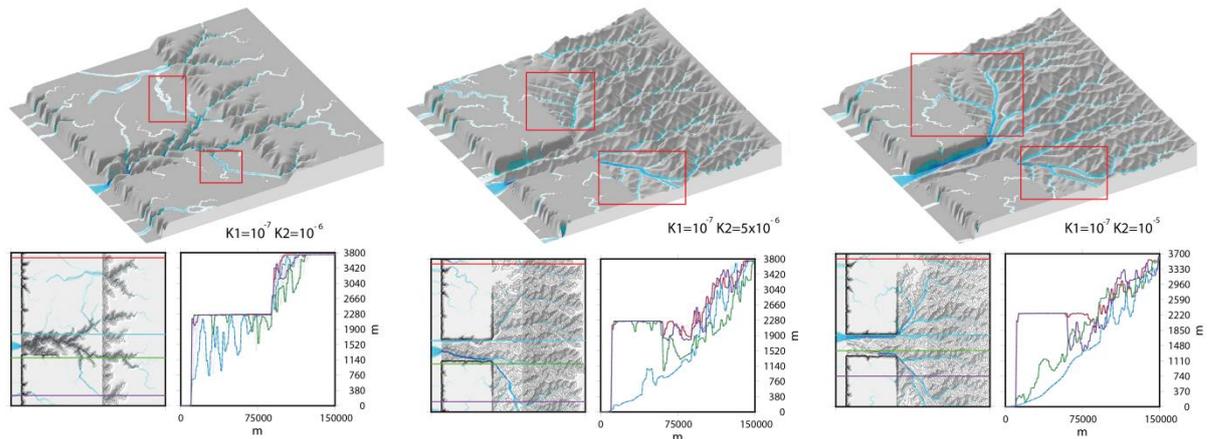


Figura 6.3: (Arriba) Modelos de capturas laterales con variación en la constante de erodabilidad K . Con $K_{b1} = 10^{-7} [\text{m}^{-0.4} \text{ año}^{-0.3}]$ y variando $K_{b2} = [10^{-6}, 5 \times 10^{-6}, 10^{-5}] [\text{m}^{-0.4} \text{ año}^{-0.3}]$. Se ocupa la configuración tectónica del modelo 1 alzamiento constante en el arco y antearco y un clima constante de 1150 mm/año, se adjunta gráfico topográfico EW. (Abajo) Gráfico que muestra el porcentaje del volumen erodado en el tiempo para cada constante de erodabilidad respectiva dado el volumen total sin erosión.

El gráfico adjunto de la Figura 6.3 muestra el porcentaje de volumen erodado para los distintos modelos de captura. El volumen alzado sin erosión se calcula de los modelos luego de haber aplicado las tasas de alzamiento correspondiente a cada bloque durante el tiempo total

que se corre sin considerar la erosión, finalmente se obtiene el porcentaje de volumen erodado dado el volumen total. El gráfico muestra que, a pesar de que existe medio orden de magnitud entre una constante y otra (10^{-6} , 5×10^{-6} , 10^{-5}) no se mantiene esa linealidad entre los volúmenes erodados, ya que como se observa en el gráfico anterior, la diferencia entre el volumen erodado de $K_2 = 5.0 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$ con $K_2 = 1.0 \times 10^{-5} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$ es mínima.

Para determinar un K_{b1} característico correspondiente a la constante erosiva de la litología dura particular de la Cordillera de la Costa se analiza su variación con un K_{b2} constante, con el objetivo de obtener peneplanicies de características similares a la zona de estudio. En la Figura 6.4 se muestra que a medida que K_{b1} aumenta, se logra una peneplanización debido a la incisión vertical de relictos planos producto del alzamiento, con redes de drenajes que parten desde la Cordillera Principal llegando hacia lo más oeste.

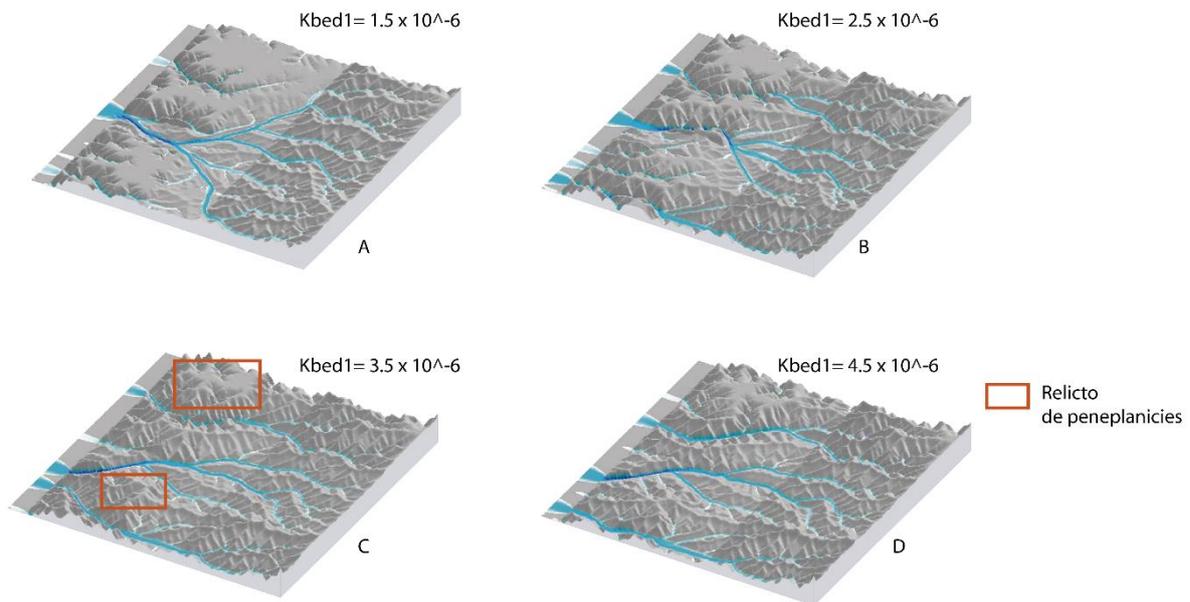


Figura 6.4: Variación de K_{b1} con $K_{b2} = 9.5 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$. Imágenes presenta una configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/año y el bloque C 0.2 mm/año (Figura 6.1) y con una variación climática norte sur de 300 mm/año a 700 mm/año.

Caso similar a lo anterior se ilustra en la Figura 6.5, donde se muestra lo que ocurre con la variación de K_{b2} , responsable de la erosión de la Cordillera Principal (litología más blanda). A medida que éste aumenta, mayor erosión se presenta en este bloque disminuyendo su topografía.

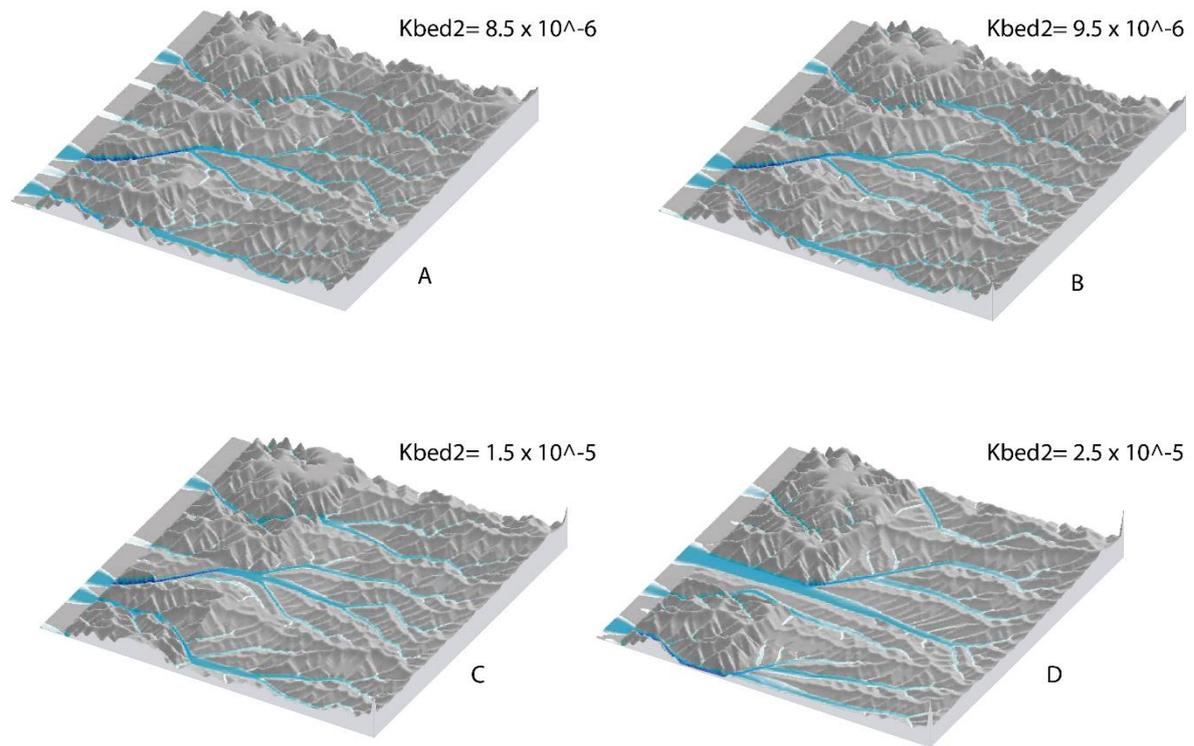


Figura 6.5: Variación de K_{b2} con $K_{b1} = 3.5 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$. Imágenes presenta una configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/año y el bloque C 0.2 mm/año (Figura 6.1) y con una variación climática norte sur de 300 mm/año a 700 mm/año.

Finalmente, el contraste entre distintos K para distintas litologías es responsable en la formación de una depresión de menor altura producto a las capturas laterales. Para la elección de un K se escoge el que permita una configuración del relieve similar a la zona de estudios, es decir, que proporcione peneplanicies en ambas cordilleras, una topografía similar para la Cordillera Principal, redes de drenaje este – oeste y capturas laterales responsable en la formación de una depresión central debido a la erosión diferencial. El mejor caso que representa lo anterior es el de la Figura 6.5C, con un $K_{b1} = 3.5 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$ para la Cordillera de la Costa y un $K_{b2} = 1.5 \times 10^{-5} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$ para la Cordillera Principal.

6.3. EL EFECTO DEL CLIMA FRENTE A LA CONFIGURACIÓN DEL RELIEVE

Como se puede observar a continuación, el clima es otro factor de primer orden que influye en la erosión, responsable en la preservación de relictos de peneplanicies iniciales y en la generación de capturas en la red de drenaje, favoreciendo en la formación de la Depresión Central

La siguiente Figura 6.6, tiene como objetivo visualizar como el clima influye en la formación de la Depresión Central. Es por eso, que se testearán distintos escenarios climáticos para observar los rasgos geomorfológicos predominantes según la precipitación anual y el porcentaje de volumen erodado respecto al volumen total. Se ocupa el modelo tectónico inicial descrito anteriormente (alzamiento constante en el arco y antearco) Las precipitaciones a continuación son continuas durante 20 millones de años y se utiliza como constante de erodabilidad los valores obtenido de los testeos anteriores siendo $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$.

La Figura 6.6A representan climas lluviosos, similar a lo que sería la región de los Ríos de 1.300 mm/año, de acuerdo a los datos de la Dirección Meteorológica de Chile, se observa una gran erosión en la Cordillera Principal disminuyendo su altitud siendo no muy representativo con las características topográficas de la zona central de Chile.

La Figura 6.6D representa un clima mediterráneo seco similar al clima que hoy en día existe en la zona de estudio, se observa que se genera una gran peneplanicies pero no se logran formar ríos que partan del este atraviesen la litología dura de la Cordillera de la Costa y lleguen al mar, implicando que para esta zona tuvo que haber existido un clima más lluvioso que haya facilitado la configuración del relieve que hoy día conocemos

Las Figura 6.6B y 6.6C entregan una configuración más cercana, se observan peneplanicies en la Cordillera de la Costa, se forman cuencas laterales y se mantienen las tres unidades morfológicas principales, además de presentar ríos que van de este a oeste.

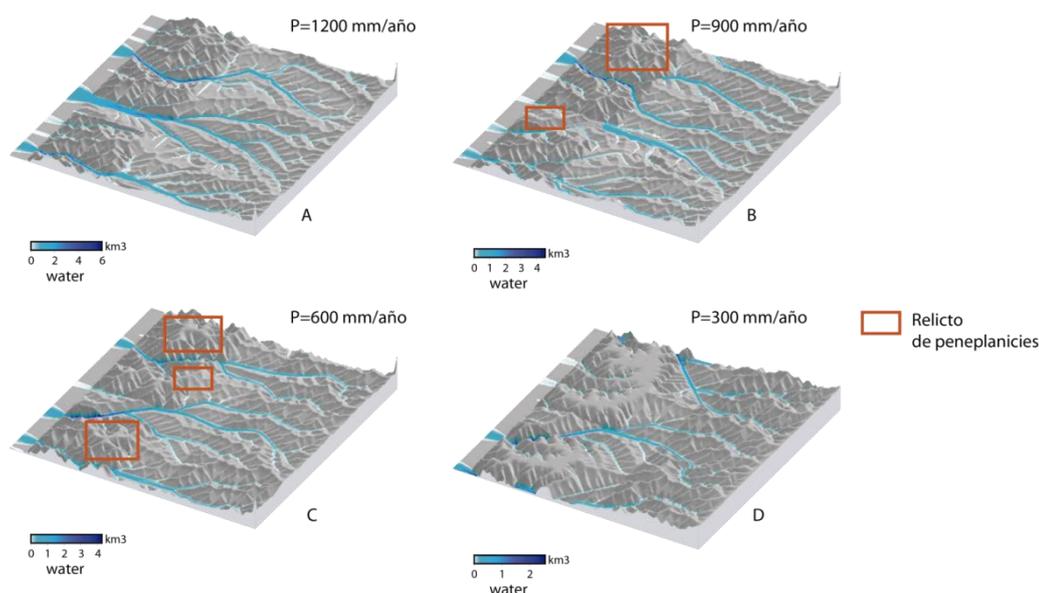


Figura 6.6: Variación del relieve según el tipo de clima que afecta con variación en la precipitación. Imágenes presenta una configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/yr y el bloque C 0.2 mm/yr (Figura 6.1). El modelo se dejó correr por 20 Ma donde las constante de erodabilidad ocupadas son de $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$.

Los gráficos adjuntos de la Figura 6.7 muestran el porcentaje del volumen erodado y el porcentaje de volumen final de los distintos modelos climáticos anteriores con sus respectivas tasas de precipitación anual en función del tiempo.

De forma general para el caso del porcentaje de volumen erodado se observan curvas ascendentes a medida que el tiempo va aumentando; el volumen erodado crece a mayor velocidad a medida que la tasa de precipitación anual aumenta, paralelamente, se observa mayor dispersión de datos para los climas más lluviosos. Sobre los 600 mm/año se obtienen valores de volumen erodado con mayor difusión de datos incluso de mayor valor que el volumen total sin erosión. Por otro lado, se generan curvas más homogéneas para tasas de precipitación anual menor a los 600 mm/año.

Para el caso de los porcentajes de volumen final, de forma general, se observan curvas ascendentes que hasta un cierto tiempo llegan a un climax y luego ocurre un descenso a medida que pasa el tiempo. Al igual que el caso anterior, a medida que aumenta la tasa de precipitación anual se obtiene una mayor dispersión de datos cuando el tiempo aumenta.

De la Figura 6.7 se deduce que el clima tiene una influencia bien alta en el volumen erodado de un relieve, a mayor precipitación la tasa de volumen erodado aumenta de velocidad notoriamente. A su vez, climas más lluviosos (> 600 mm/año) generan mayor dispersión en la tasa de erosión a medida que aumenta el tiempo, en cambio, para climas más mediterráneos (< 600 mm/año) se reduce la dispersión de la tasa de erosión. Independiente de la tasa de precipitación, el volumen final del relieve a medida que el tiempo aumenta, mantiene un comportamiento ascendente hasta un cierto tiempo y luego ocurre un descenso. Finalmente la tasa de precipitación para ambos casos, controla la velocidad de volumen erodado y del volumen final obtenido.

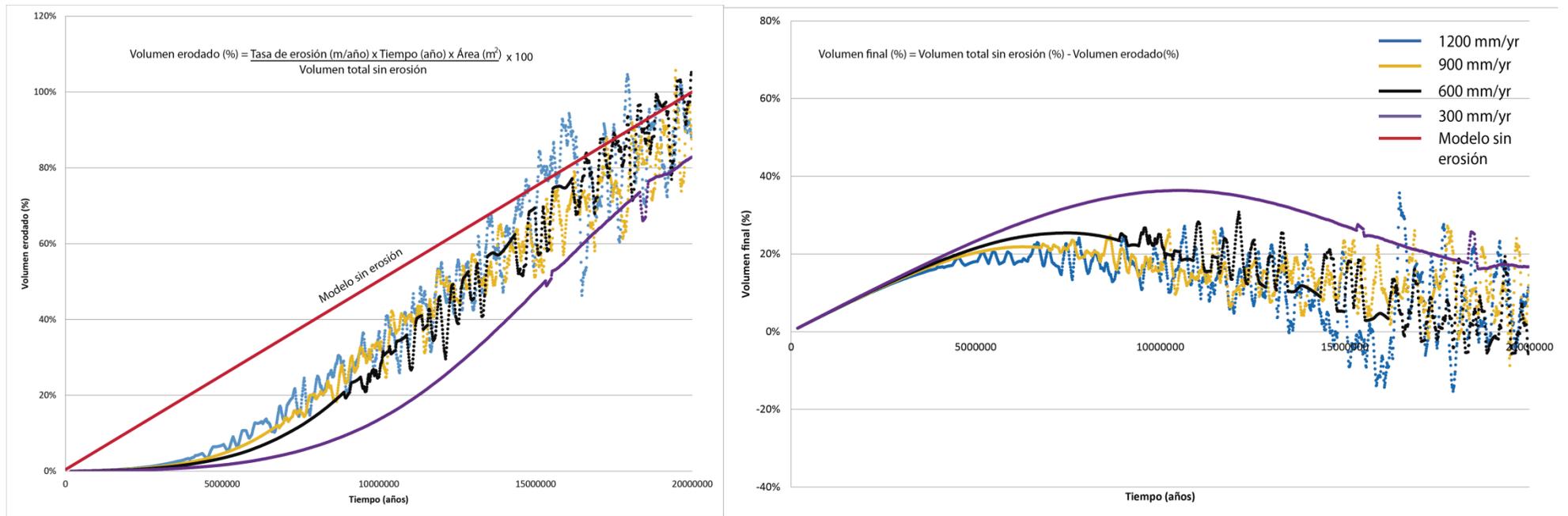


Figura 6.7: (Izquierda) Gráfico de volumen erodado (%) versus tiempo (años). Se observan distintas curvas ascendentes con sus tasas de precipitación respectivas, se grafica el porcentaje de volumen del modelo inicial 1 alzamiento constante en el antearco y arco sin erosión a medida que pasa el tiempo. (Derecha) Gráfico del volumen final del relieve versus el tiempo obtenido de la resta entre el volumen final sin erosión con el volumen erodado.

Para evaluar el efecto de variaciones climáticas en el tiempo, se utilizan los datos del estudio palinológico en la Formación Navidad realizado por Gutiérrez *et al.* (2013). A pesar de que estos datos corresponden a la costa, se utilizan como una referencia climática durante el Mioceno, como se dijo anteriormente, no se aplicarán gradientes climáticos este oeste ni norte sur. Los datos climáticos de Gutiérrez *et al.* (2013) se utilizan de forma constante para todo el modelo durante un intervalo de tiempo respectivo. Los autores plantean que durante el Mioceno inferior a medio (20 – 16 Ma) la tasa de precipitación habría sido de 1.150 mm/año con una disminución entre los 16 – 12 Ma de 910 – 440 mm/año, donde finalmente debido al alzamiento andino, se habrían dado las condiciones para una baja en la precipitación a condiciones climáticas más áridas para la costa. Debido a lo anterior, se recrea una historia climática simplificada con los datos de Gutiérrez *et al.* (2013), donde el programa es corrido 4 veces con intervalos de 5 millones de años modificando la precipitación para cada uno. Para los últimos 10 millones de años, se fue reduciendo la cantidad de agua que cae hasta llegar a condiciones de precipitación similares a las que hoy existen.

La Figura 6.8 ilustra la evolución del relieve con las condiciones climáticas dadas por Gutiérrez *et al.* (2013), donde se forman rasgos geomorfológicos característicos a la zona de estudio: peneplanicies en ambas Cordilleras, redes de drenajes este-oeste, erosión longitudinal producto a la erosión diferencial responsable de una Depresión Central. El gráfico topográfico NS adjunto de la Figura 6.9 muestra una Cordillera Principal de 4.100 metros de altura con incisiones cercanas a los 2.800 metros, junto con una Cordillera de la Costa de altura mayor a 2.000 metros y una Depresión Central con bajos topográficos cercanos a los 800 metros, pero no se observa una incisión muy característica de la Depresión Central para el gráfico topográfico EW. La Figura 6.9 muestra también el gráfico del volumen erodado del modelo, donde se ilustran los datos volumétricos según la tasa de erosión y la línea de tendencia respectiva para cada volumen.

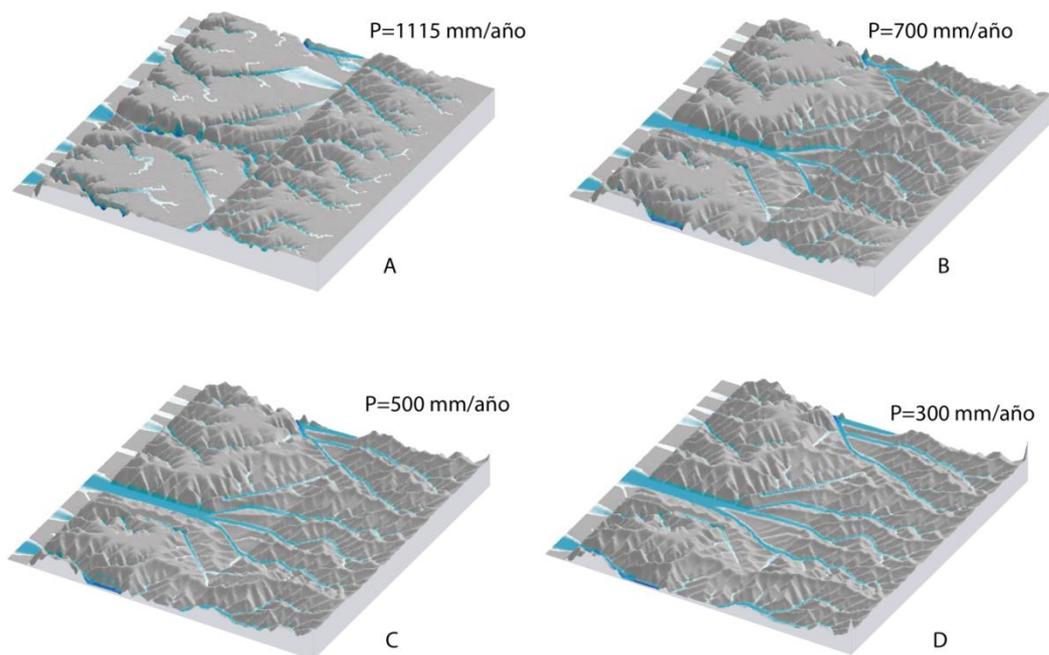


Figura 6.8: Resultados luego de una variación climática utilizando una tasa de precipitación que va disminuyendo de acuerdo a los datos de Gutiérrez *et al.* (2013). El modelo se deja correr por intervalos de cada 5 millones de años con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ con la configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/año y el bloque C 0.2 mm/año (modelo 1 alzamiento constante en el arco y antearco (Figura 6.1)).

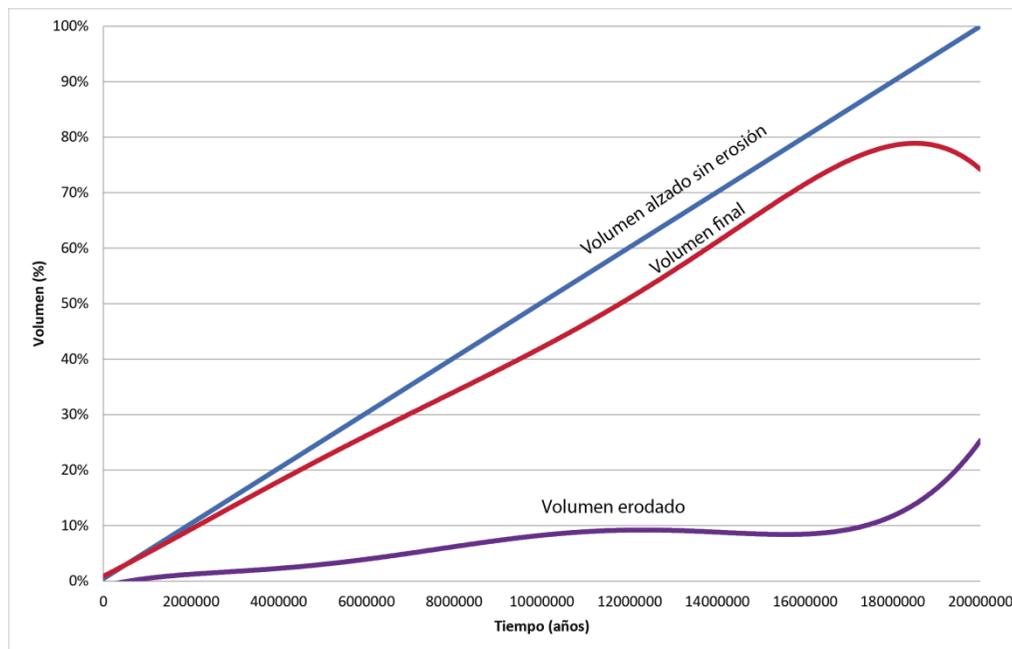
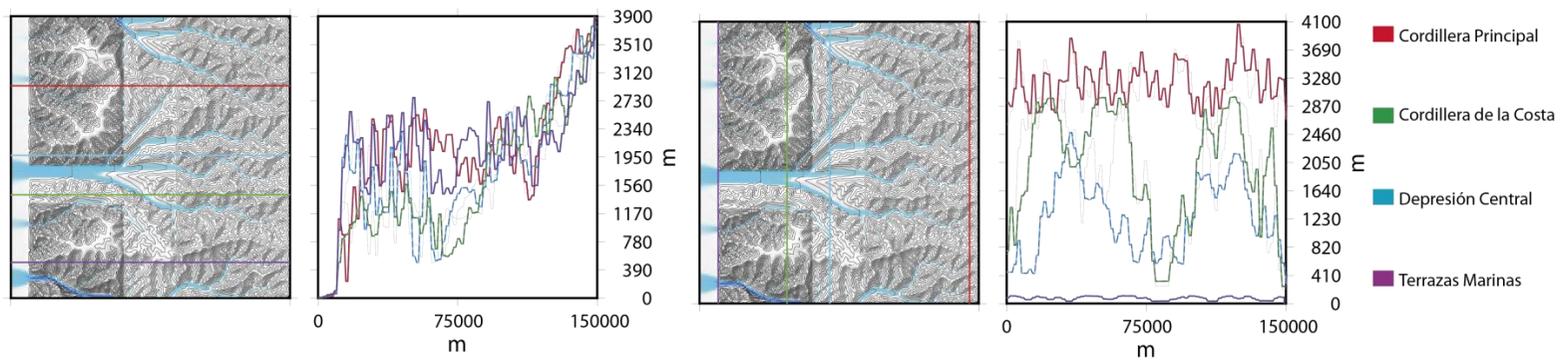


Figura 6.9: (Arriba) Gráficos topográficos EW y NS para el modelo de variación climática del resultado D. (Abajo) Gráfico del volumen erodado y volumen final aplicado la variación climática e ilustrando el volumen del modelo sin erosión. Se utiliza como modelo tectónico el modelo 1 alzamiento constante en el antearco y arco (alzamiento en el bloque B de 0.1 mm/año y el bloque C de 0.2 mm/año). Se observa que el volumen erodado asciende con poca velocidad hasta obtener un volumen final cercano al 75% del volumen total alzado sin erosión.

6.4. RESULTADOS CON DISTINTOS MODELOS INICIALES

A continuación se analizarán los resultados finales utilizando distintos modelos tectónicos y topográficos iniciales. Se ilustrará la imagen final del modelo luego de aplicar los mismos parámetros erosivos de la Tabla 2, de aplicar el modelo de precipitaciones explicado anteriormente y luego de haber encontrado la constante de erodabilidad K para los distintos *bedrock* según cada modelo inicial.

6.4.1. MODELO INICIAL 2: BASCULAMIENTO AL ESTE DEL BLOQUE B (CORDILLERA DE LA COSTA Y DEPRESIÓN CENTRAL)

Según Farías (2007), una posibilidad para formar un drenaje lateral norte sur responsable en la formación de la Depresión Central sería debido a la existencia de un basculamiento al este, de acuerdo al autor, las rocas estratificadas de la Cordillera de la Costa Oriental se encuentran dispuestas monótonamente en un homoclinal inclinado hacia el este con pliegues que no modifican mayormente su disposición.

Este modelo experimentará un alzamiento en el bloque B y otro en el bloque C (Figura 6.10), donde el bloque B sufre un alzamiento con una disminución diferencial hacia el este desde 0.1 mm/año hasta 0.08 mm/año simulando el basculamiento. Se mantiene el mismo alzamiento para el bloque C de 0.2 mm/año. Se utiliza la variación climática de Gutiérrez *et al.* (2013) explicada anteriormente.

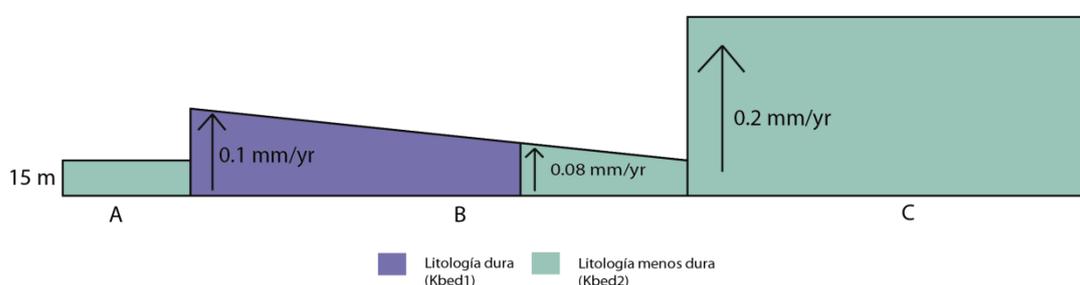


Figura 6.10: Modelo inicial donde se utiliza un alzamiento para generar un relieve basculado al este. El bloque B va disminuyendo su alzamiento hacia el este de forma diferencial desde 0.1 mm/año a 0.08 mm/año, obteniendo la superficie inclinada que se observa en la figura.

La Figura 6.11 muestra el resultado final luego de haber aplicado un testeo al parámetro K con modelo climático basado en los datos de Gutiérrez *et al.* (2013). Se visualizan peneplanicies norte sur características de la Cordillera de la Costa junto con redes de drenaje este – oeste que atraviesan la litología dura de ésta. También se observan redes de drenaje norte – sur responsable de la formación de la Depresión Central.

El gráfico topográfico adjunto de la Figura 6.11, muestra alturas máximas para la Cordillera Principal de 3.400 metros y para la Cordillera de la Costa cercano a los 2.000 metros. La Depresión Central se mueve dentro de un rango entre los 700 a 1.400 metros, obteniendo alturas topográficas más características de las Unidades Morfológicas de la zona de estudio comparadas con el modelo 1 alzamiento constante en el antearco y arco.

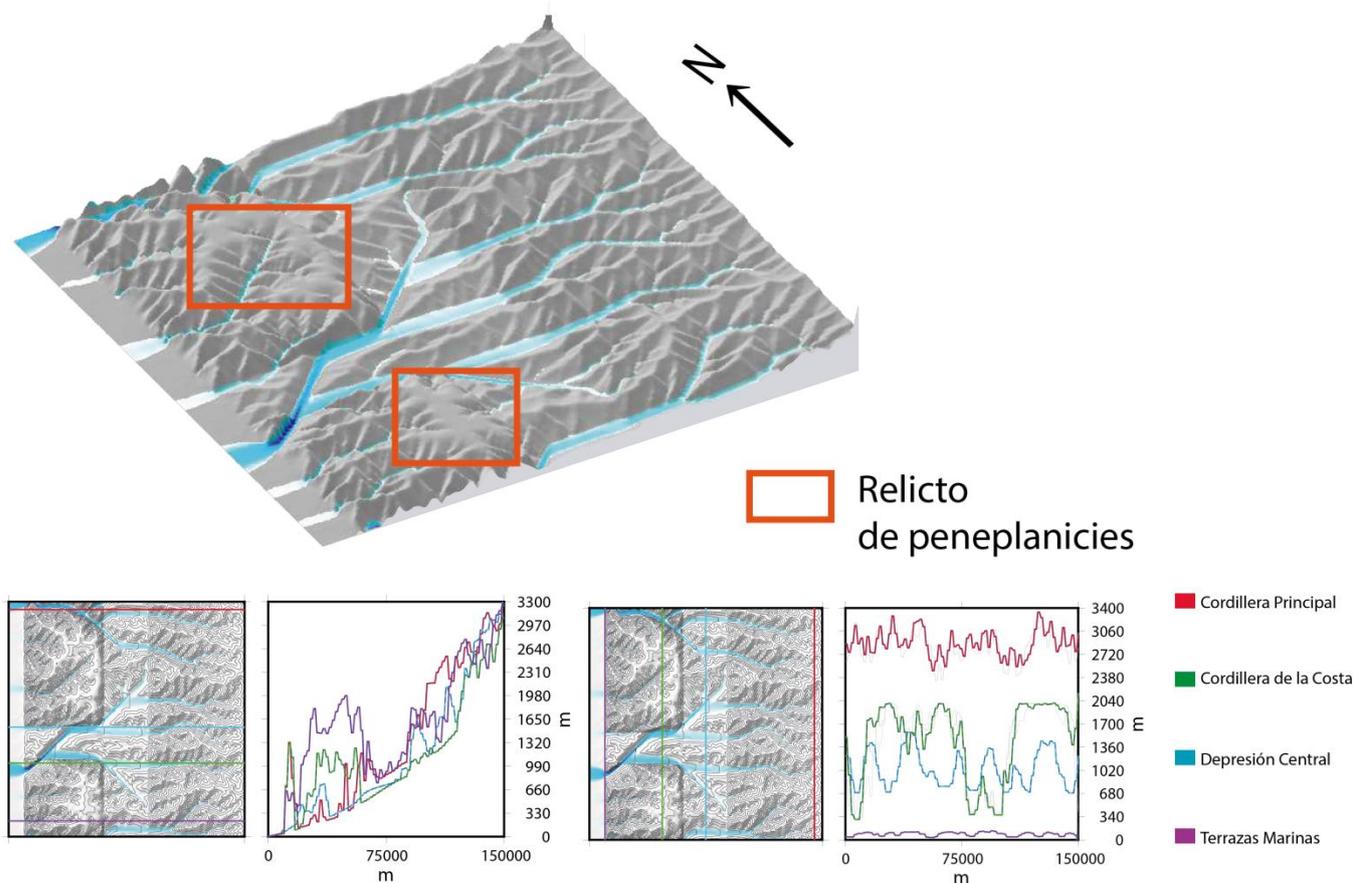


Figura 6.11: Resultado del modelo inicial con basculación al este del bloque B correspondiente a la Cordillera de la Costa y Depresión Central, donde se va disminuyendo su alzamiento hacia el este de forma diferencial desde 0.1 mm/año a 0.008 mm/año (Figura 6.10). El bloque C sufre un alzamiento de 0.2 mm/año. El modelo se deja correr por 20 millones de años con $K_{b1}=4.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 2.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. El modelo sufre cambios en la precipitación cada 5 millones de años, ilustrados en la Figura 6.8 de 1150 mm/año (20-15 Ma), 700 mm/año (15-10 Ma); 500 mm/año (10-5 Ma) y 300 mm/año (5-0 Ma). Gráficos adjunto ilustran la topografía NS y EW de las principales Unidades Morfológicas.

La Figura 6.12 muestra el gráfico del volumen erodado en función del tiempo, incluyendo el volumen del modelo 2 sin erosión y el volumen final obtenido en el tiempo junto con sus líneas de tendencias respectivas. Se observa que el volumen erodado mantiene un ascenso con pequeñas variaciones debido a los cambios climáticos aplicados del modelo de variación climática (Figura 6.8) obteniendo finalmente un volumen erodado aproximadamente de 20% del total e implicando un volumen final cercano al 80%.

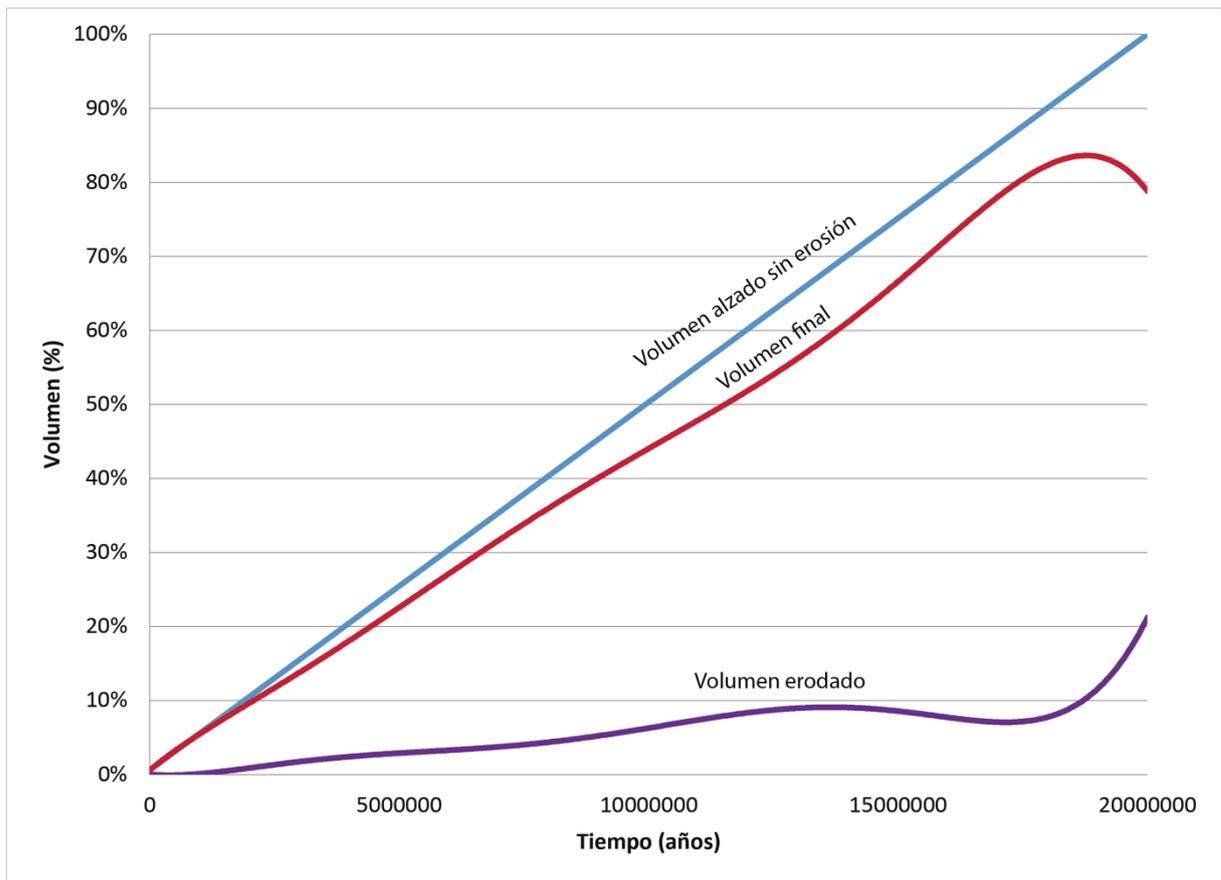


Figura 6.12: Gráfico del volumen erodado y volumen final aplicado la variación climática e ilustrando el volumen del modelo inicial 2 Basculamiento al este del bloque B (Cordillera de la Costa y Depresión Central) sin erosión en función del tiempo.

Se realiza un modelo con basculamiento al este donde la constante de erodabilidad K es la misma para los dos distintos tipos de litología con la intención de visualizar qué efecto tiene el basculamiento en la generación de la Depresión Central. Como se muestra en la Figura 6.13 el relieve final no enseña una Depresión Central muy similar a la que conocemos, El gráfico topográfico NS muestra que no existe una diferencia muy notoria entre la Depresión Central y la Cordillera de la Costa, pero el gráfico EW muestra que sí se da una inclinación, sugiriendo que el basculamiento ayuda a la incisión y a la captura longitudinal NS de redes de drenaje para la formación de la Depresión Central.

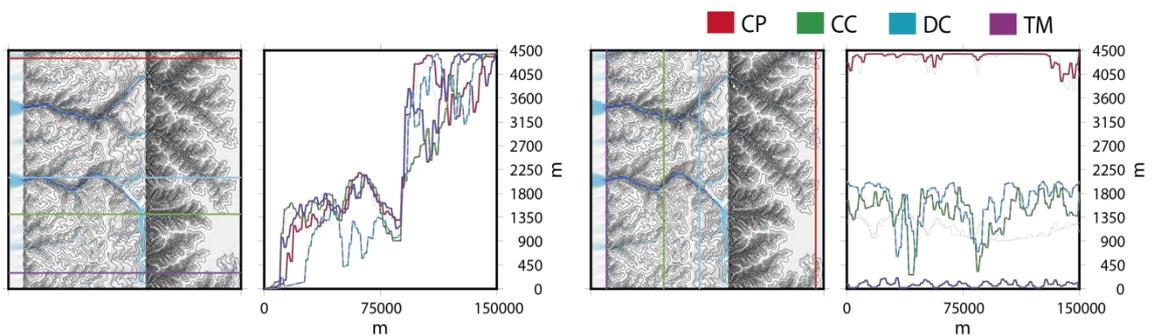
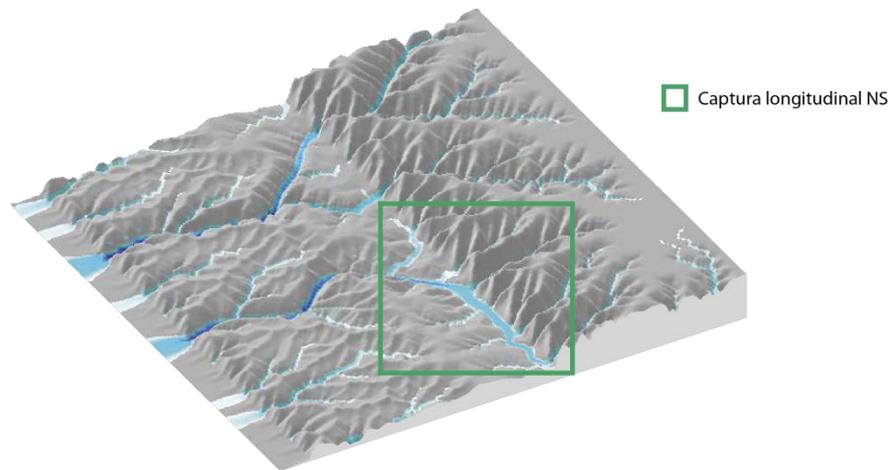


Figura 6.13: Resultado del modelo inicial con basculación al este del bloque B correspondiente a la Cordillera de la Costa y Depresión Central, donde se va disminuyendo su alzamiento hacia el este de forma diferencial desde 0.1 mm/año a 0.008 mm/año (Figura 6.10). El bloque C sufre un alzamiento de 0.2 mm/año. El modelo se deja correr por 20 millones de años con $K_1=K_2= 5.5 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$. El modelo sufre cambios en la precipitación cada 5 millones de años, ilustrados en la Figura 6.8 de 1150 mm/año (20-15 Ma), 700 mm/año (15-10 Ma); 500 mm/año (10-5 Ma) y 300 mm/año (5-0 Ma).

6.4.2. ALZAMIENTO SOLO EN LA CORDILLERA PRINCIPAL

Uno de los modelos de hipótesis a probar, es la que propone Farías (2007), donde se tiene previo un alzamiento rápido en el antearco y luego solo alzamiento en la Cordillera Principal a lo largo de la Falla de San Ramón durante los 10 Ma.

Este modelo (Figura 6.14) representa un gran bloque con una topografía inicial aproximada de 2.000 metros ya alzada (Bloque A), posteriormente se genera un alzamiento solo en la Cordillera Principal Occidental (Bloque B) de 0.2 mm/año. En este modelo no hay alzamiento en el antearco, con el objetivo de visualizar si es que influye el alzamiento en la Cordillera de la Costa frente a la formación de la Depresión Central. Se utiliza la misma variación climática explicada anteriormente de 1150 mm/año (20-15 Ma), 700 mm/año (15-10 Ma); 500 mm/año (10-5 Ma) y 300 mm/año (5-0 Ma) con un K ya testado de $K_{b1}= 5.0 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$ y un $K_{b2}= 2.5 \times 10^{-5} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$.

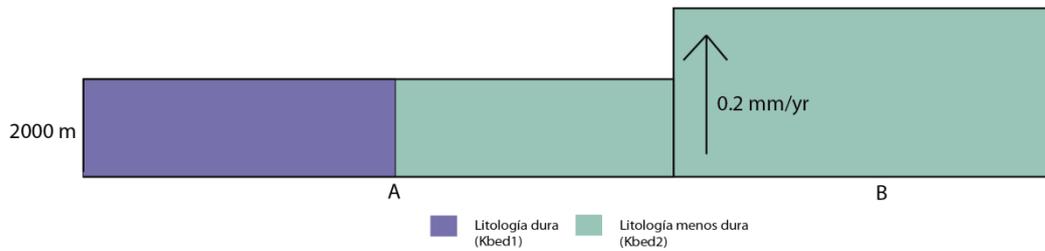


Figura 6.14: Alzamiento solo en la Cordillera Principal. Inicialmente se tiene un bloque con una topografía de 2000 metros, donde se le aplica un alzamiento de 0.2 mm/año al bloque B representado la exhumación de la Cordillera Principal.

La Figura 6.15 muestra el resultado de la erosión luego de correr el programa por 20 millones de años. Se observan relictos de superficies planas en la Cordillera de la Costa junto con peneplanicies en la Cordillera Principal. Al no haber alzamiento en la Cordillera de la Costa, la erosión que forma la Depresión Central se ve principalmente controlada por la apertura de una litología más erodable hacia el oeste.

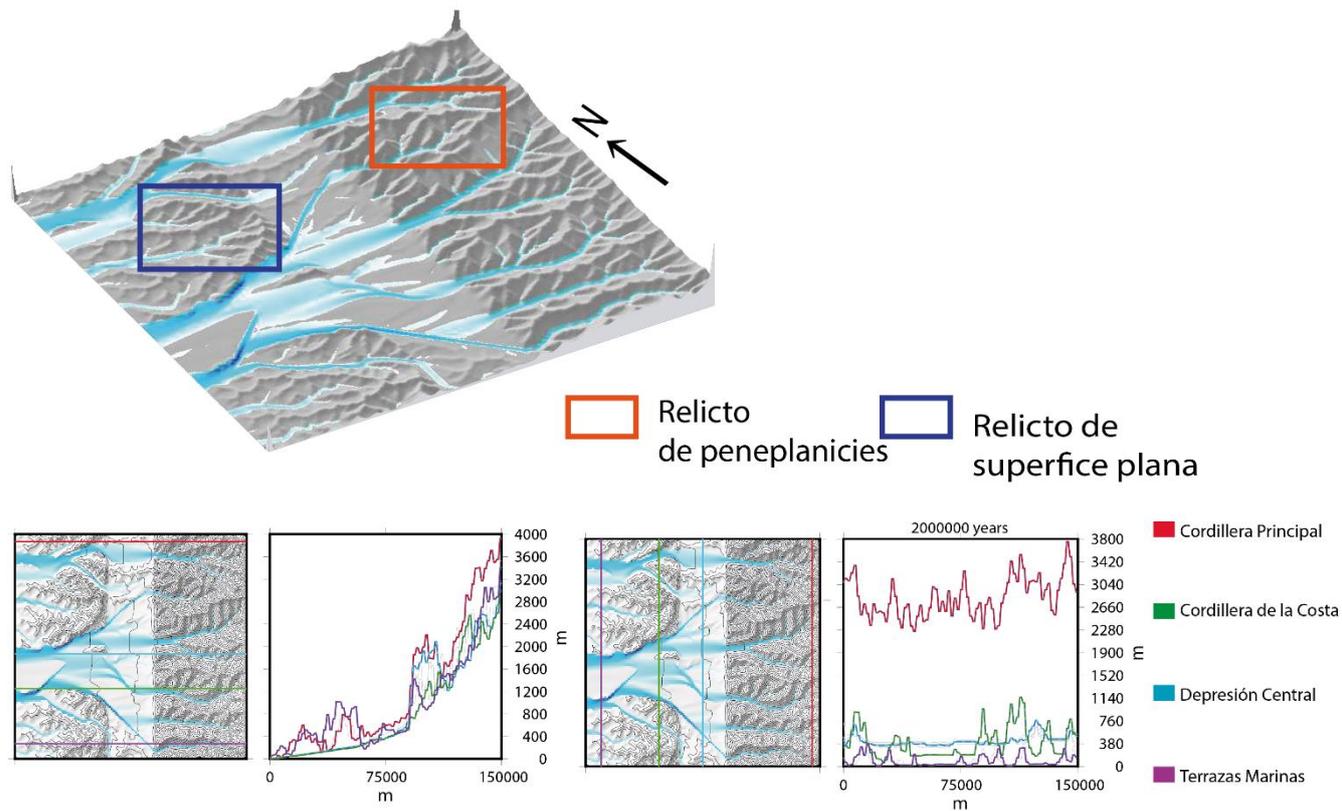


Figura 6.15: Resultado del modelo inicial alzamiento solo en la Cordillera Principal de 0.2 mm/año (Figura 6.14). El modelo se deja correr por 20 millones de años con $K_{b1}=5.0 \times 10^{-6} [\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 2.0 \times 10^{-5} [\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$. El modelo sufre cambios en la precipitación cada 5 millones de años, ilustrados en la Figura 6.8 de 1150 mm/año (20-15 Ma), 700 mm/año (15-10 Ma); 500 mm/año (10-5 Ma) y 300 mm/año (5-0Ma). Gráficos adjuntos ilustran la topografía NS y EW de las principales Unidades Morfológicas.

Los gráficos topográficos adjunto de la Figura 6.15, muestra para los perfiles NS alturas representativas para la Cordillera Principal con *peaks* de 3.800 metros e incisiones cercanas a los 2.500 metros de altura. En cambio, se puede observar que la Cordillera de la Costa y la Depresión Central siguen un patrón topográfico similar, solo que en la primera, se conservan relictos planos de mayor área cercanos a los 1.150 metros de altura. En cambio, la Depresión Central no presenta un contraste topográfico muy significativo con la Cordillera de la Costa, debido a que esta última se erosiona bastante obteniendo alturas finales de baja magnitud y poco representativas. El perfil EW muestra una incisión clara entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa, a pesar de que esta última, no presenta gran altura.

Al no haber alzamiento en la Cordillera de la Costa se genera mucha erosión en el modelo, responsable también de la formación de la Depresión Central. Se observa que esta última, presenta una topografía plana donde no se observan rasgos geomorfológicos como cerros islas, pedimentos entre otros.

La Figura 6.16 muestra el volumen erodado, el volumen final y el volumen del modelo sin erosión. Se observa que el volumen erodado aumenta a mayor velocidad que los modelos anteriores, obteniendo un resultado final cercano al 35% del volumen alzado sin erosión. El volumen final asciende inicialmente y luego se va reduciendo llegando al 65% del volumen total. Este modelo presenta el mayor volumen erodado en comparación con los otros modelos, implicando que el alzamiento en el antearco o Cordillera de la Costa reduciría las tasas de erosión.

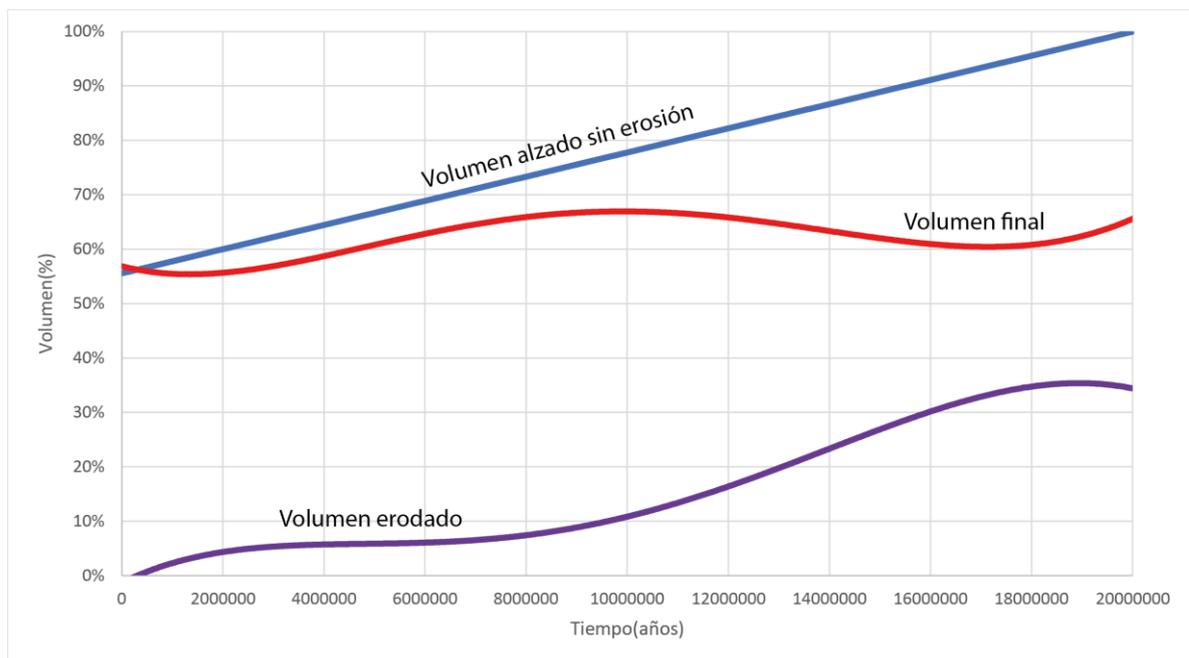


Figura 6.16: Gráfico de volumen. Se observa una mayor velocidad de convergencia entre el volumen erodado y el volumen final comparada con los modelos anteriores.

6.5. MODELACIÓN DE LA EROSIÓN DURANTE LA EVOLUCIÓN NEÓGENA ANDINA DE CHILE CENTRAL (33° - 34°S).

Se pretende modelar la erosión con los datos bibliográficos que se tienen de la evolución durante el Neógeno de los Andes de Chile Central. Debido a que en la Cordillera de la Costa se presentan plutones de edad Jurásica hasta Cretácicas, se plantea que inicialmente existió una Protocordillera de la Costa de mayor altura producto a un alzamiento isostático al engrosamiento cortical durante el Cretácico tardío – Paleoceno, previo a la inversión de la Cuenca de Abanico (Fock, 2005; Giambiagi *et al.*, 2015). Debido a esto, se propone como topografía inicial lo que se observa en la Figura 6.17, una Protocordillera de la Costa de 500 metros de altura (Figura 6.17, bloque B) y la Cuenca de Abanico previa a su inversión de 250 metros de altura (Figura 6.17, bloque C).

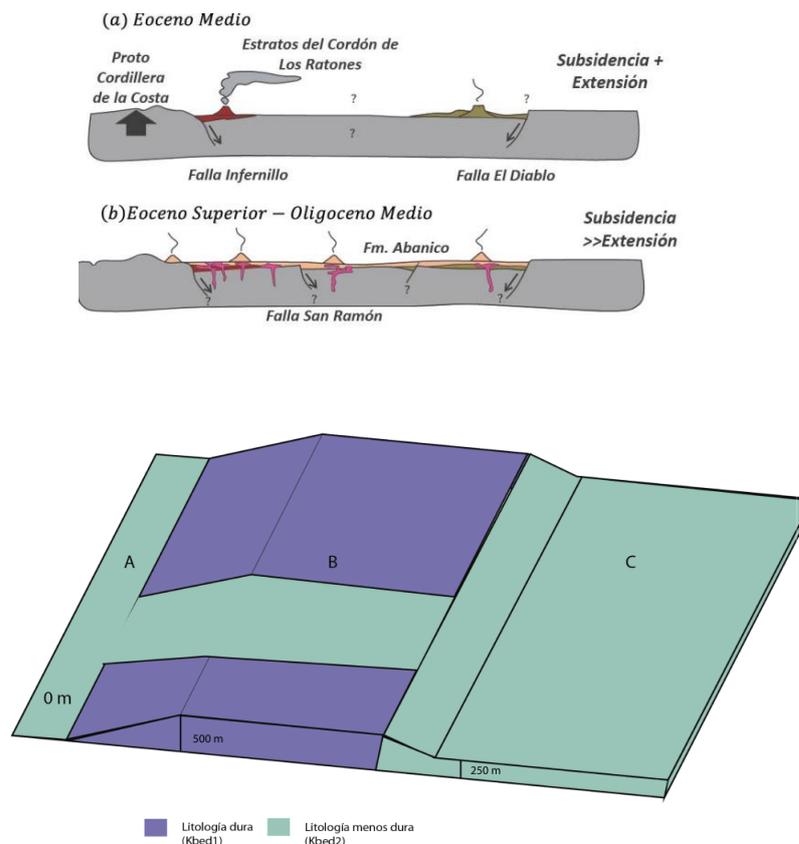


Figura 6.17: (Arriba) Modelo de la topografía inicial previo al cierre de la Cuenca de Abanico, se observa una Protocordillera de la Costa y la subsidencia de la Cuenca de Abanico, imagen obtenida y modificada de Fock (2005). (Abajo) Modelo inicial para Evolución Neógena Andina. Se utiliza la distribución litológica ilustrada, posteriormente ocurre un alzamiento en el bloque C de 0.125 mm/año correspondiente al cierre de la cuenca de Abanico.

Primera Fase, Cierre de la Cuenca de Abanico y alzamiento en el arco y antearco (22 – 18 Ma): El acortamiento en la cuenca de Abanico fue probablemente el resultado de la inversión de fallas normales lístricas enraizadas en un nivel de despegue aproximadamente de 10 km de profundidad, acomodó un mínimo de 16 kilómetros de acortamiento distribuidos casi simétricamente entre sus dos flancos, donde esta magnitud no habría sido capaz de producir mucho alzamiento (Kay *et al.*, 2005; Farías, 2007). Para Giambiagi *et al.*, (2015) durante este periodo hubo alzamiento en la Cordillera de la Costa oriental y en la parte occidental de la Cordillera Principal a través de la generación de un *decóllement* principal ubicado a 40 km de profundidad entre el Moho y el manto sublitosférico; este alzamiento ha sido corroborado por los análisis de proveniencia de los estudios de minerales pesado en los miembros basales de la Formación Navidad (Rodríguez *et al.*, 2012). Se diseña un modelo ilustrado en la Figura 6.17

donde la tasa de alzamiento para la Protocordillera de la Costa es de 0.05 mm/año, mientras que el bloque C se alza con una tasa de 0.125 mm/año para simular el Cierre de la Cuenca, con una precipitación de 1.150 mm/año.

Segunda Fase, Alzamiento 1 en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal (17 – 11 Ma): En esta fase se desarrolla la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua, generando un acortamiento cercano a los 14 km debido a la prolongación del *decôllement* principal hacia el este. Existe en este periodo un alzamiento coetáneo entre la Cordillera Principal occidental y la Cordillera de la Costa oriental posiblemente asociado a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández; al final de este periodo la deformación va migrando hacia el este y la actividad volcánica va disminuyendo a zonas muy localizadas (Yáñez *et al.*, 2001; Giambiagi, *et al.*, 2003, Giambiagi *et al.*, 2015). Para este modelo, se utiliza de topografía inicial el relieve final de la fase anterior. Se aplica un alzamiento de 0.25 mm/año para la Cordillera de la Costa, para llegar a una altura máxima de 2.500 m en esta unidad morfológica y un alzamiento de 0.4 mm/año en la Cordillera Principal para llegar a una altura máxima de 3.800 metros. Se utiliza un clima con una precipitación de 700 mm/año.

Tercera Fase, Alzamiento 2 en la Cordillera Principal y subsidencia de las Terrazas Marinas (10 – 5 Ma): Durante este proceso, las fuerzas motrices ya no pueden suministrar la energía necesaria para espesar la corteza generando probablemente un crecimiento lateral en lugar de aumentar su profundidad, además no se evidencia actividad volcánica para este periodo (Giambiagi *et al.*, 2015). En este tiempo, el alzamiento en la Cordillera Principal occidental fue mayor y más rápido que en la Cordillera Principal oriental obteniendo las mayores tasas de alzamiento durante el Mioceno tardío y el Plioceno temprano entre los 0.7 – 1.1 km debido al cabalgamiento que efectuó la Cordillera Principal por medio de la falla de vergencia oeste San Ramón - Pocuro (Giambiagi y Ramos, 2002; Farías *et al.*, 2008), además durante este periodo ocurre subsidencia en el antearco externo (*offshore*) la cual ha sido interpretada por Encinas *et al.*, (2007) y Finger *et al.*, (2007) como una fuerte erosión tectónica al margen. Se utiliza como topografía inicial el relieve final generado en la fase anterior. Se aplica una subsidencia de 0.2 mm/año para la Cordillera de la Costa occidental, en cambio, la Cordillera de la Costa oriental no sufre alzamiento y se le aplica una tasa de 0.25 mm/año para la Cordillera Principal occidental con el fin de obtener una altura cercana de 4.500 metros como se observa ahora. El clima utilizado es de 500 mm/año de precipitación.

Cuarta Fase, Relleno sedimentario (<4 Ma): Para Farías (2007) la gruesa cobertura sedimentaria que caracteriza a la Depresión Central se debe al resultado de una disminución de la capacidad de transporte del drenaje debido al aumento de flujo sedimentario debido a la erosión de la Cordillera Principal producto de las glaciaciones y al bloqueo del drenaje producto al alzamiento costero iniciado en el Plioceno. El resultado ilustra un espesor sedimentario cercano a los 400 metros para la Depresión Central, que según Vergara *et al.*, (2004) Yáñez *et al.* (2015), su espesor va variando entre los 300 – 500 metros constituido básicamente por depósitos no consolidados de grava, bloques, arena, limo y arcilla. Finger *et al* (2007), describe depósitos batiales someros cerca de la costa que muestran un alzamiento de al menos 1.5 km. Para la modelación de esta fase, se utiliza la topografía final de la fase anterior como inicial, se le agrega una tasa de alzamiento muy rápido de 0.6 mm/año a las terrazas marinas con la intención de generar un bloqueo sedimentario, se utiliza un clima de 500 mm/año de precipitación.

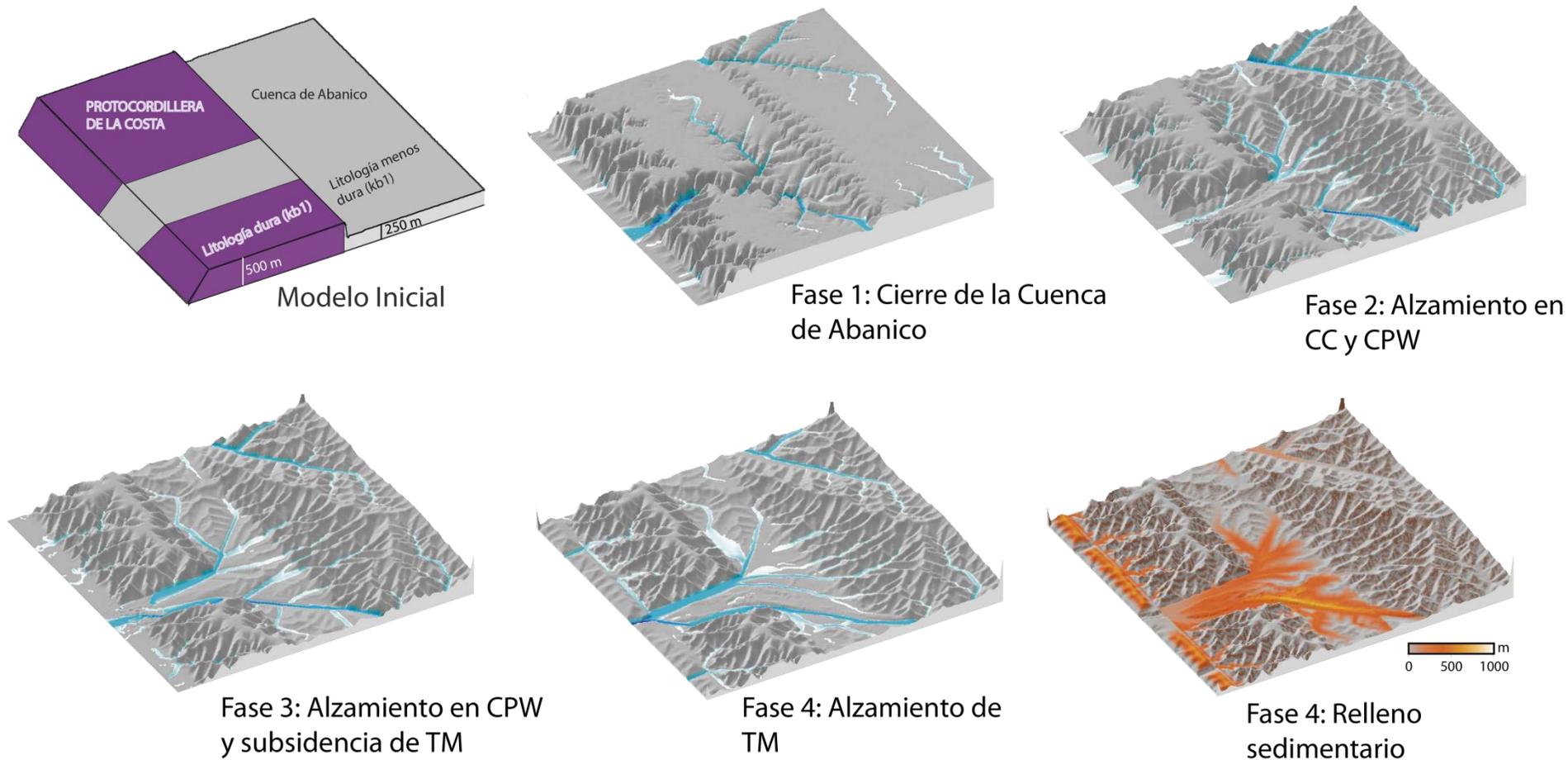


Figura 6.18: Modelación de la erosión durante el Neógeno (33° - 34°S), con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/año para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitación de 1150 mm/año. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.25 mm/año para la CC (bloque B) y de 0.4 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 700 mm/año. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/año para TM (bloque A), de 0 mm/año para la CC (bloque B) y de 0.25 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 500 mm/año. Finalmente para la última fase, hay un alzamiento rápido de 0.6 mm/año para las TM (bloque A) y un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/año con una tasa de precipitación de 500 mm/año. CP: Cordillera Principal. CC: Cordillera de la Costa. TM Tarrazas Marinas.

La Figura 6.18 muestra la evolución de la erosión tomando en cuenta los procesos de alzamiento que la zona de estudio presenta. Las fases de alzamiento explicadas anteriormente corresponden a simplificaciones de la evolución Andina entre los 33°-34° S durante el Neógeno. En el modelo anterior, existe alzamiento en la Cordillera de la Costa durante el cierre de la Cuenca de Abanico (Mioceno inferior) hasta el fin de la fase 2 correspondiente al Mioceno Medio, en cambio, la Cordillera Principal presenta un alzamiento constante (variando sus tasas desde una fase a otra) desde el fin del cierre de la Cuenca de Abanico hasta la actualidad. Se puede observar que desde el término de la Fase 2 (11 Ma) ya se visualiza una incisión entre la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal que presenta redes de drenajes principales EW junto con redes secundarias NS; como se muestra en el gráfico de volumen de la Figura 6.16 (Alzamiento solo en la Cordillera Principal) hay un aumento en la erosión cuando no existe alzamiento en el antearco, esto se ve reflejado en el término de la Fase 3 donde se visualiza una Depresión Central más definida. Finalmente el alzamiento de las Terrazas Marinas en la Cordillera de la Costa occidental proporciona un relleno sedimentario de un promedio de 500 metros de espesor.

La Figura 6.19 muestra el resultado final del modelo ilustrando el relieve obtenido al final de la Fase 4 junto con sus rasgos geomorfológicos fundamentales y la visualización del relleno sedimentario. Se observan morfológicamente relictos de peneplanicies en la Cordillera de la Costa junto con peneplanicies alzadas en la Cordillera Principal, también redes de drenaje este oeste y drenajes laterales NS responsables de generar incisión en la Depresión Central. Dentro de esta última, se observan la formación de pedimentos a los pies de ambas cordilleras y la formación de algunos cerros islas o colinas abandonadas aisladas de las cadenas montañosas debido al relleno sedimentario cercano a 500 metros con zonas de mayor y de menor espesor, además, en la parte norte se puede observar cordones montañosos que unen la Cordillera de la Costa con la Cordillera Principal occidental

Los gráficos topográficos adjuntos de la Figura 6.19, muestran perfiles EW que ilustran una incisión característica entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal con un mínimo de 800 metros de altura, se observan además, peneplanicies en la Cordillera de la Costa cercano a los 2.300 metros de altura. Los perfiles NS muestran un claro contraste topográfico entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, esta última, presenta una topografía alta en el norte que va descendiendo hacia un mínimo y luego asciende en menor velocidad hacia el sur, ese descenso es probablemente debido a la apertura litológica que tiene el modelo hacia el oeste (Figura 6.17). Finalmente la Cordillera Principal occidental *peaks* topográficos cercanos a los 4.500 metros de altura e incisiones que llegan a los 2.800 metros de altura.

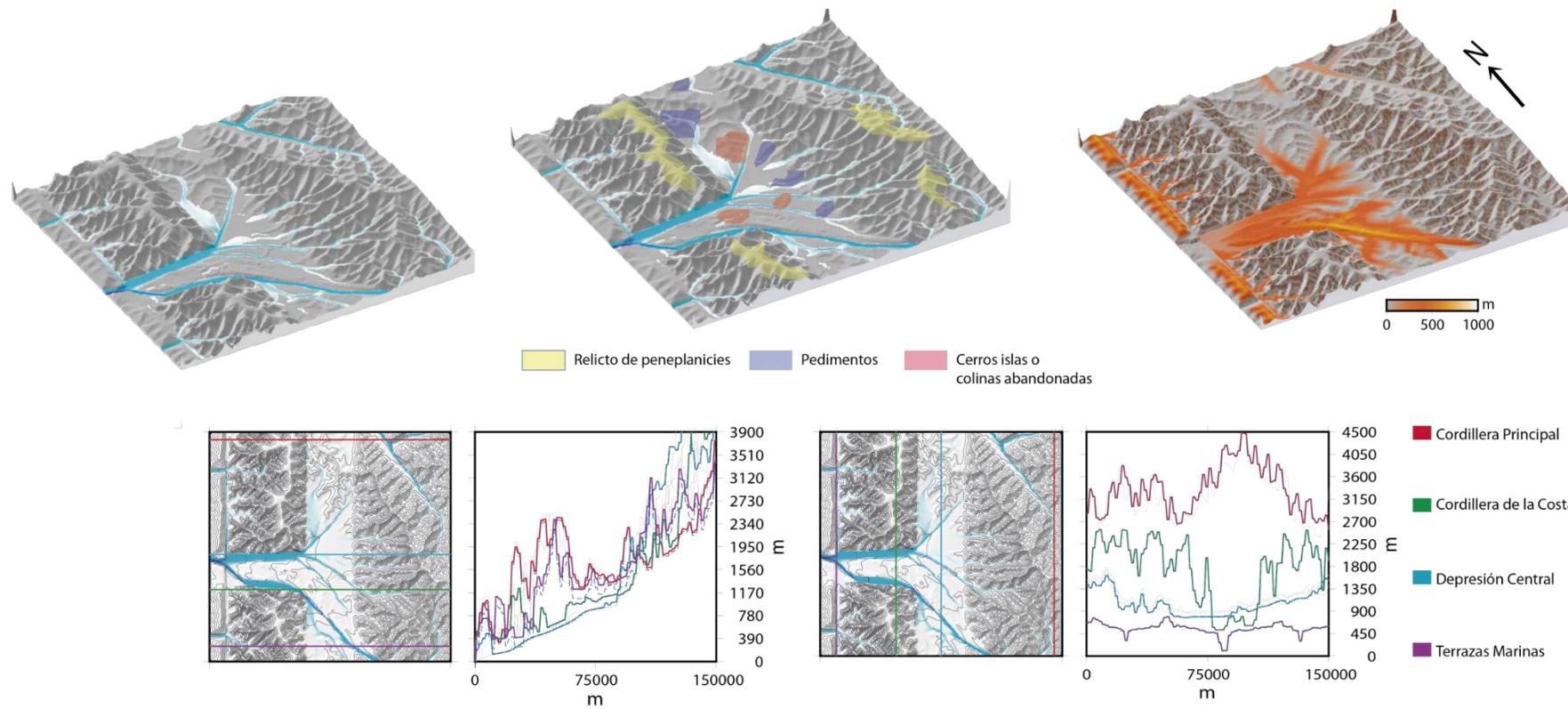


Figura 6.19: Resultado final (Fase 4) del modelo de erosión durante el Neógeno (33° - 34° S), con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$. Se muestran los rasgos geomorfológicos principales de la modelación junto con el relleno sedimentario. Los gráficos adjuntos ilustran la topografía NS de las principales Unidades Morfológicas y perfiles EW de la zona que ilustran una incisión característica entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal occidental.

La Figura 6.20 muestra el gráfico del volumen versus el tiempo, ilustrando el volumen alzado sin erosión, el volumen erodado y el volumen final. El volumen erodado mantiene un comportamiento ascendente hasta un climax y luego un descenso, este último se debe básicamente a las bajas de las tasas de precipitaciones que tiene el modelo a medida que aumenta el tiempo y al bloqueo sedimentario que se produce cercano a los 4 Ma reduciendo las tasas de erosión. La mayor erosión se observa entre el fin de la Fase 2 (11 Ma) y el inicio de la Fase 3 donde solo se tiene alzamiento en la Cordillera Principal, luego ocurre un descenso, que probablemente se debe a los cambios en la tasa de precipitación entre una fase y otra.

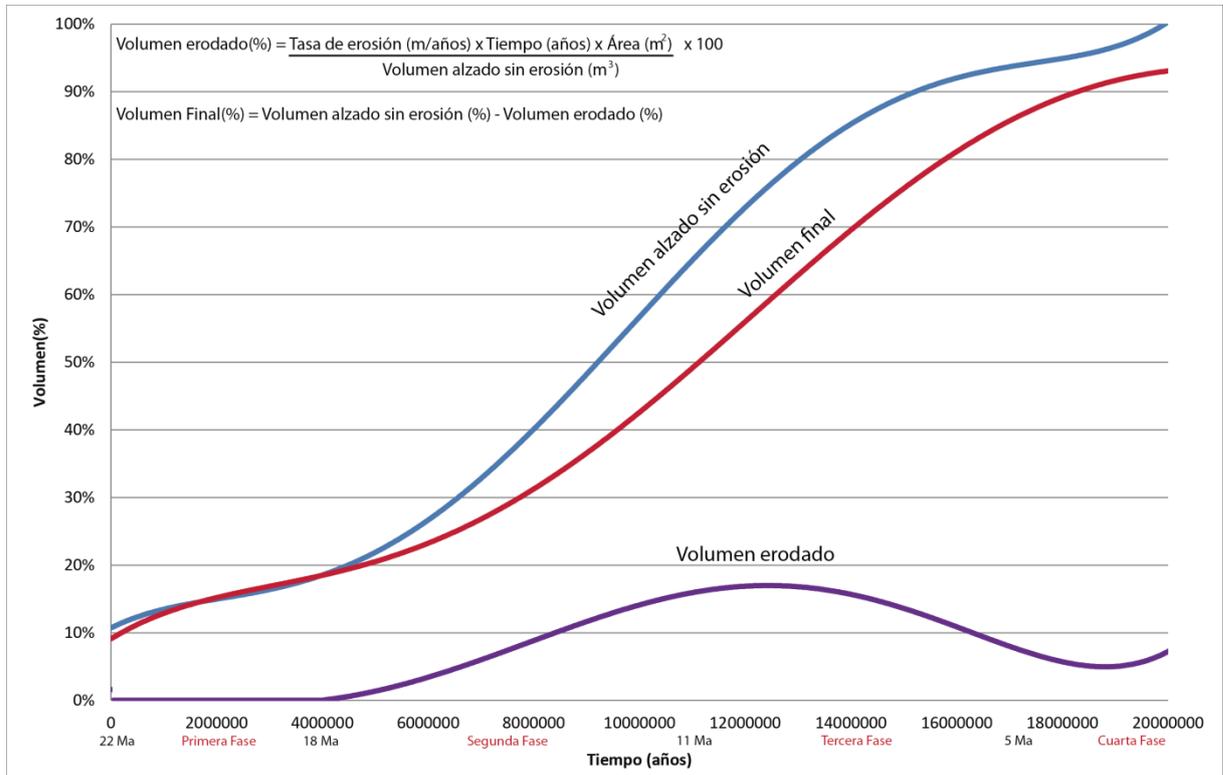


Figura 6.20: Gráfico que ilustra el volumen del modelo. Se observa un volumen erodado que muestra un ascenso y luego un descenso producto a los cambios en la tasa de erosión, coincidente entre el fin de la Fase 2 y el inicio de la Fase 3.

6.5.1. RESULTADO SIN UNA APETURA LITOLÓGICA DE MENOR ERODABILIDAD HACIA EL OESTE

A continuación se aplica el modelo de erosión de la evolución Andina (33° - 34°S) durante el Neógeno sin una apertura litológica de menor resistencia a la erosión al oeste, es decir, la Cordillera de la Costa representa un bloque continuo con una constante de erodabilidad igual a $K_{bl}=3.5 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$.

La Figura 6.21 representa el resultado final (Fase 4) obtenido luego de aplicar las tasas de alzamiento y los cambios climáticos respectivos explicados anteriormente en el modelo de erosión durante la evolución Neógena Andina de Chile Central (33° - 34°S) sin una apertura litológica hacia el oeste. En ella se observa una Depresión Central no muy deprimida topográficamente junto con el resultado de la sedimentación posterior al alzamiento de las Terrazas Marinas (Fase 4), en donde la Depresión Central no presenta un relleno sedimentario ni rasgos geomorfológicos como pedimentos, cerros islas, entre otros. Los perfiles EW muestran que existe una pequeña incisión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. En los perfiles topográficos NS se muestra un leve contraste de alturas entre la Depresión Central y la Cordillera de la Costa.

Finalmente al aplicar el modelo de erosión durante la evolución Neógena Andina de Chile Central (33° - 34°S) sin apertura litológica de menor erodabilidad hacia el oeste, se obtiene una Depresión Central levemente deprimida sin mucho contraste topográfico con la Cordillera de la Costa, implicando que la apertura es necesaria para obtener una Depresión Central con mayor incisión topográfica que preserve un relleno sedimentario junto con rasgos geomorfológicos característicos de la zona de estudio como pedimentos, cerros islas o colinas abandonas.

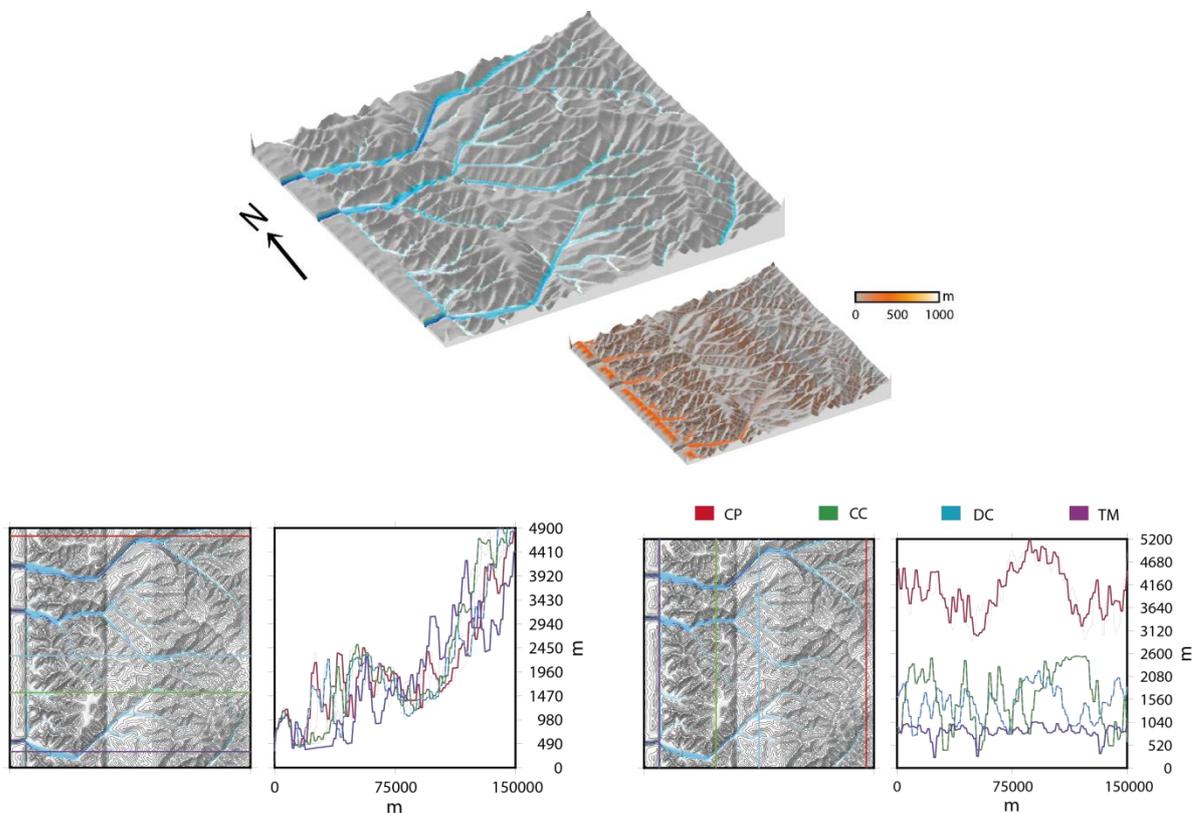


Figura 6.21

La Figura 6.22 muestra el gráfico de los volúmenes involucrados del modelo en función del tiempo. Se visualiza que el volumen erodado mantiene una curva ascendente y luego desciende producto a los cambios en la tasa de erosión debido a los cambios climáticos aplicados al modelo y al relleno sedimentario. El volumen erodado para el modelo sin apertura litológica de menor constante de erodabilidad hacia el oeste presenta un máximo alrededor del 10% provocando leves cambios entre el volumen alzado sin erosión y el volumen final.

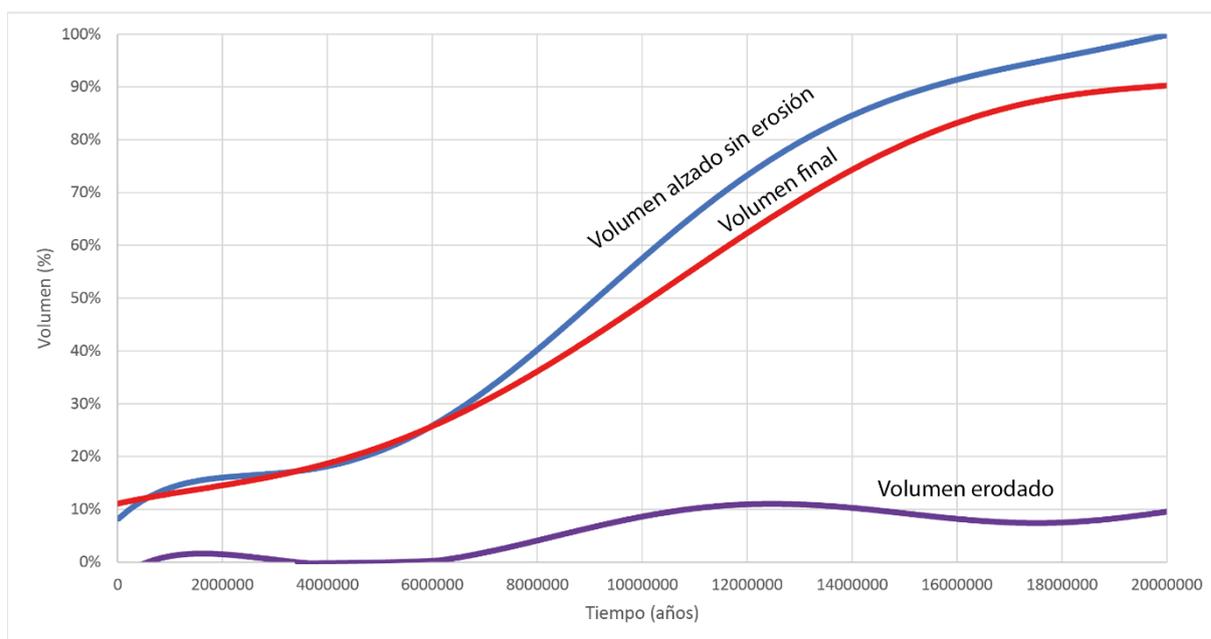


Figura 6.22: Gráfico que ilustra el volumen del modelo. Se observa un volumen erodado que muestra un ascenso y luego un descenso producto a los cambios en la tasa de erosión que no supera el 10% del volumen alzado sin erosión, generando leves cambios al volumen final.

6.5.2. RESULTADO APLICANDO ALZAMIENTO EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DURANTE TODAS LAS FASES DE LA EVOLUCIÓN NEÓGENA ANDINA (33°-34°S)

A continuación se muestran los resultados de la erosión durante la evolución Neógena Andina (33° - 34°S) aplicando alzamiento en la Cordillera de la Costa durante todas las fases descritas anteriormente.

La Figura 6.23 muestra el resultado final del modelo, luego de haber aplicado alzamiento en la Cordillera de la Costa durante las cuatro fases de la evolución Neógena Andina definidas anteriormente. No se observa una Depresión Central ni un espesor sedimentario muy característico.

Figura 6.21: Modelación de la erosión durante el Neógeno (33° - 34°S) sin una apertura litológica con menor constante de erodabilidad hacia el oeste, con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} \text{ [m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}\text{]}$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/año para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitación de 1150 mm/año. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.25 mm/año para la CC (bloque B) y de 0.4 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 700 mm/año. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/año para TM (bloque A), de 0 mm/año para la CC (bloque B) y de 0.25 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 500 mm/año. Finalmente para la última fase, hay un alzamiento rápido de 0.6 mm/año para las TM (bloque A) y un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/año con una tasa de precipitación de 500 mm/año. CP: Cordillera Principal. CC: Cordillera de la Costa. TM: Terrazas Marinas.

Los gráficos topográficos adjuntos, avalan lo anterior, los perfiles EW no resaltan una incisión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal occidental, se observa más bien que existe un cambio gradual de las alturas producto a las distintas tasas de alzamiento que ambas unidades morfológicas tienen. El gráfico topográfico norte sur ilustra un bajo contraste entre las alturas de la Depresión Central con la Cordillera de la Costa exceptuando algunas zonas en donde se generan redes de drenajes laterales norte sur entre ambos tipos de litología.

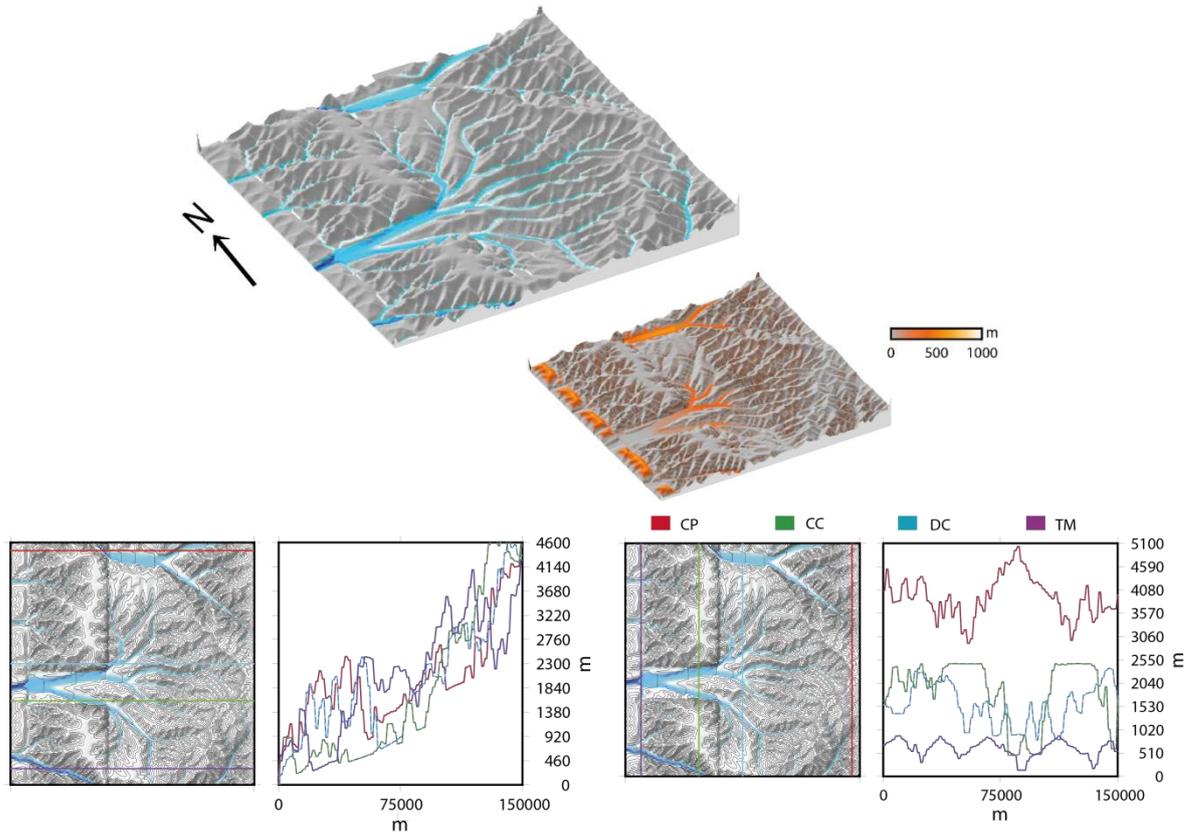


Figura 6.23: Modelación de la erosión durante el Neógeno (33° - 34° S) con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6}$ [$m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}$] y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5}$ [$m^{-0.4}a\tilde{no}^{-0.3}$]. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/año para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitación de 1150 mm/año. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.15 mm/año para la CC (bloque B) y de 0.4 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 700 mm/año. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/año para TM (bloque A), de 0.1 mm/año para la CC (bloque B) y de 0.25 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 500 mm/año. Finalmente para la última fase, hay un alzamiento rápido de 0.6 mm/año para las TM (bloque A), un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/año y de 0.05 mm/año para la CC con una tasa de precipitación de 500 mm/año. CP: Cordillera Principal. CC: Cordillera de la Costa. TM: Terrazas Marina

La Figura 6.24 muestra el gráfico de los volúmenes involucrados del modelo en función del tiempo. Se visualiza que el volumen erodado mantiene una curva ascendente y luego desciende producto a los cambios en la tasa de erosión debido a los cambios climáticos aplicados al modelo y al relleno sedimentario. El volumen erodado para el modelo con alzamiento continuo en la Cordillera de la Costa durante todas sus fases, presenta un máximo alrededor del 10% provocando leves cambios entre el volumen alzado sin erosión y el volumen final.

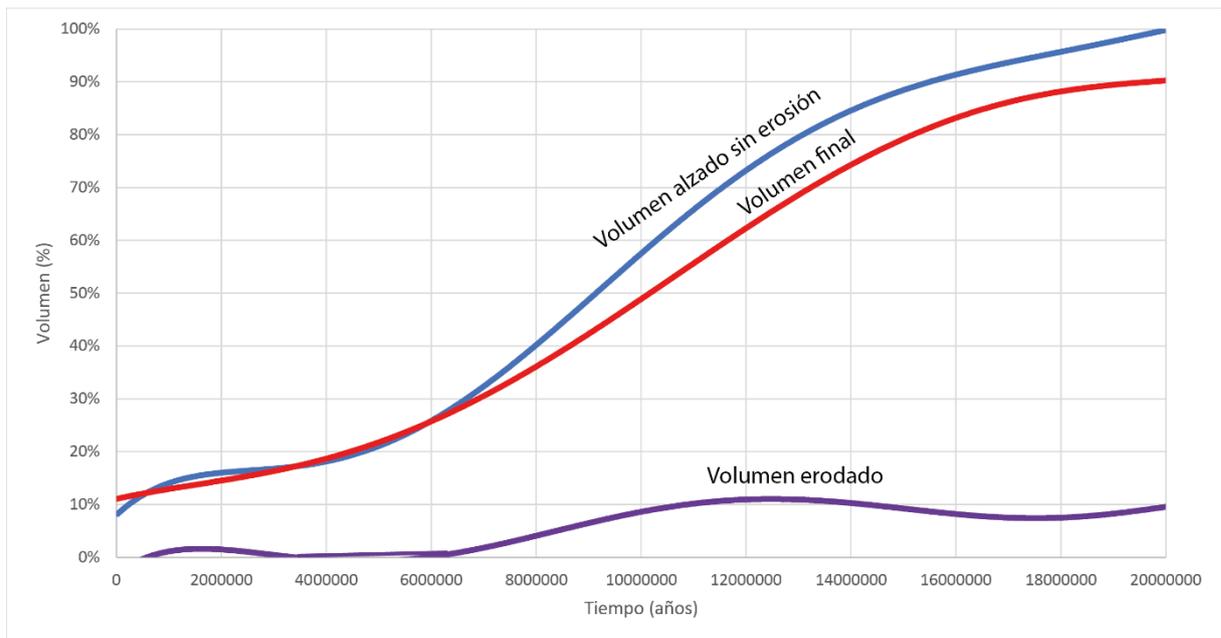


Figura 6.24: Gráfico que ilustra el volumen del modelo. Se observa un volumen erodado que muestra un ascenso y luego un descenso producto a los cambios en la tasa de erosión que no supera el 10% del volumen alzado sin erosión, generando leves cambios al volumen final.

6.5.3. RESULTADO APLICANDO ALZAMIENTO EN LA CORDILLERA DE LA COSTA CON BASCULAMIENTO AL ESTE DURANTE TODAS LAS FASES DE LA EVOLUCION NEÓGENA ANDINA (33°-34°S)

A continuación se muestran los resultados de la erosión durante la evolución Neógena Andina (33° - 34°S) aplicando alzamiento con basculamiento al este en la Cordillera de la Costa durante todas las fases descritas anteriormente.

La Figura 6.25 muestra el resultado final del modelo (Fase 4). Se observa una Depresión Central con redes de drenaje laterales norte sur pero no presenta una incisión muy característica. El modelo de sedimentación no muestra un espesor sedimentario de gran magnitud posterior al alzamiento de las terrazas marinas para la Depresión Central. Los gráficos topográficos adjuntos de la Figura 6.25 muestran según los perfiles EW una pequeña incisión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, similar a la incisión generada por el modelo anterior (Alzamiento en la Cordillera de la Costa durante todas las fases de la evolución Neógena Andina). Por otra parte, los perfiles NS indican un contraste de alturas entre la Depresión Central y la Cordillera de la Costa siguiendo un patrón de altura de mayor magnitud al norte, luego un descenso hacia el centro y un ascenso hacia el sur

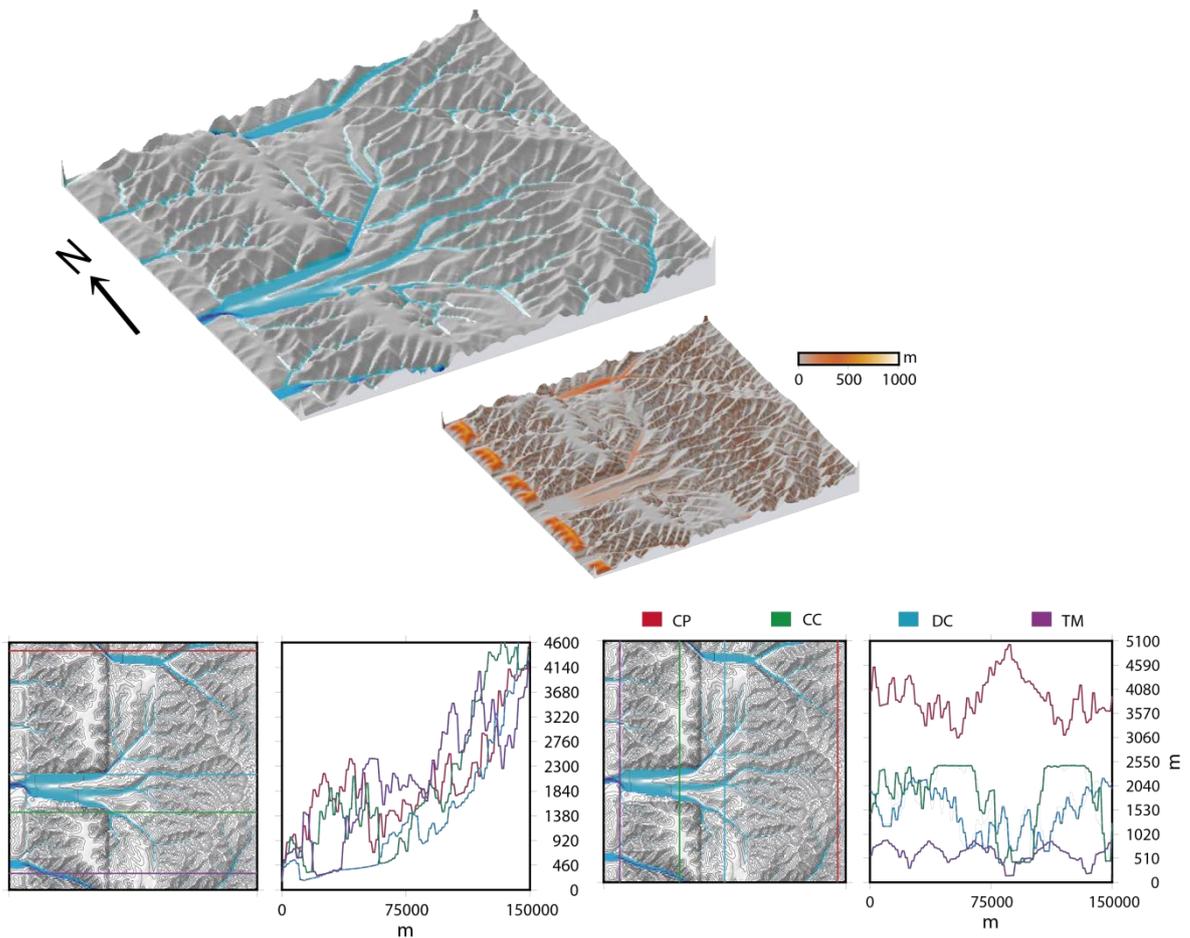


Figura 6.25: Modelación de la erosión durante el Neógeno (33° - 34°S) con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}\cdot a\tilde{no}^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}\cdot a\tilde{no}^{-0.3}]$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/año para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitación de 1150 mm/año. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.15 mm/año para la CC y un basculamiento al este desde 0.15 a 0.07 mm/año (bloque B) y de 0.4 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 700 mm/año. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/año para TM (bloque A), de 0.1 mm/año para la CC con un basculamiento al este desde 0.1 a 0.06 mm/año (bloque B) y de 0.25 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 500 mm/año. Finalmente para la última fase, hay un alzamiento rápido de 0.6 mm/año para las TM (bloque A), un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/año y de 0.05 mm/año para la CC con basculamiento al este de 0.05 a 0.02 mm/año, con una tasa de precipitación de 500 mm/año. CP: Cordillera Principal. CC: Cordillera de la Costa. TM: Terrazas Marinas

La Figura 6.26 muestra el gráfico de los volúmenes involucrados del modelo en función del tiempo. Se visualiza que el volumen erodado mantiene una curva ascendente y luego descende producto a los cambios en la tasa de erosión debido a los cambios climáticos aplicados al modelo y al relleno sedimentario. El volumen erodado para el modelo con alzamiento con basculamiento al este en la Cordillera de la Costa, presenta un máximo mayor al 10% del volumen total provocando leves cambios entre el volumen alzado sin erosión y el volumen final, obteniendo curvas muy similares al caso anterior (Figura 6.24).

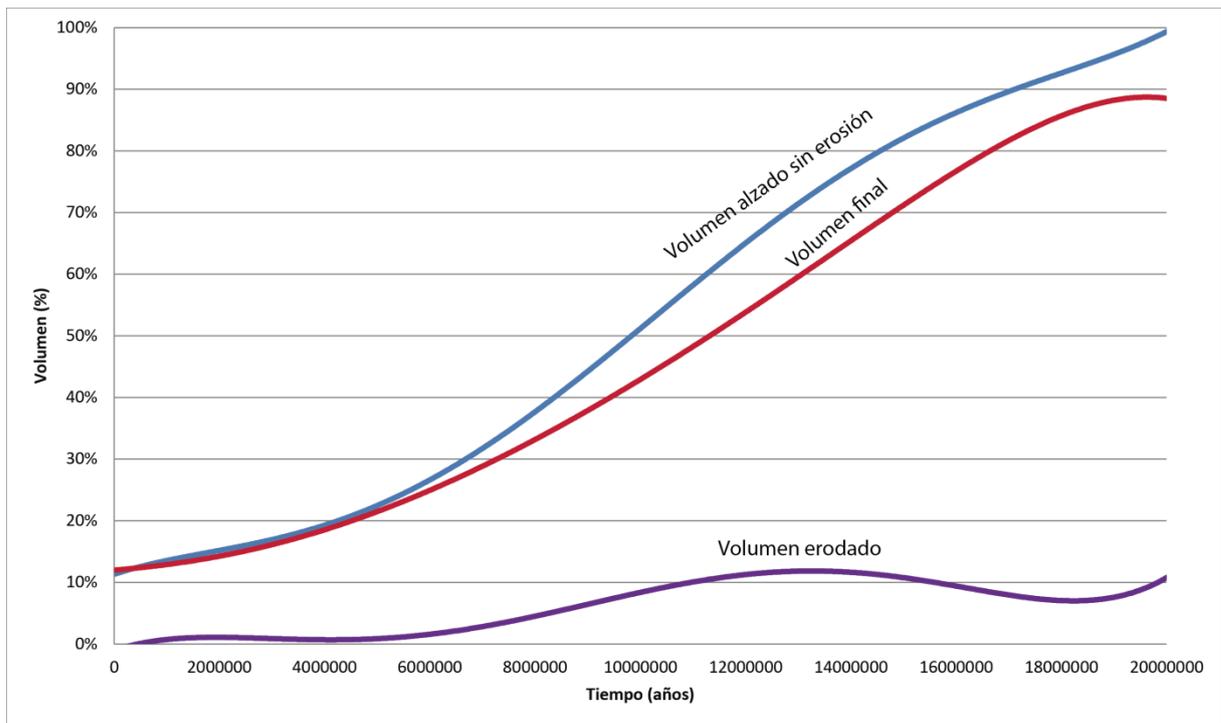


Figura 6.26: Gráfico que ilustra el volumen del modelo. Se observa un volumen erodado que muestra un ascenso y luego un descenso producto a los cambios en la tasa de erosión superando el 10% del volumen alzado sin erosión, generando leves cambios al volumen final.

6.5.4. RESULTADO APLICANDO SUBSIDENCIA

La Figura 6.27 adjunta muestra el resultado luego de aplicar solo subsidencia al modelo de evolución Neógena Andina (33°-34°S) posterior al cierre de la Cuenca de Abanico, durante la Fase 2 y la Fase 3 (a los 18 Ma y luego a los 10 Ma). Se muestra que efectivamente se forma una depresión central, pero presenta una topografía plana producto de la sedimentación debido al alzamiento de la Cordillera Principal y posterior alzamiento de las Terrazas Marinas durante el Pleistoceno. El relleno sedimentario que se visualiza en la Figura 6.27, muestra un espesor promedio de 1.000 metros junto a máximos de 1.500 metros a los pies de la Cordillera Principal simulando gruesos paquetes sedimentarios, características fundamentales de las cuencas subsidentes. Los perfiles topográficos EW adjunto ilustra perfectamente una incisión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal y los perfiles NS muestran claramente un contraste de alturas entre la Depresión Central y la Cordillera de la Costa, concluyendo que un mecanismo de subsidencia es una forma directa para obtener una depresión central.

La Figura 6.28 muestra el gráfico de los volúmenes involucrados en el modelo, en donde se visualiza que el modelo alzado sin erosión ni subsidencia es 20% mayor al modelo alzado sin erosión con subsidencia, lo que implica que la subsidencia reduce un 20% del volumen total, mientras que la erosión reduce cercano al 10% del volumen total.

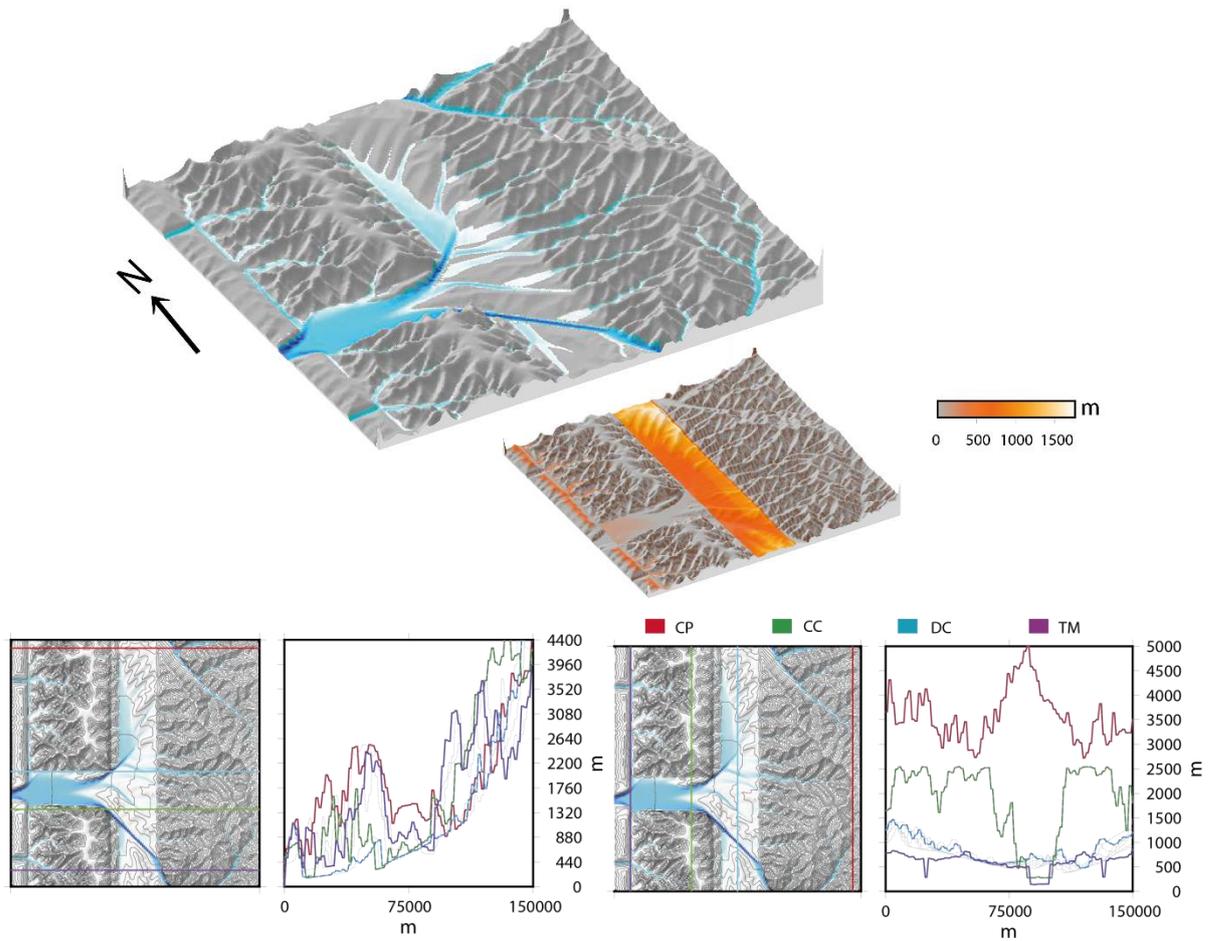


Figura 6.27: Modelación de la erosión durante el Neógeno (33° - 34°S) con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6}[\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [\text{m}^{-0.4}\text{año}^{-0.3}]$. El modelo tiene un alzamiento de 0.05 y 0.125 mm/año para la CC y CP respectivamente durante la primera fase (22-18 Ma) y una precipitación de 1150 mm/año. Entre los 17-11 Ma, el modelo presenta una tasa de alzamiento de 0.15 mm/año para la CC, de 0.07 mm/año de subsidencia para la DC (bloque B) y de 0.4 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 700 mm/año. Entre los 10-5 Ma, el modelo presenta una tasa de subsidencia de 0.2 mm/año para TM (bloque A), de 0.1 mm/año para la CC con una subsidencia de 0.01 mm/año para la DC (bloque B) y de 0.25 mm/año para la CP (bloque C) con una tasa de precipitación de 500 mm/año. Finalmente para la última fase, hay un alzamiento rápido de 0.6 mm/año para las TM (bloque A), un alzamiento menor para la CP de 0.1 mm/año con una tasa de precipitación de 500 mm/año. CP: Cordillera Principal. DC: Depresión Central. CC: Cordillera de la Costa. TM: Terrazas Marinas.

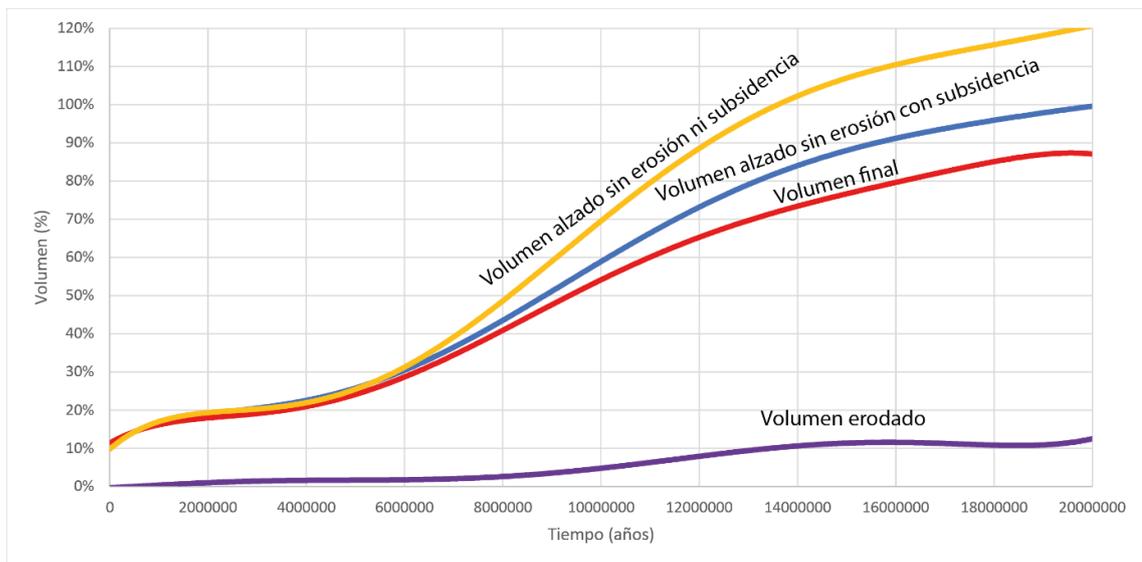


Figura 6.28: Gráfico que ilustra el volumen del modelo. Donde se visualiza que la subsidencia controla cerca del 20% del volumen total, obteniendo un volumen final 30% menor que un volumen sin erosión ni subsidencia.

7. DISCUSIONES

7.1. PARÁMETROS QUE CONTROLARÍAN LA EROSIÓN DIFERENCIAL EN EL DESARROLLO DE LA DEPRESIÓN CENTRAL

7.1.1 LA CONSTANTE DE ERODABILIDAD K Y EL CONTRASTE LITOLÓGICO ENTRE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y LA CORDILLERA PRINCIPAL

Como se dijo anteriormente, la erosión (ϵ) en ríos donde existe desprendimiento de sedimentos o roca madre está controlada por la ecuación (3) dada por:

$$\epsilon = Kq^m S^n$$

Donde K corresponde a la constante de erodabilidad [$m^{1-2m}a^{m-1}$] que depende básicamente de las propiedades físicas y químicas de la litología, incluso estudio han demostrado que la tasa de alzamiento y el clima también puede modificar el valor de esta constante (Kirby & Whipple, 2001). El papel fundamental que tiene esta constante en las modelaciones anteriores es que permite la definición de distintos tipos de litologías. La Tabla 3 muestran algunos valores donde se observa que aproximadamente existe dos órdenes de magnitud ($10^{-6} - 10^{-4}$) entre las rocas plutónicas con las rocas sedimentarias. Para efectos de esta investigación, se definen dos tipos de *bedrock*, con la intención de visualizar el efecto en la erosión diferencial y la generación de una incisión lateral debido a un contraste de la constante de erodabilidad entre las litologías de la Cordillera de la Costa con las de la Cordillera Principal.

Tabla 3: Valores promedio de K obtenidos de la literatura

K	Unidades	Litología	Referencia
7.0×10^{-3}	$m^{0.2}a^{-1}$	Lutita, limonita	Stock y Montgomery (1999)
2.3×10^{-6}	$m^{0.2}a^{-1}$	Granitoides	Stock y Montgomery (1999)
4.3×10^{-4}	$m^{0.2}a^{-1}$	Conglomerados, areniscas	Kirby and Whipple (2001)
5.7×10^{-4}	$m^{0.2}a^{-1}$	Areniscas	Whipple <i>et al.</i> (2000)
1.2×10^{-4}	$m^{0.4}a^{-1}$	Calizas, dolomitas, conglomerados, areniscas	Giachetta <i>et al.</i> (2015)

Como se puede visualizar en la Figura 7.1, se necesita de una diferencia de litología con distinta resistencia a la erosión fluvial cuantificado en la constante de erodabilidad K para formar redes laterales norte sur responsables en la incisión de la Depresión Central. Se puede observar que cuando no existe un contraste litológico entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal ($K_1=K_2$) no se forma Depresión Central, donde topográficamente los perfiles EW no muestran una incisión entre ambas Unidades Morfológicas. En cambio, cuando se genera una diferencia en la resistencia de erodabilidad entre ambas morfologías ($K_1 < K_2$) se empiezan a formar redes de drenaje laterales entre la litología dura y la menos dura (marcado en los rectángulos rojos), éstas son fundamentales en la formación de la Depresión Central. Topográficamente, se visualiza que para un contraste de erodabilidad mayor entre una litología y otra, la incisión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal es más predominante. Por lo tanto, se muestra que el contraste litológico que existe entre las rocas volcánicas y volcanosedimentarias de la Cordillera Principal con las rocas principalmente graníticas de la Cordillera de la Costa permite la formación de redes de drenaje laterales responsables en la incisión norte sur dando origen a la Depresión Central.

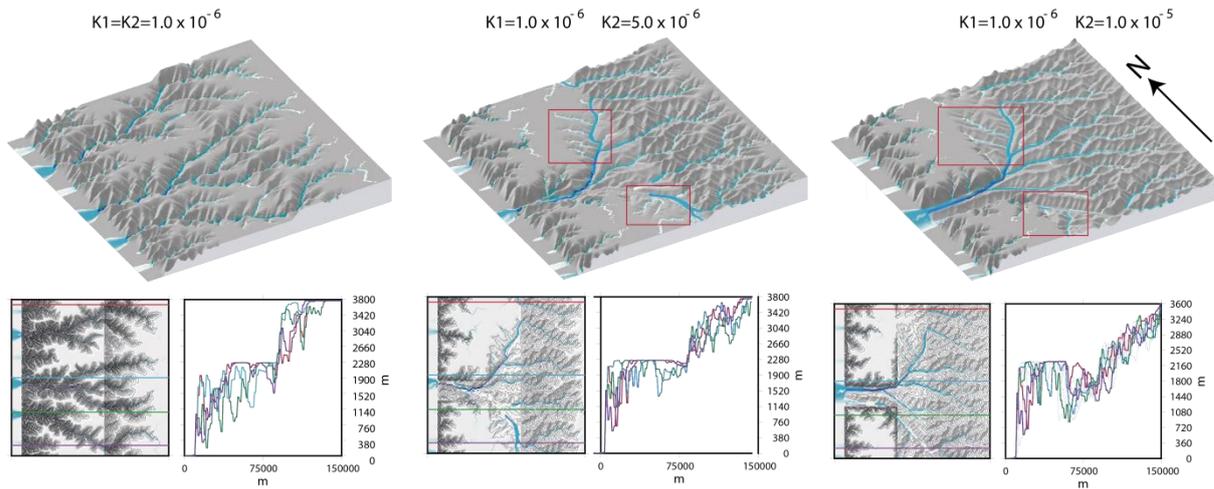


Figura 7.1: Modelos que muestran que para un contraste en la constante de erodabilidad K se generan redes de drenajes laterales (rectángulos rojos) norte sur responsables en la incisión de la Depresión Central. Se utiliza el modelo tectónico inicial 1 (Alzamiento constante en la Cordillera de la Costa (0.1 mm/año) y Cordillera Principal (0.2 mm/año)) con una precipitación constante de 1150 mm/año y con valores de K indicados en la figura de unidades de $[m^{-0.4}año^{-0.3}]$.

Como se puede observar en la Figura 7.2 la presencia de la Depresión Central en Chile ocurre aproximadamente al norte de los 27°S y al sur de los 33°S (en rojo). Dentro de la zona del *flat-slab* del margen continental chileno (27° - 33°S) no se visualiza la presencia de la Depresión Central, coincidentemente dentro de esta región la ocurrencia de granitoides se puede observar que es de gran abundancia para la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal lo que posiblemente correspondería a una zona con un bajo contraste entre las constantes de erodabilidad K para las litologías de aquellas unidades morfológicas lo que dificultaría la formación de una depresión central por erosión diferencial. Se reduce la aparición de granitoides en la Cordillera Principal al norte de los 27° S y al sur de los 33° S, generando zonas propicias para la formación de la Depresión Central por erosión diferencial siguiendo la hipótesis de Farías (2007).

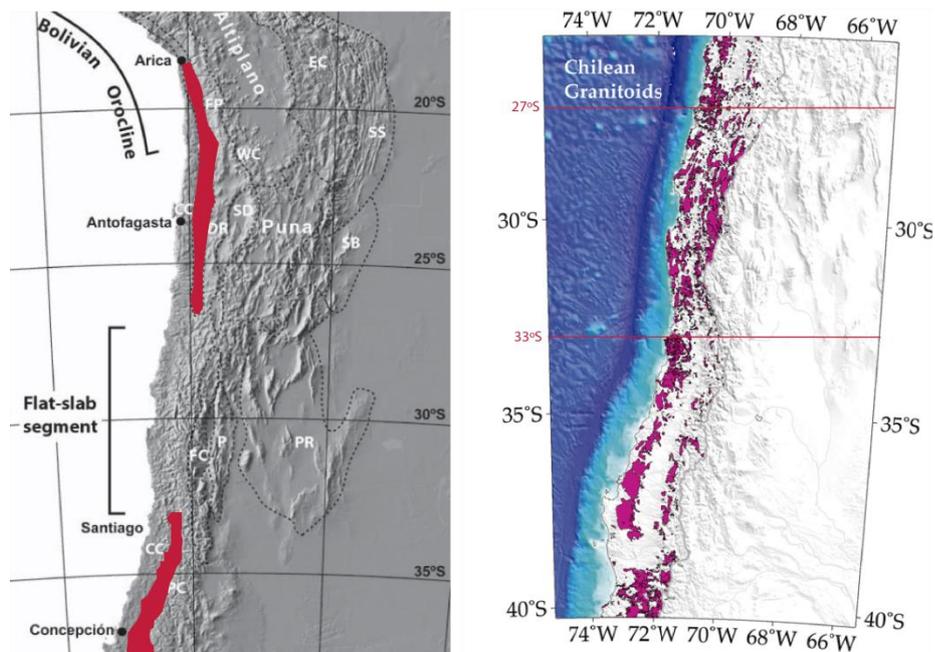


Figura 7.2: (Izquierda) Modelo digital de elevación indicando los rasgos geomorfológicos fundamentales, se marca en rojo la Depresión Central. Imagen obtenida y modificada de Charrier *et al.* (2007). (Derecha) Granitoides del Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000, se enmarca en rojo la zona del *flat-slab*. Imagen obtenida y modificada de Carretier *et al.* (2015).

A pesar de que existe un contraste litológico entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal al norte de los 27°S y al sur de los 33°S proporcionando una condicionante fundamental en la formación de la Depresión Central, según Farías (2007) el origen de la Depresión Central al norte de los 27°S estaría fuertemente controlada por el alzamiento de la Cordillera de la Costa como bloque independiente mientras que en al sur de los 33° S este proceso no habría sido tan gravitante. Fundamentalmente la principal diferencia en la formación de la Depresión Central al norte de los 27°S con la del sur de los 33°S se debe al clima, donde es muy probable que la latitud 33°S haya constituido una zona donde el gradiente de precipitaciones haya cambiado abruptamente hacia el sur en grandes escalas temporales debido a que esta región está fuertemente controlada por el anticiclón del Pacífico (Miller, 1976), proporcionando las condiciones climáticas adecuadas para generar erosión diferencial.

7.1.2. LA TÉCTONICA EN LA CORDILLERA DE LA COSTA Y EN LA CORDILLERA PRINCIPAL

Para visualizar que papel cumple la tectónica en la formación de la Depresión Central, es necesario comparar los resultados que se obtienen con los distintos modelos iniciales anteriores. El primer modelo tectónico utilizado, que se visualiza en la Figura 6.1, presenta un alzamiento constante de menor velocidad para la Cordillera de la Costa (0.1 mm/año) y otro de mayor velocidad para la Cordillera Principal. El segundo modelo inicial utilizado (Figura 6.10) presenta para la Cordillera de la Costa una tasa de alzamiento con una disminución hacia el este con el objetivo de generar un basculamiento topográfico hacia esa dirección, mientras que la Cordillera Principal se alza de forma homogénea. El tercer modelo inicial utilizado (Figura 6.14) solo presenta alzamiento en la Cordillera Principal, mientras que la Cordillera de la Costa no sufre ningún tipo de actividad tectónica.

La Figura 7.3 muestra una comparación de los tres modelos tectónicos anteriormente descritos con sus respectivos perfiles EW y NS de las unidades morfológicas principales y su visualización del relieve final respectivo. Para los tres casos se puede observar que se puede formar una depresión central con sus características propias. Los perfiles EW de los tres modelos, muestran que efectivamente se genera una incisión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal.

Si se tiene un alzamiento en la Cordillera de la Costa simultáneamente con la Cordillera Principal, se observa para el modelo con alzamiento con basculamiento al este mayor incisión responsable en la formación de la Depresión Central. En cambio, la ausencia de alzamiento en la Cordillera de la Costa genera mayor incisión entre esta unidad morfológica y la Cordillera Principal, pero la Cordillera de la Costa se deprime más topográficamente en comparación con los modelos anteriores.

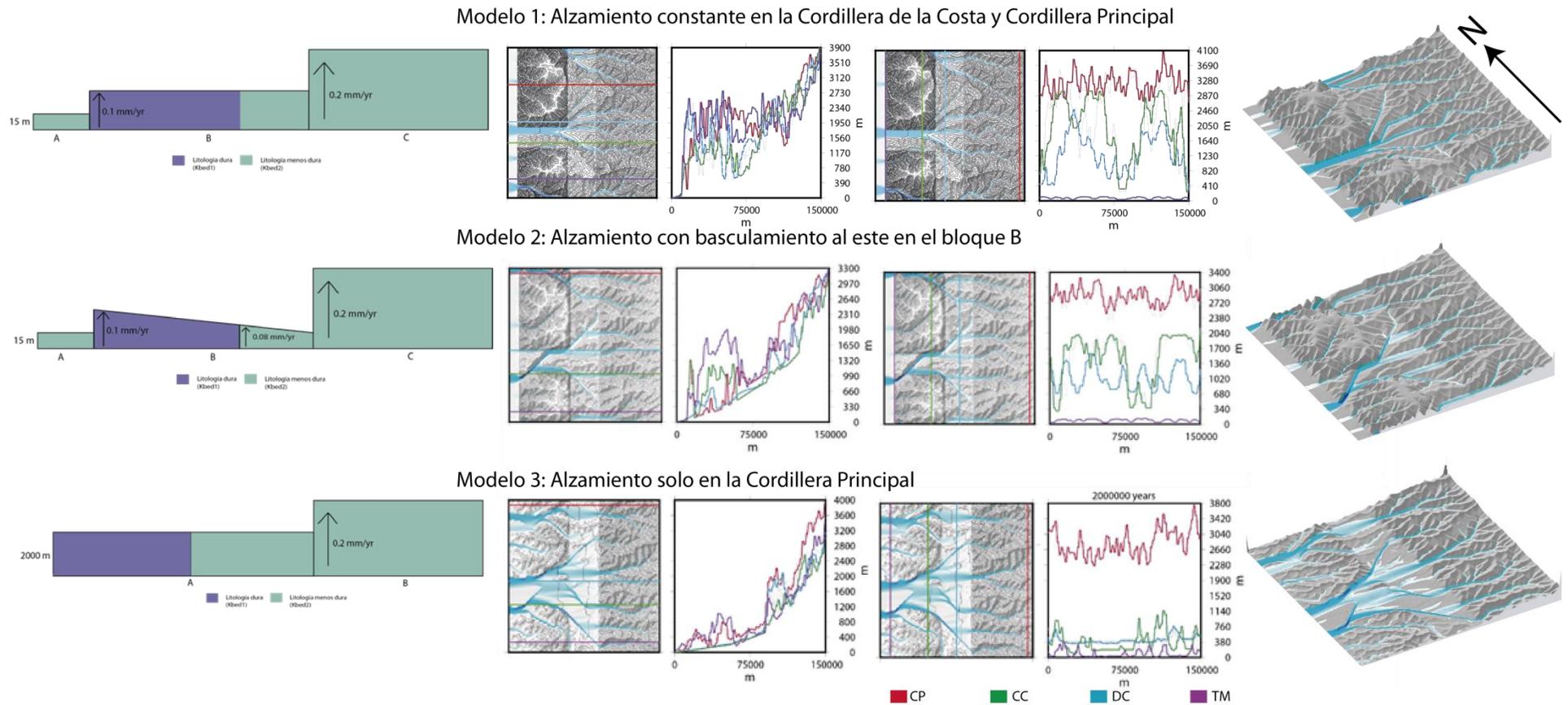


Figura 7.3: Comparación final para los distintos modelos tectónicos iniciales. Todos los modelos presentan una variación climática dada por: 1150 mm/año (20-15 Ma), 700 mm/año (15-10 Ma); 500 mm/año (10-5 Ma) y 300 mm/año (5-0 Ma). Modelo inicial 1: configuración tectónica donde el bloque B se alza 0.1 mm/año y el bloque C 0.2 mm/año con $K_{b1}=3.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 1.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. Modelo inicial 2: con basculación al este donde el bloque B va disminuyendo su alzamiento hacia el este de forma diferencial desde 0.1 mm/año a 0.08 mm/año con $K_{b1}=4.5 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 2.5 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$. Modelo 3: alzamiento solo en la Cordillera Principal de 0.2 mm/año con $K_{b1}=5.0 \times 10^{-6} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$ y un $K_{b2}= 2.0 \times 10^{-5} [m^{-0.4}año^{-0.3}]$.

La Figura 7.4 muestra el porcentaje de volumen erodado en base al volumen total alzado sin erosión para los tres respectivos modelos iniciales tectónicos descritos anteriormente. La figura muestra una similitud entre el volumen erodado para el modelo con alzamiento constante en la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal con el modelo de alzamiento con basculamiento al este obteniendo un volumen final erodado un poco mayor al 20% del volumen total sin erosión. En cambio la ausencia de alzamiento en la Cordillera de la Costa presenta una curva similar con a los otros modelos, pero luego de los 10 millones de años aumenta a gran velocidad obteniendo finalmente un volumen erodado cercano al 35% del volumen total sin erosión.

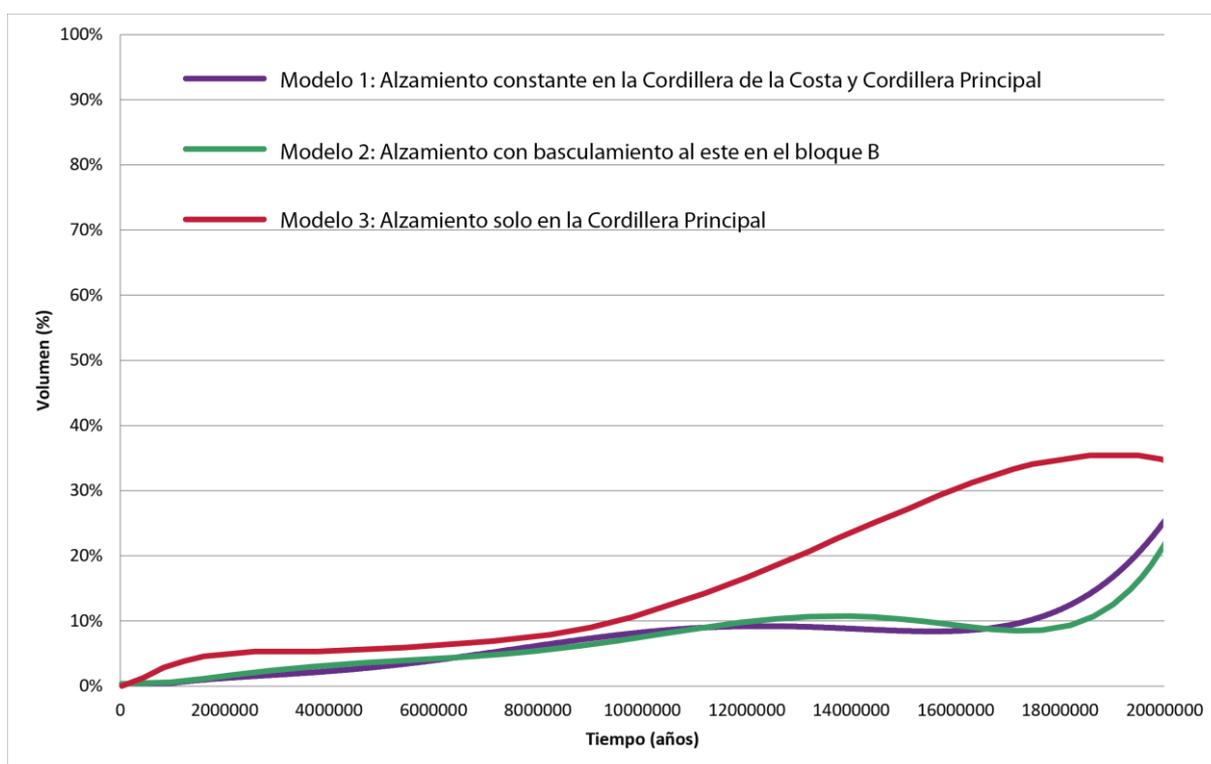


Figura 7.4: Comparación entre los volúmenes erodado de los tres modelos iniciales tectónicos.

El alzamiento en la Cordillera de la Costa simultáneamente con la Cordillera Principal más el contraste litológico entre ambas unidades morfológicas, genera una Depresión Central no muy deprimida topográficamente pero si genera un contraste de alturas entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal.

A pesar de que el volumen erodado entre un alzamiento constante en la Cordillera de la Costa con un alzamiento con basculamiento al este son similares, este último presenta una incisión más marcada generando una Depresión Central con alturas entre los 600 – 1.000 metros, sugiriendo que a pesar de que el volumen erodado no cambia mucho entre ambos alzamientos habrá mayor incisión responsable en la formación de la Depresión Central para un alzamiento con basculamiento este. Esto se debe producto a lo estudiado en la sección anterior (Figura 6.13) donde esta configuración tectónica ayuda a la incisión y a la captura longitudinal NS de redes de drenaje.

Cuando no hay alzamiento en la Cordillera de la Costa se genera una incisión para la Depresión Central mayor comparada con el caso en donde el alzamiento en esa unidad morfológica es simultáneo con la Cordillera Principal, obteniendo alturas entre los 400 - 800 metros, en cambio, para la Cordillera de la Costa se obtienen peneplanicies con una altura cercana a los 1.150 metros no generando un contraste topográfico muy significativo con la

Depresión Central. El gráfico del volumen erodado indica claramente que una ausencia de alzamiento para la Cordillera de la Costa proporcionaría un mayor volumen erodado para todo el sistema, implicando una mayor tasa de erosión para este caso tectónico.

Finalmente se deduce que el alzamiento en la Cordillera de la Costa (sea homogéneo o con un basculamiento al este) reduce la tasa de erosión en el sistema implicando una disminución en el volumen erodado. A pesar de la existencia de una depresión central en los modelos de alzamiento en la Cordillera de la Costa, estas presentan una menor incisión y una topografía de mayor altura comparada a la Depresión Central formada por una topografía previamente alzada en donde solamente ocurre alzamiento en la Cordillera Principal, por lo que se sugiere que el origen de la Depresión Central viene dado por la erosión posterior una etapa de alzamiento para la Cordillera de la Costa.

7.2. EL ORIGEN DE LA DEPRESIÓN CENTRAL DURANTE LA EVOLUCIÓN NEÓGENA ANDINA ENTRE LOS 33°-34°S

Como se explica en la sección anterior de resultados (6.5) se genera un modelo erosivo dividido en 4 fases durante el Neógeno, cada una de estas fases tiene sus respectivas condiciones climáticas obtenidas de Gutiérrez *et al.* (2013) y sus respectivas tasas de alzamientos obtenidas mediante un ajuste topográfico de las alturas actuales de la Cordillera Principal con la información del alzamiento utilizando los datos de Giambiagi y Ramos (2002); Farías *et al.* (2008) y Giambiagi *et al.* (2015). Para el caso de la Cordillera de la Costa, se consideró inicialmente una Protocordillera de aproximadamente 500 metros de altura representando el engrosamiento cortical durante el Cretácico tardío. Luego del fin del cierre de la Cuenca de Abanico (Fase 1) se le aplica un alzamiento coetáneo con la Cordillera Principal, pero de menor velocidad hasta el fin de la Fase 2 (11 Ma) correspondiente al Mioceno Medio – Mioceno Superior. Posterior a los 10 Ma no se le aplica alzamiento a la Cordillera de la Costa, esto puede ser justificado debido a la prolongación del *decólement* principal hacia el este generando mayor deformación en la Cordillera Principal oriental y la formación de un cabalgamiento produciendo alzamiento en la Cordillera Principal occidental debido a la acción de la Falla de San Ramón.

A continuación en la Figura 7.5, se le aplica al modelo erosivo de la evolución Andina durante el Neógeno distintas configuraciones para visualizar si se forma o no una depresión central. En primer lugar se estudia el caso para una configuración litológica que no presenta una apertura de una litología más erodable hacia la costa como se observa en la Figura 5.1. Luego se estudia para el caso de que haya alzamiento (continuo o con basculamiento al este) en la Cordillera de la Costa durante todas las 4 fases descritas anteriormente, para visualizar el efecto que presenta el alzamiento de aquella unidad morfológica en la formación de la Depresión Central. Como se mencionó anteriormente, el alzamiento en la Cordillera de la Costa reduce la tasa de erosión (por ende el volumen erodado) del sistema, el objetivo es visualizar este fenómeno en la modelación durante la evolución Neógena Andina entre los 33° y 34°S.

MODELACIÓN DE LA EROSIÓN DURANTE LA EVOLUCIÓN NEÓGENA ANDINA DE CHILE CENTRAL (33° - 34°S).

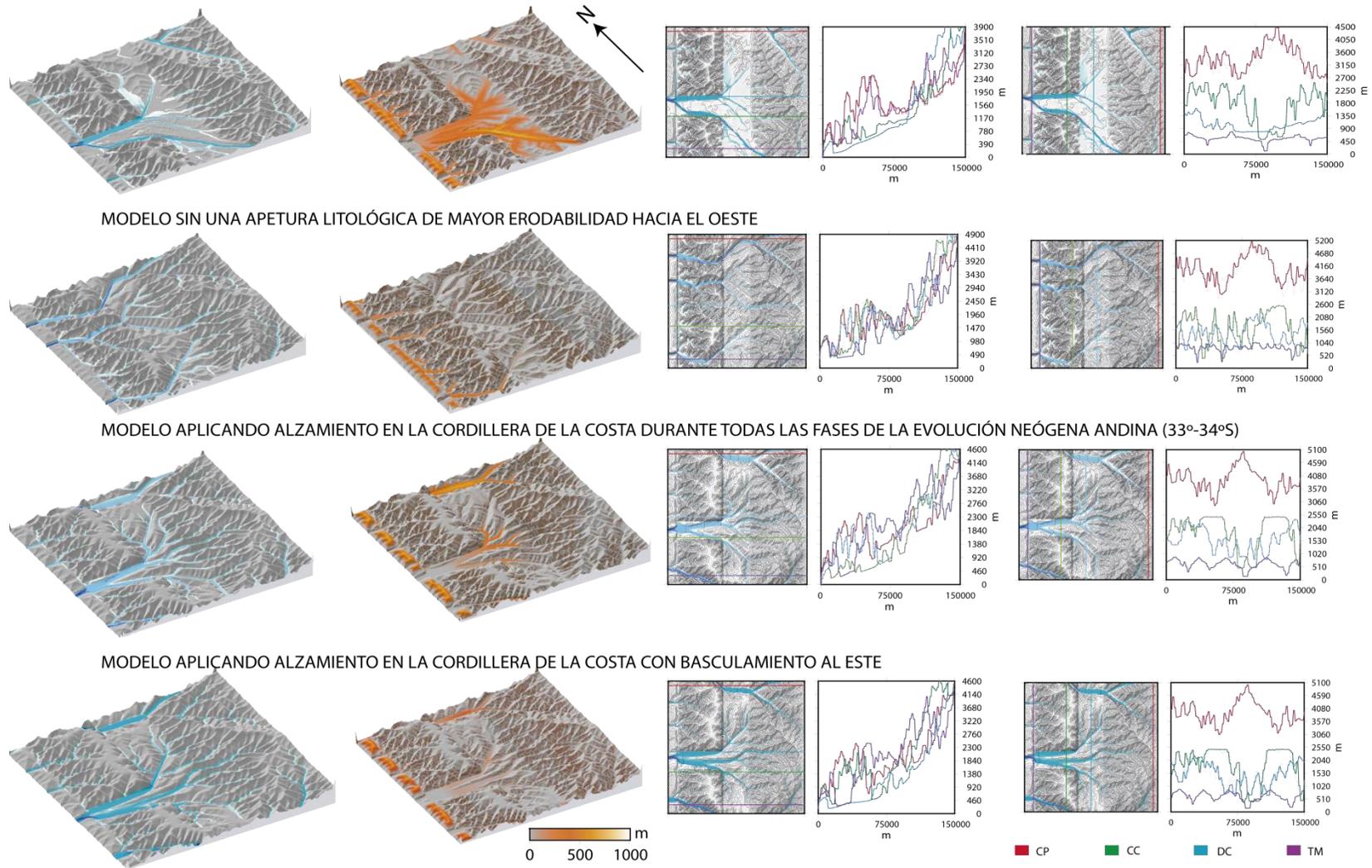


Figura 7.5: Comparación del Modelo de erosión durante la evolución Neógena (33°-34°S) frente a una distinta configuración litológica y diferentes escenarios de alzamiento en la Cordillera de la Costa. Detalles de los modelos explicados en texto sección resultados (6.5).

En primer lugar, una configuración con una apertura litológica de mayor erodabilidad hacia el oeste permite un mayor flujo erosivo responsable también en la formación de la Depresión Central. Como se puede observar en la Figura 7.5 en la ausencia de ésta se genera una muy leve incisión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal esto se complementa con la información topográfica de los perfiles NS donde se muestra que el contraste de altura entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central es baja. A su vez, la Figura 7.6 muestra que para este caso el volumen erodado es el menor en comparación a los demás modelos, obteniendo no más de un 10%. Lo que sugiere que es necesaria una apertura litológica con mayor erodabilidad hacia la costa para producir más erosión y formar una Depresión Central con una mayor incisión. Esto podría también aplicarse en la ausencia de la Depresión Central en la zona del *flat-slab* donde al no existir un contraste litológico muy marcado entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa las zonas con una apertura litológica de mayor erodabilidad hacia la costa serían escasas.

Para el caso de que ocurra un alzamiento constante (continuo o con basculamiento al este) para la Cordillera de la Costa durante todo el Neógeno, se visualiza en la Figura 7.5, que la incisión entre esta unidad morfológica y la Cordillera Principal también es baja. Los gráficos topográficos NS muestran para ambos casos de alzamiento no existe un contraste muy significativo entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central en la parte norte y sur de la zona, en cambio en la parte central se observa mayor incisión pero esto es debido a la apertura litológica con mayor erodabilidad hacia la costa. Las curvas de volumen erodado mostrados en la Figura 7.6 no ilustran una diferencia significativa entre el volumen erodado para un alzamiento continuo en la Cordillera de la Costa durante todo el Neógeno y un alzamiento con basculamiento al este, esta curvas también se encuentra bajo la curva del modelo de evolución Neógena definido anteriormente, obteniendo un volumen erodado un poco mayor al 10% del volumen total.

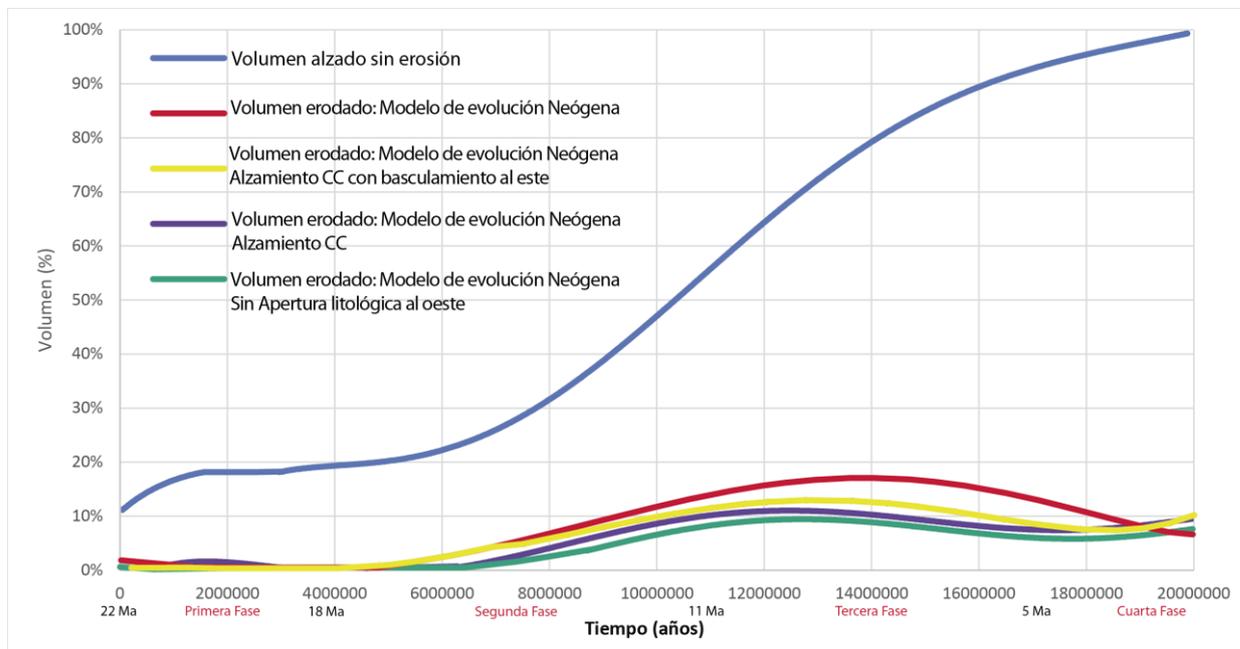


Figura 7.6: Gráfico que compara el volumen erodado para las distintas configuraciones del modelo erosivo para la evolución Andina durante el Neógeno entre los 33°-34°S. Se observa mayor erosión para el modelo sin ningún cambio en su configuración muy cercano al 20% del volumen total sin erosión.

Teniendo un alzamiento constante (continuo o con basculamiento al este) en la Cordillera de la Costa, es de esperar que posterior al alzamiento de las terrazas marinas durante la última fase (< 4 Ma) no se produzca un relleno sedimentario en la Depresión Central. La Figura 7.5 muestra que efectivamente no se produce un relleno muy significativo en la Depresión Central comparando con el modelo erosivo de evolución Neógena que presenta un alzamiento en la Cordillera de la Costa hasta los 11 Ma.

Finalmente, luego de estudiar cómo la tectónica de las distintas unidades morfológicas afecta en la formación de un valle longitudinal, se sugiere que el alzamiento de la Cordillera de la Costa reduce la tasa de erosión del sistema dificultando la formación de la Depresión Central. A pesar de que si hay leves incisiones en los modelos que presentan alzamiento en la Cordillera de la Costa durante todo el Neógeno (Figura 7.5) debido posiblemente al contraste litológico hablado anteriormente, es necesario también para obtener una mayor incisión en el valle longitudinal al menos un tiempo considerable sin actividad de alzamiento en la Cordillera de la Costa. Según Farías *et al.*, (2008) a través de datos morfológicos de migración de *knickpoints* demuestra que la erosión fue un proceso que demoró entre los 6 – 2 millones de años en arribar a la cabecera de la Cordillera Principal, definiendo a este proceso como una etapa degradacional post-contracción ocurrida posterior a los 4 millones de años. Complementando lo de Farías *et al.* (2008), Rodríguez (2008) a través de análisis de proveniencia en sedimentos Neógenos, plantea también que el proceso erosivo que formó a la Depresión Central se limita cercano a los 4 Ma, producto del último alzamiento de la Cordillera Principal. Es difícil limitar el tiempo de origen para la Depresión Central, ya que no se puede definir cuándo sería un tiempo razonable en que exista un contraste topográfico o una incisión entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, dado que independiente del alzamiento de ambas unidades morfológicas, existiendo ya un contraste litológico con distintos grados de erodabilidad se generará incisiones laterales produciendo un cambio de altura. Lo que sí se puede asegurar con los modelos numéricos, es que reduciendo el alzamiento en la Cordillera de la Costa el proceso de incisión en la Depresión Central será mayor y más significativo; el gráfico de volumen erodado de la Figura 7.6 sugiere para el modelo erosivo de evolución Neógena (en rojo) con alzamiento en la Cordillera de la Costa hasta el fin de la segunda fase (11 Ma) que el mayor porcentaje de volumen erodado del sistema se obtiene posterior a los 10 Ma en donde no hay actividad de alzamiento en la Cordillera de la Costa, proponiendo que ese sería un tiempo necesario para dar origen a la Depresión Central que hoy en día conocemos.

7.2.1 COMPARACIÓN TOPOGRÁFICA Y MORFOLÓGICA CON LA ACTUAL DEPRESIÓN CENTRAL ENTRE LOS 33° - 34°S

Farías *et al.*, (2008) propone que los relictos de peneplanicies en la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal corresponden a la misma superficies previo al alzamiento, además que en la Depresión Central se encuentran cerros islas donde algunos corresponden a afloramientos parciales del basamento, esta se encuentra encerrada y aislada por cordones montañosos que unen la Cordillera de la Costa con la Cordillera Principal. La presencia de estos rasgos geomorfológicos sustenta la hipótesis de que la formación de la Depresión Central se debe principalmente a una erosión longitudinal norte sur.

El resultado final del modelo erosivo de la evolución Andina durante el Neógeno entre los 33° - 34°S que se ilustra en la Figura 7.7 muestra estos rasgos geomorfológicos. Se presentan cordones montañosos EW en el norte de la zona que unen la Cordillera de la Costa con la Cordillera Principal, estos se forman básicamente por la presencia de redes de drenajes de distintas topografías, donde finalmente el relleno sedimentario las expone como cordones

montañosos. Además se observa la presencia de cerros islas o colinas abandonadas, relictos de peneplanicies en altura en la Cordillera Principal y en la Cordillera de la Costa y pedimentos en los frentes de montaña. Los perfiles topográficos del modelo final presentan semejanzas con los obtenidos desde *Google Earth* para la actual Depresión Central. En ambos se observa una incisión cercana a los 1.000 metros entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal y un contraste topográfico norte sur significativo entre la Depresión Central y la Cordillera de la Costa. A pesar de que no se observa una exactitud topográfica entre el modelo final y la actual Depresión Central, esto se puede deber a los límites que tiene la modelación explicado anteriormente en la sección de resultados (6.0) ejemplificado en que la constante de erodabilidad K cambia en el tiempo según los grados de meteorización y alteración de la litología, que el alzamiento no es constante en el tiempo y puede presentar distintas tasas dentro de una unidad morfológica y el clima tampoco es constante para toda la zona ya que existen gradientes norte sur y este oeste a medida de que ocurre alzamiento en la Cordillera Principal. A pesar de lo anterior, el modelo final muestra semejanzas geomorfológicas y topográficas con la actual Depresión Central entre los 33° - 34° S.

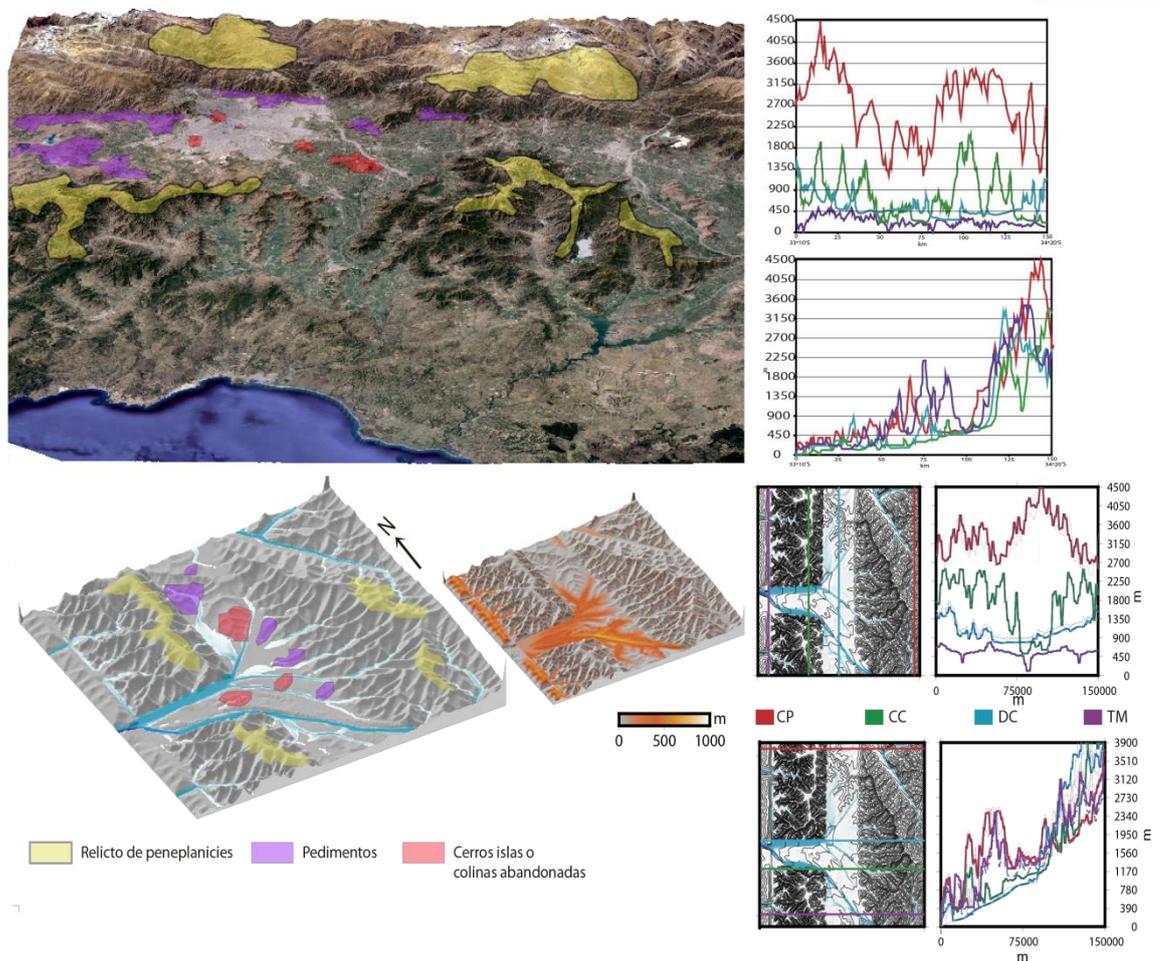


Figura 7.7: (Arriba) Mapa de la zona de la estudio ilustrando las unidades y rasgos geomorfológicos principales de la región. Se observan perfiles longitudinales y transversales entre los 33° - 34° S. (Abajo) Resultado final del modelo erosivo de la evolución Andina durante el Neógeno visualizando los rasgos geomorfológicos principales, el espesor del relleno sedimentario y perfiles topográficos EW y NS indicando las alturas generales de la modelación.

7.3. ¿QUÉ OCURRE CON LA SUBSIDENCIA?

Una forma directa de que solamente la tectónica controle la formación de la Depresión Central considerando el régimen compresivo de los Andes de Chile Central cuya transferencia de deformación y stress va desde la placa subductada hacia el continente (Fock, 2005; Farías, 2007), sería a través de la formación de una cuenca de antearco mediante subsidencia. Estas cuencas se encuentran asociadas a arcos magmáticos paralelos, son de forma estrechas y alargadas con gruesos paquetes sedimentarios confinados en depresiones profundas y estructurales. En las regiones donde el material sedimentario de la placa oceánica se está acretado activamente al margen, la placa superior tiende a deformarse en un perfil en forma de cuña que se estrecha a un punto donde el empuje de subducción alcanza la superficie formando así cuencas de antearco, también se deben a una consecuencia de la deformación permanente de la placa superior en respuesta a la subducción y la acreción (Dickinson, 1995; Xie, 2009; Fuller *et al.*, 2006).

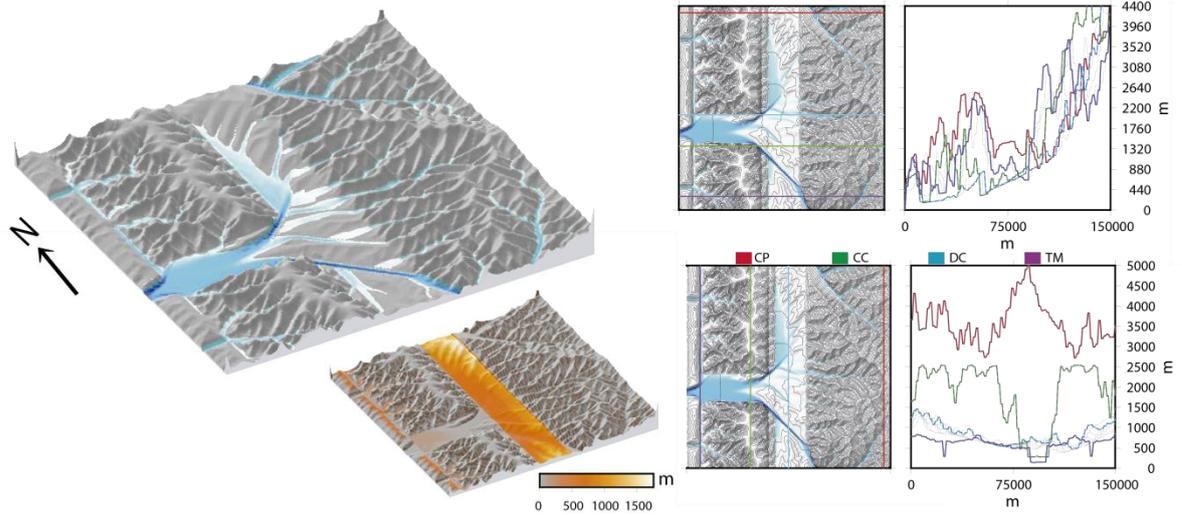
Para el caso de la Depresión Central, Astini & Dávila (2010) plantean que no existen evidencias sedimentológicas y estratigráficas que avalan que sea una cuenca subsidente, complementando lo planteado por Thomas (1958) que el límite de la Cordillera de la Costa al norte de Santiago no se observan fallas que expliquen un origen de subsidencia, así mismo, el límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal estaría controlado por la Falla San Ramón – Pucuro (con su prolongación norte y sur) siendo una falla inversa de vergencia al oeste, descartando su condición de graben (Rauld, 2002; Charrier *et al.*, 2005). Finalmente para Farías (2007), el hecho de la presencia de rasgos geomorfológicos notorios dentro de la Depresión Central, como cerros islas, cordones montañosos, entre otros, no podrían estar presente siendo una cuenca básicamente subsidente.

La Figura 7.8 adjunta muestra el resultado luego de aplicar subsidencia a la Depresión Central al Modelo de erosión durante la evolución Andina Neógena (6.5.4). Se muestra que efectivamente se forma una depresión central con una incisión clara entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, pero presenta una topografía más o menos plana producto de la sedimentación debido al alzamiento de la Cordillera Principal. Además el modelo presenta un relleno sedimentario cuyo espesor varía entre los 1.000 – 1.500 metros no siendo muy consistente con la información de Vergara *et al.* (2004) y Yáñez *et al.* (2015) sobre el espesor sedimentario de la Depresión Central que varía entre los 300 – 500 metros de profundidad.

La comparación entre el modelo aplicando subsidencia con el modelo de erosión durante la evolución Andina del Neógeno; muestra que este último presenta una topografía más irregular con tendencia a formar cerros islas y cordones montañosos luego de un relleno sedimentario, sugiriendo que la Depresión Central se debe más bien al resultado del desarrollo de una red de drenaje controlada fuertemente por la configuración litológica que proviene de la respuesta erosiva al gran alzamiento de superficie.

Finalmente la Figura 7.8 retrata la facilidad de obtener una depresión central mediante subsidencia pero esta se asemeja topográficamente bastante a la Depresión Central producida mediante erosión. A pesar de que no se reportan en el Mapa Geológico de la zona (Figura 2.3) afloramientos de rocas estratificadas sedimentarias miocenas dentro de la Depresión Central, ni evidencias estructurales que indiquen una subsidencia no se puede descartar la ausencia absoluta de esta.

Modelo de erosión durante la evolución Andina Neógena aplicando subsidencia



Modelo de erosión durante la evolución Andina Neógena entre los 33° - 34°S

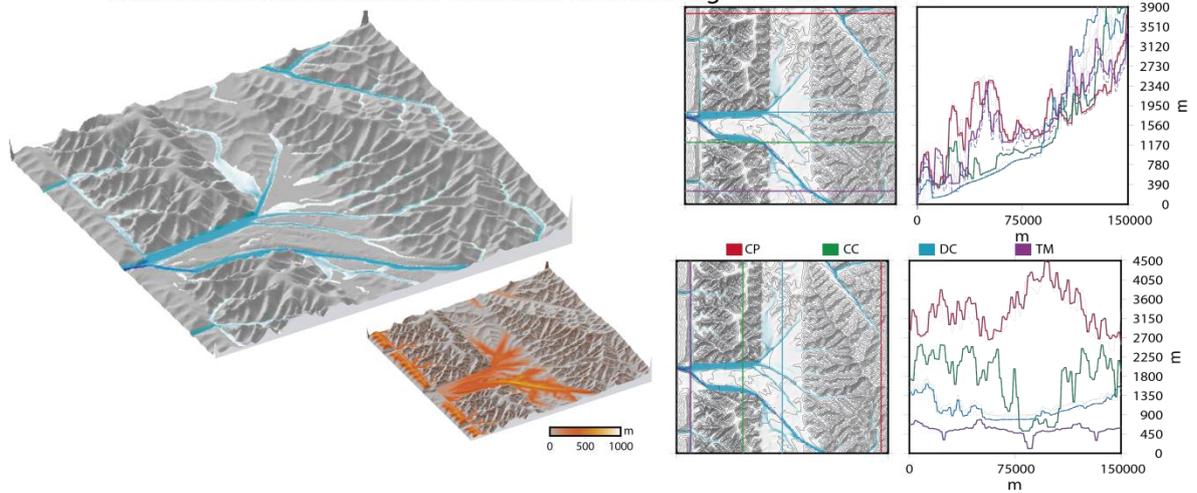


Figura 7.8: Comparación entre el modelo de erosión durante la evolución Andina Neógena entre los 33° - 34°S con el mismo modelo aplicando subsidencia a la Depresión Central (6.5.4). Se observa que aplicando subsidencia se forma una depresión central, pero presenta un relleno sedimentario cercano a los 1.000 metros.

8. CONCLUSIONES

La zona de estudio cumple geológicamente con todos los parámetros necesarios para formar la Depresión Central a través de una erosión diferencial debido a redes de drenaje longitudinales (NS) capaces de provocar una incisión determinante. Los modelos numéricos realizados avalan lo anterior poniendo en evidencia cómo actúan estos parámetros.

En primer lugar, se necesita de un contraste litológico con distinta resistencia a la erosión, cuantificado en la constante de erodabilidad K . Este contraste permite la formación de redes de drenaje norte sur en el límite de la litología más dura (Cordillera de la Costa) con la litología más blanda (Cordillera Principal) responsable en primer orden de la incisión de la Depresión Central.

Otro parámetro importante es la tectónica, específicamente es necesario que exista alzamiento en la Cordillera Principal. Se deduce también, que el alzamiento en la Cordillera de la Costa (sea homogéneo o con un basculamiento al este) reduce la tasa de erosión en el sistema implicando una disminución en el volumen erodado y la dificultad de formar la Depresión Central.

Al aplicar distintas tasas de alzamiento para la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa con la variaciones climáticas respectivas durante el Mioceno, se puede generar un modelo erosivo de la evolución Andina durante el Neógeno entre los $33^\circ - 34^\circ\text{S}$. Donde se concluye que un alzamiento constante en el tiempo para la Cordillera de la Costa (sea continuo o con basculamiento al este) no facilitaría la formación de la Depresión Central, por lo que el modelo sugiere que exista un alzamiento en la Cordillera de la Costa hasta los 11 Ma y luego una detención en la tectónica en esta unidad morfológica, ya que esto contribuiría a generar más incisión y aumentar el volumen erodado del sistema implicando el desarrollo de una Depresión Central con las características topográficas que hoy en día se conocen.

Finalmente no se puede descartar una subsidencia mediante modelos numéricos, ya que ésta también desarrolla una depresión central de forma directa. Aunque sus resultados no evidencian rasgos geomorfológicos similares a la zona de estudio; como cerros islas, pedimentos, uniones entre ambas cordilleras, entre otros. Este mecanismo tectónico genera un espesor sedimentario mayor a lo que se tiene estimado para la Región Metropolitana y según los estudios de Thomas (1958), Rauld (2002), Charrier *et al.*, (2005), Farías (2007), Astini & Dávila (2010) avalan la poca o nula actividad de subsidencia en la zona de estudio, planteando que no existen evidencias sedimentológicas y estructurales para que el mecanismo tectónico principal en la formación de la Depresión Central haya sido de subsidencia.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, R., Anderson, S., 2010. *Geomorphology. The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge University Press.
- Astini, R. A., & Dávila, F. M. (2010). Comment on “The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile” by Rolando Armijo et al. *Tectonics*, 29(4).
- Borde, J. (1966), *Les Andes de Santiago et leur avant-pays: étude de géomorphologie*, 559 s. pp., Union française d'impression, Bordeaux.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2011). *Tectonic geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Carretier, S., Tolorza, V., Rodríguez, M. P., Pepin, E., Aguilar, G., Regard, V. & Hérail, G. (2015). Erosion in the Chilean Andes between 27° S and 39° S: tectonic, climatic and geomorphic control. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 401-418.
- Carretier, S., Martinod, P., Reich, M., & Godderis, Y. (2016). Modelling sediment clasts transport during landscape evolution. *Earth Surface Dynamics*, 4, 237-251.
- Carter, W.D., Aguirre, L., 1965. Structural geology of the Aconcagua province and its relationship to the Central Valley Graben, Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76, 651-664.
- Casanova, M., Salazar, O., Seguel, O., Luzio, W., 2013. *The Soils of Chile*. World Soils Book Series. Series Ed.: Hartemink, A. Editorial Springer.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gana, P., Kay, SM., Muñoz, N., Wyss, AR, y Zurita, E., (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139 p
- Charrier, R., M. Bustamante, D. Comte, S. Elgueta, J. J. Flynn, N. Iturra, N. Muñoz, M. Pardo, R. Thiele, and A. R. Wyss (2005), The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.
- Charrier, R., L. Pinto, and M. P. Rodríguez (2007), Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*, edited, pp. 21-114.
- Charrier, R., Farías, M., & Maksaev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35.
- Cooke, R. U., 1970. Morphometric Analysis of Pediments and Associated Landforms in the Western Mojave Desert, California. *American Journal of Science* 269, 26-38.
- Davis, W. M., 1899. The Geographical Cycle, *The Geographical Journal*, Vol. 14, N°5 (Nov. 1899), p. 481-504.
- Davy, P., Lague, D., 2009. Fluvial erosion / transport equation of landscape evolution models revisited. *J. Geophys. Res.* 114.
- Dickinson, W.R., 1995, Forearc basins, in Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins: Blackwell Scientifici* c, p. 221–261.

- Dohrenwend, J., Parsons, J., 1994. Pediments in Arid Environments. Abrahams, A.D., and Parsons, A.J., eds., *Geomorphology of Desert Environments*: London, Chapman and Hall, p. 321–353.
- Encinas, A., K.L. Finger, S.N. Nielsen, A. Lavenu, L.A. Buatois, D.E. Peterson, and J.P. Le Roux (2007), Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile, *J. South Amer. Sci.* (in press), doi:10.1016/j.jsames.2007.07.001
- Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el neógeno. Tesis para optar al grado de doctor en ciencias, mención Geología. Universidad de Chile.
- Farías, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Cáceres, and D. Comte (2008), Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional
- Farías, M., Carretier, S., Charrier, R., Pepin, E., & Tapia, F. (2009). Interacción clima-tectónica durante el Alzamiento Neógeno de los Andes de Chile Central. *Santiago*, 22, S9_025.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. y Fock, A., (2010). Crustal scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29 (3).
- Finger, K.L, S.N. Nielsen, T. Devries, A. Encinas, and D.E. Peterson (2007), Paleontologic evidence for sedimentary displacement in Neogene forearc basins of Central Chile, *Palaios*, 22, 3-16.
- Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 35° S. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, Mención geología. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Santiago.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M. y Muñoz, M., 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la Cuenca de Abanico (33°-34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* (6), 48-55
- Fuller, C. W., Willett, S. D., & Brandon, M. T. (2006). Formation of forearc basins and their influence on subduction zone earthquakes. *Geology*, 34(2), 65-68.
- Giambiagi, L.B., and V.A. Ramos (2002), Structural evolution of the Andes between 33°30 and 33°45 S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, 15, 99–114.
- Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Alvarez, P., y Orts, S., (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 degrees and 34 degrees south latitude: *Tectonics*, 22(4), 1041
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., & Tapia, F. (2015). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33° 40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 63-82.
- Godoy, E., G. Yáñez, and E. Vera (1999), Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences, *Tectonophysics*, 306(2), 217-236.
- Gutiérrez, N. M., Hinojosa, L. F., Le Roux, J. P., & Pedroza, V. (2013). Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology*, 40(1), 66-78.
- Hamblin, W. Kenneth; Christiansen, Eric H. (2004). *Earth's dynamic systems* (10. ed.). Upper Saddle River, N.J. [u.a]: Pearson, Prentice Hall.

- Jamieson, S. S. R., Sinclair, H. D., Kirstein, L. A., & Purves, R. S. (2004). Tectonic forcing of longitudinal valleys in the Himalaya: morphological analysis of the Ladakh Batholith, North India. *Geomorphology*, 58(1), 49-65.
- Kay, S.M., E. Godoy, and A. Kurtz (2005), Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117, 67-88.
- King, L., 1953. Canons of Landscape Evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 64, no. 7; 721-752.
- Kirby, E., & Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29(5), 415-418.
- Klohn, C. A. R. L. O. S. (1960). Una zona de inestabilidad estructural con fracturas profundas en los Andes del sur de Chile reactivada en el terremoto del 22 de mayo de 1960. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Lague, D., 2010. Reduction of long-term bedrock incision efficiency by short-term alluvial cover intermittency. *J. Geophys. Res.* 115, F02011.
- Miller, A. 1976. The climate of Chile. En: Schwerdtfeger W. (ed.) *Climates of Central and South America*. *World Survey of Climatology* 12: 113-145
- Montgomery, D. R., Balco, G., & Willett, S. D. (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29(7), 579-582.
- Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., y Nalpas, T., 2014. Influence of epositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°-35°S). *Andean Geology*, 41(1), 1-28.
- Naranjo Ortega, K. A. (2014). Evolución Geomorfológica asociada a la pedimentación de la Cordillera de la Costa entre los ríos Aconcagua y Cachapoal/Rapel. Tesis para optar al grado de geología.
- Pastén, C., Lezana, F., Leyton, F., & Ruiz, S. (2015). RAZONES ESPECTRALES H/V DE UNA RED TEMPORAL DE ESTACIONES SISMOLÓGICAS EN LA CUENCA DE SANTIAGO– RESULTADOS PRELIMINARES. In Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Sísmica.
- Pelletier, J., 2010. How do pediments form?: A numerical modeling investigation with comparison to pediments in southern Arizona, USA. In *Geological Society of America Bulletin*, p. 1816-1829.
- Rauld, R., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.
- Rice, R. J., 1983. *Fundamentos de Geomorfología*. Paraninfo. 392 pp. Madrid.
- Rodríguez, M.P., 2008. Evolución de la Erosión y del relieve del Antearco de Chile Central (33-34°) durante el Neógeno mediante el Análisis de Minerales Pesados Detríticos y la Geomorfología. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención geología.
- Rodríguez, M. P., Lincoñir, L. P., & Encinas, A. (2012). Cenozoic erosion in the Andean forearc in Central Chile (33–34 S): Sediment provenance inferred by heavy mineral studies. *Geological Society of America Special Papers*, 487, 141-162.
- Rodríguez Font, C. I. (2013). Patrimonio geológico en la ciudad de Santiago: caracterización y valoración de geositos en torno a un núcleo urbano. Tesis para optar al grado de geología.

- Roering, J. J., Kirchner, J. W., Dietrich, W. E., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Wat. Resour. Res.* 35, 853–870.
- Sellés, D. (1999). La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33 15'-33 30'S; 70 30'-70 45'O), Chile Central. *Estratigrafía y Geoquímica. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología.*
- Socolofsky, S. A., & Jirka, G. H. (2005). Special topics in mixing and transport processes in the environment. Engineering—lectures, fifth ed., Coastal and Ocean Engineering Division, Texas A&M University.
- Stock, J., Montgomery, D. R., 1999. Geological constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J. Geophys. Res.* 104, 4983–4993.
- 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. *Annu Rev Earth Planet Sci* 35:747–787
- Strudley, M. W., Murray, A. B., 2007. Sensitivity analysis of pediment development through numerical simulation and selected geospatial query. *Geomorphology*, v. 88, p. 329-31, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.12.008.
- Thomas, H. (1958), *Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta Barriga*, 86 pp., Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.
- Tucker, G., 2004. Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: Implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds. *Earth Surf. Proc. Land.* 29, 185–205.
- Twidale, C, 1981. Origins and environments of pediments. *Journal of the Geological Society of Australia: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, 28:3-4, 423-434. <http://dx.doi.org/10.1080/00167618108729179>
- Vergara, M.; López-Escobar, L.; Palma, I; Hickey- Vargas, R.; Roeschmann, C. 2004. Late Tertiary episodes in the area of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 227-238.
- Villela Olavarría, D. C. (2015). Desarrollo estructural de la cordillera principal al suroeste del Río Maipo, sector de El Ingenio, Región Metropolitana, Chile (33° 40'-33° 50'S).
- Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A., 1996. Mapa Geológico del área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Mapas Geológicos, N° 2, Escala 1:100.000. 1 mapa, 1 anexo.
- Whipple, K. X., Tucker, G. E., 1999. Dynamics of the stream-power incision model: implication for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* 104, 17,661–17,674.
- Whipple, K. X., Hancock, G. S., Anderson, R. S., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 490–503.
- Whipple, K. X., Tucker, G. E., 2002. Implication of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *J. Geophys. Res.* 107 (B2), 2039.
- Whittaker, A. C. (2012). How do landscapes record tectonics and climate?. *Lithosphere*, 4(2), 160-164.

- Willett, S. D., Schlunegger, F., & Picotti, V. (2006). Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology*, 34(8), 613-616.
- Xie, X., & Heller, P. L. (2009). Plate tectonics and basin subsidence history. *Geological Society of America Bulletin*, 121(1-2), 55-64.
- Yáñez, G., C. R. Ranero, R. Von Huene, and J. Díaz (2001), Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 106(B4), 6325-6345.
- Yáñez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V., & Bosch, A. (2015). Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, 42(2), 147-172.