

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

T
1999
Z88
C.1

HISTORIA DE ENTERRAMIENTO Y EXHUMACIÓN
DE LA FORMACIÓN ABANICO = COYA - MACHALÍ,
CORDILLERA PRINCIPAL, CHILE CENTRAL.



ENRIQUE ALFREDO ZURITA BARRIOS

COMISIÓN EXAMINADORA

CALIFICACIONES
NOTA (nº) (letras) FIRMA

PROFESOR GUÍA
SR. REYNALDO CHARRIER

: 7.0

siete

[Signature]

PROFESOR CO-GUÍA
SRA. SARA ELGUETA

: 7.0

siete con cero

[Signature]

PROFESOR INTEGRANTE
SR. NELSON MUÑOZ

: 6.5

seis, cinco

[Signature]

NOTA FINAL EXAMEN DE TÍTULO

: 6.8

seis, ocho

[Signature]

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

SANTIAGO DE CHILE
OCTUBRE, 1999

677-7365

RESUMEN

Este trabajo se enmarca en el proyecto Fondecyt 1970736 dirigido por el Profesor Dr. Reynaldo Charrier, y tiene como objetivo determinar las condiciones de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico = Coya - Machali basado en el estudio de la maduración termal de la materia orgánica para tres localidades: i) La zona de la Carretera El Cobre, ii) la zona de la Puntilla de Licán. iii) La zona del Cajón de Las Leñas. Las dos primeras se sitúan en la franja occidental de dicha formación, y la última en la franja oriental.

Para cada una de las zonas se levantaron columnas litológicas y se recolectaron muestras de niveles potencialmente portadores de materia orgánica, a las cuales se les midió la reflectancia de la vitrinita (Villar, 1999). Los resultados de este análisis indicaron que cada localidad tiene un rango de madurez definido. Así, para las zonas de la Carretera El Cobre y Puntilla de Licán, la madurez termal es media a moderadamente alta. La madurez de la zona del Cajón de Las Leñas resultó ser muy alta a severa. Adicionalmente se verificó, para las tres zonas de estudio, que la madurez termal aumenta a medida que aumenta la profundidad estratigráfica.

Lo anterior demuestra que el máximo calentamiento de la sección sucedió antes del evento deformación principal de la unidad, para una edad muy cercana a la edad del máximo enterramiento. Esto permite aproximar la historia de enterramiento en cada una de las localidades, mediante el método de la modelación de la maduración termal. Para ello se construyeron modelos de historia de enterramiento a partir de unidades litológicas definidas en las columnas, dataciones radioisotópicas presentadas en este trabajo complementadas con otras ya publicadas, y considerando las condiciones termales actuales de la región. Estos modelos fueron probados y comparados con los datos de madurez termal medidos en las columnas, para distintos escenarios de flujos calóricos y temperaturas superficiales a partir de su depositación.

Del análisis de estos modelos, ensayados en BasinMod, se concluye que las tres secciones estratigráficas analizadas se habrían encontrado enterradas a profundidades importantes. Las secciones de la Carretera el Cobre y la del Cajón de Las Leñas estuvieron al menos a 2.100 y 3.100 m. de profundidad, respectivamente. Mientras que la zona de la Puntilla de Licán habría sufrido un enterramiento probablemente similar al experimentado por la zona de la Carretera El Cobre. Los flujos calóricos existentes para el momento en que las secciones alcanzaron su máximo enterramiento han sido estimados con el mismo método. De esta forma, en la zonas de la Carretera El Cobre fueron al menos de 120 mW/m², y en la del Cajón de Las Leñas, menores que 100 mW/m².

A la luz de estas evidencias se concluye que, tanto los estratos de la Formación Coya - Machali, como aquellos pertenecientes a la unidad erosionada, se depositaron en una cuenca de magnitud considerable, de subsidencia rápida y prolongada en el tiempo. El traslape de edades de depositación entre las Formaciones Abanico = Coya - Machali y Farellones, permiten correlacionar la unidad erosionada con la Formación Farellones. Las diferencias en la profundidad de enterramiento y en las condiciones termales inferidas a partir de los modelos de enterramiento de las zonas de la Carretera El Cobre y del Cajón de Las Leñas, aquí se han interpretado como un rasgo de asimetría de la cuenca.

Todo esto, junto a antecedentes estudiados en trabajos previos, sirven para visualizar condiciones tectónicas para el desarrollo de una cuenca aparentemente extensional responsable de la depositación de las Formaciones Abanico =Coya - Machali y Farellones.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar deseo agradecer a mi profesor guía Reynaldo Charrier por su paciencia y siempre excelente disposición para discutir tanto los aspectos básicos del presente trabajo como aquellos más complejos. Así también les agradezco a la Sara, y Nelson Muñoz por su iniciativa y experiencia compartida.

Mi sincero reconocimiento a Ramón Aguirre, Oscar Arce, y Oscar Baeza, por su desinteresada ayuda en el lento, y muchas veces sacrificado, muestreo de sus respectivas zonas de estudio.

A Claudia Martínez le agradezco por su maravillosa voluntad y paciencia todo terreno.

No puedo dejar de expresar mi gratitud hacia al grupo entero de Geociencias de Sipetrol S.A., por su colaboración en todas las etapas de este trabajo, y el trato amable que siempre mantuvieron. En particular a Salvador Harambour P., quien a través de sus permanentes críticas constructivas me permitió mejorar el presente informe en su forma y fondo.

A Jesús Sánchez y Juan Pablo Radic por el entusiasmo y cooperación brindada. A Hector Villar, por su trato cordial y responsable procesamiento de las muestras de reflectancia de la vitrinita. A Miguel Muñoz por el interés prestado al proyecto. A Alberto Casas y Ursula Doering, dibujantes de Sipetrol S.A. por introducirme en el mundo del diseño computacional. A la gente de la división El Teniente, Codelco, especialmente a Arturo Morales. Al Lucho y la Mónica, de la Biblioteca del Departamento de Geología. Al arriero, cuyo nombre se me escapa en este momento, que nos condujo en Enero de este año al Cajón de Las Leñas. Y como siempre, desde que entré a la carrera no me he cansado de agradecer a la María Rosa, secretaria docente del Depto. por su buen humor aún en las situaciones más serias.

A todos el resto de personas que me ayudaron en una u otra forma a realizar este trabajo y que sin ellos no hubiera llegado ni a la mitad. Gracias.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. EXPOSICIÓN GENERAL DEL PROBLEMA	1
1.2. Objetivos.....	1
1.3. Metodología.....	2
1.4. Ubicación de la Región y Zonas de Estudio.....	5
1.5. Trabajos Anteriores.....	7
2. MARCO GEOLÓGICO	10
2.1. MARCO TECTÓNICO GENERAL	10
2.2. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	10
a) Formación Leñas - Espinoza	10
b) Formación Río Damas.....	15
c) Formación Baños del Flaco	16
d) Unidad Clástica Pardo - Rojiza	16
e) Formación Coya - Machalí (= Abanico)	17
f) Formación Farellones	17
g) Formación Colón - Coya	18
3. GEOHISTORIA DE UNA CUENCA SEDIMENTARIA (MARCO TEÓRICO)	19
3.1. INTRODUCCIÓN	19
3.2. CONCEPTOS GENERALES RELACIONADOS CON LA GEOHISTORIA DE UNA CUENCA SEDIMENTARIA	19
3.2.1. Subsistencia de una cuenca sedimentaria.....	19
a) Subsistencia tectónica	20
b) Subsistencia por sobrecarga sedimentaria y/o volcánica.....	21
c) Subsistencia debida a sobrecarga de agua	21
d) Subsistencia por compactación debida al peso de los estratos	21
3.2.2 Tasas de Exhumación v/s Tasas de Alzamiento de la Superficie.....	23
3.3. GEOHISTORIA E HISTORIA DE ENTERRAMIENTO DE UNA CUENCA SEDIMENTARIA	25
3.3.1. Geohistoria.....	25
3.3.2. Historia de Enterramiento.....	26
3.3.3. El problema de la dimensión y representatividad un modelo geohistórico.....	27

3.4. MADURACIÓN TERMAL DE LA MATERIA ORGÁNICA	28
3.4.1. Estado de la Materia Orgánica en las Rocas Sedimentarias.....	28
3.4.2. Maduración de la Materia Orgánica.....	29
3.4.3. Índices de Maduración Termal.....	30
3.5. MODELOS DE MADURACIÓN TERMAL	33
3.5.1 Historia Termal.....	34
3.5.2 Optimización del Modelo Termal.....	36
4. GEOLOGÍA DE LAS ZONAS DE ESTUDIO	38
4.1 ANTECEDENTES GENERALES DE LA FORMACIÓN COYA - MACHALÍ (= ABANICO)	38
4.1.1. Edad y Distribución.....	38
4.1.2. Litologías y Espesor.....	39
4.1.3. Relaciones de Contacto.....	39
4.1.4. Estilo de deformación de la Formación Coya – Machalí (=Abanico).....	43
4.1.5. Ambiente de Deposicional.....	43
4.1.6. Contenido Fósil y Paleoclima.....	46
4.1.7. Antecedentes acerca del Régimen Tectónico asociado a la Cuenca Coya - Machalí (=Abanico).	47
4.2. GEOLOGÍA DE LA CARRETERA EL COBRE	49
4.2.1. Estratigrafía.....	49
4.2.2. Descripción de las columnas.....	49
a) Columna CC1.....	55
b) Columna CC2.....	57
c) Columna CC3.....	57
4.2.3. Estructuras.....	59
4.3. CAJÓN DE LAS LEÑAS	
4.3.1. Estratigrafía.....	59
4.3.2. Descripción de las columnas.....	65
a) Columna LL1.....	65
b) Columna LL2.....	65
c) Columna LL3.....	67
d) Columna LL4.....	70
4.3.3. Intrusivos.....	73
4.3.4. Estructuras.....	73
a) Estructuras de las unidades mesozoicas.....	73
b) Estructuras de la Formación Coya - Machalí en el Cajón de Las Leñas.....	74
4.4. GEOLOGÍA DEL SECTOR DE LA PATA DEL DIABLO – CERRO PUNTILLA DE LICÁN	75
4.4.1. Estratigrafía.....	75
4.4.2. Descripción de la Columna Litológica	80
4.4.3. Estructuras.....	80

5. MODELAMIENTO EN BASINMOD DE LAS ZONAS DE CARRETERA EL COBRE, CAJÓN DE LAS LEÑAS PUNTILLAS DE LICÁN.....	81
5.1. DATOS DE MADURACIÓN TERMAL.....	81
5.1.1. Datos de Maduración Termal Medidos en la Carretera El Cobre.....	81
5.1.2. Datos de Maduración Termal de el Cajón de Las Leñas.....	82
5.1.3. Datos de Maduración Termal de la Puntilla de Licán.....	86
5.2. ESPESORES Y LITOLOGÍAS CONSIDERADOS EN EL MODELO.....	88
5.3. EDADES DE INICIO DE LA DEPOSITACIÓN DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS DEFINIDAS PARA LAS ZONAS DE ESTUDIO.....	90
5.4. CONSIDERACIONES SOBRE LA HISTORIA DE EXHUMACIÓN DE LA REGIÓN DESDE EL OLIGOCENO HASTA EL PRESENTE.....	92
5.5. DATOS TERMALES ACTUALES.....	92
5.6. MODELOS DE ENTERRAMIENTO.....	93
5.6.1. Modelos de Enterramiento de la Zona de La Carretera El Cobre.....	94
a) Modelo Inicial.....	94
b) Modelos de Historia de Enterramiento para la zona de la Carretera El Cobre.....	95
i) Caso 1. Máximo Enterramiento ocurre a los 8 Ma.....	95
ii) Caso 2. Máximo Enterramiento ocurre a los 16 Ma.....	99
iii) Caso 3. Máximo Evento de Erosión ocurre a los 4,7 Ma.....	101
5.6.2. Modelos de Enterramiento de la Zona de El Cajón de Las Leñas.....	103
a) Modelo Inicial.....	103
b) Modelos de Historia de Enterramiento para la zona de	105
i) Caso 1. Máximo Enterramiento ocurre a los 8 Ma.....	105
ii) Caso 2. Máximo Enterramiento Ocurre a los 4,7 Ma.....	106
5.6.3 Modelos de Enterramiento de la Zona de la Puntilla de Licán.....	110
a) Modelo Inicial.....	110
b) Modelos de Historia de Enterramiento para la zona de la Puntilla de Licán.....	112
.i) Caso1. Máximo Enterramiento ocurre a los 8 Ma	102
.ii Caso 2. Máximo Enterramiento ocurre a los 16 Ma.....	102
iii) Caso 3. Máximo Enterramiento ocurre a los 4,7 Ma.....	114
5.7. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS.....	115
6. DISCUSIÓN.....	116
6.1. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS MODELOS DE HISTORIA DE ENTERRAMIENTO.....	116
6.2 VALOR DE LA MODELACIÓN DE LA HISTORIA DE ENTERRAMIENTO.....	116
6.3. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA EN EL CENOZOICO, CHILE CENTRAL.....	117

7. CONCLUSIONES.....	121
8. REFERENCIAS.....	125
ANEXOS.....	133
ANEXO I. PARÁMETROS PARA EL MODELAMIENTO GEOHISTÓRICO EN BASINMOD.....	134
A) MODELAMIENTO BASINMOD.....	134
B) TABLA ESTRATIGRÁFICA.....	134
C) TABLA DE MADUREZ TERMAL MEDIDA EN EL POZO (O SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA)..	137
D) HISTORIA TERMAL Y PALEOELEVACIONES.....	138
E) OPCIONES TERMALES.....	139
F) OPCIONES DE CÁLCULO.....	139
G) DATOS ACTUALES.....	140
H) REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE UN MODELO.....	140
i) Representación Básica (Estratigrafía v/s Tiempo).....	141
ii) Representación de algún parámetro en el tiempo (X v/s Time).....	141
iii) Representación de uno o más parámetros en Profundidad.....	141
I) AJUSTE DEL MODELO GEOHISTÓRICO CON LOS DATOS TERMALES MEDIDOS.	
i) Parámetros críticos para ajustar el Modelo Geohistórico.....	142
ii) Análisis de Sensibilidad Mediante El uso de la Matriz de Sensibilidad.....	143
J) EJEMPLO DE MODELACIÓN EN BASINMOD.....	143
1.- Definición de Litologías.....	143
2.- Definición de la Tabla Estratigráfica.....	144
3.- Valores Temporales.....	144
4.- Datos Actuales de la cuenca.....	145
5.- Opciones de Cálculo.....	146
6.- Ajuste de los Datos del Modelo.....	146
K) Geohistoria.....	152
ANEXO II: RESUMEN DE LOS DATOS DE MADURACIÓN TERMAL MEDIDOS EN MUESTRAS TOMADAS DE AFLORAMIENTOS DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL (33° - 34°50´).....	153
A) INTRODUCCIÓN.....	153
B) RESUMEN DE DATOS DE MADURACIÓN TERMAL.....	154

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Divisiones morfoestructurales Mayores de la Cordillera de los Andes	3
Figura 1.2: Planificación general para el modelamiento geohistórico y/o la historia de enterramiento para las tres zonas de estudio.....	4
Figura 1.3. Mapa ampliado del recuadro de la Figura 1.1B mostrando la ubicación de las zonas de estudio.	6
Figura 1.4. Rango de Edades para las unidades estratigráficas, paleofaunas y eventos de mineralización ocurridos en la cordillera principal de Chile Central desde los 40 Ma.....	9
Figura 2.1. Estratigrafía de la Cordillera Principal, Chile Central.	11
Figura 2.2. Mapa Geológico Regional escala 1:1.000.000.	12
Figura 2.3. Perfil Geológico de Los Andes Centrales a lo Largo del Río Cachapoal, 36° 16 L.S.	14
Figura 3.1. Comparación entre las aproximaciones de Middleton y Falvey (1981) y Sclater y Christie (1980) para la pérdida de porosidad por compactación.	22
Figura 3.2. Ejemplos de la aplicación del principio de isostasia.	22
Figura 3.3. Esquema explicativo de los conceptos de Exhumación, Alzamiento de la Superficie y Erosión.....	24
Figura 3.4. Ejemplos de geohistoria e historia de enterramiento tomados de la literatura.	26
Figura 3.5. Parámetros Geoquímicos para describir el grado de maduración termal de una roca.	29
Figura 3.6. Ejemplo de los 3 grupos de macerales, sus componentes más típicos y sus caminos de maduración.	30
Figura 3.7. Ejemplo de uso combinado de petrografía orgánica, análisis químicos elementales, pirólisis Rock-Eval y TOC para relacionar la calidad y madurez del kerógeno de muestras de roca.....	31
Figura 3.8. Gráfico de datos de temperatura de enterramiento v/s Reflectancia de Vitrinita para rocas de edades mesozoicas a paleozoicas.	32
Figura 3.9. Ejemplo de la influencia de la litología en el perfil geotérmico.	34
Figura 3.10. Evolución de perfiles de temperatura equivalente de geotermómetros ideales comparado al gradiente geotermal imperante.	35
Figura 3.11. Dinámica de Modelamiento de la historia de enterramiento a través de modelos. de maduración termal.	37
Figura 4.1. Modelo paleogeográfico utilizado por Aguirre (1999) para la zona de la Puntilla de Licán, basado en Haughton (1993).	44
Figura 4.2. Geología de la zona de Carretera El Cobre.	51

Figura 4.3. Perfil C-C', mostrando la ubicación de las columnas litológicas, zona de la Carretera El Cobre.	52
Figura 4.4. Mapa de ubicación de las muestras recolectadas para análisis de reflectancia de vitrinita en la Zona de la Carretera El Cobre, VI Región.	53
Figura 4.5. Columna litológica levantada entre los kilómetros 18,3 a 19 (CC1), Carretera El Cobre, VI Región.....	54
Figura 4.6. Columna Litológica levantada entre los kilómetros 13,2 a 18,3 (CC2), Carretera El Cobre, VI Región.....	56
Figura 4.7. Columna Litológica Levantada entre los kilómetros 11,7 a 13,3 (CC3), Carretera El Cobre, VI Región.	58
Figura 4.8. Geología de la zona de el Cajón de Las Leñas.	60
Figura 4.9. Perfil B-B', mostrando la ubicación de las columnas litológicas, Zona de el Cajón de Las Leñas.	61
Figura 4.10. Mapa de ubicación de las muestras recolectadas para análisis de reflectancia de vitrinita en la Zona del Cajón de Las Leñas, VI Región.....	62
Figura 4.11. Columna levantada en la Quebrada El Yeso, orilla Norte del Río Las Leñas (LL1).	64
Figura 4.12. Columna levantada al Este del Anticlinal de las Lagunas de Borbollones (LL2) Cajón de Las Leñas, VI Región.	66
Figura 4.13. Columna litológica levantada entre el anticlinal de Borbollones y la Quebrada S/N (LL3) situada al Oeste de la Piedra del Contrabando, Cajón de Las Leñas, VI Región.	69
Figura 4.14. Columna Levantada al Este de la Quebrada Minero (LL4) y al Oeste de la Piedra del Contrabando, Cajón de Las Leñas, VI Región.	72
Figura 4.15. Tabla resumen de las estructuras que involucran capas de la Formación Coya - Machalí en el Cajón de Las Leñas.	75
Figura 4.16. Mapa Geológico del Sector Pata del Diablo – Cerro Puntilla de Licán.	76
Figura 4.17. Perfil Estructural A - A, aproximadamente perpendicular al plano axial del pliegue en la zona de la Pata del Diablo - Cerro Puntilla de Licán, Cajón del Maipo.	77
Figura 4.18. Columna Litológica Levantada en el sector Pata del Diablo - Cerro Puntilla de Licán Cajón del Maipo, Región Metropolitana.	79
Figura 5.1. Datos de reflectancia de la vitrinita (Ro) y profundidad estratigráfica (Prof. Equivalente) de las muestras en la zona de la Carretera El Cobre.....	82
Figura 5.2. Gráfico de la reflectancia de la vitrinita versus profundidad estratigráfica, zona de la Carretera El Cobre.....	83
Figura 5.3. Datos de reflectancia de la vitrinita y profundidad estratigráfica de las muestras en la zona del Cajón de Las Leñas.....	84
Figura 5.4. Perfil de reflectancia de la vitrinita versus profundidad estratigráfica, zona del Cajón de Las Leñas.....	85

Figura 5.5. Datos de reflectancia de la vitrinita y profundidad estratigráfica de las muestras en la zona de la Puntilla de Licán.....	86
Figura 5.6. Perfil de reflectancia de la vitrinita versus profundidad estratigráfica, zona de la Puntilla de Licán.....	87
Figura 5.7. Unidades litológicas definidas para caracterizar las litologías en las tres zonas de estudio.....	89
Figura 5.8. Dataciones radioisotópicas realizadas en las zonas de estudio, en rocas asignadas a la Formación Coya – Machalí = Abanico.....	90
Figura 5.9. Edades de inicio de la depositación calculadas para las unidades litológicas definidas en el modelo de la zona de la Carretera El Cobre.....	90
Figura 5.10. Edades de inicio de la depositación calculadas para las unidades litológicas definidas en el modelo de la zona del Cajón de Las Leñas.....	91
Figura 5.11. Edades de inicio de la depositación calculadas para las unidades litológicas definidas en el modelo de la zona de la Puntilla de Licán.....	91
Figura 5.12. Algunas edades de intrusivos de la región presentadas en el trabajo de Kay y Kurz, (1995) y Kurz et al., (1996).....	91
Figura 5.13. Algunas medidas de flujo calórico determinadas para la región de Chile Central.....	93
Figura 5.14. Litologías definidas para el modelo de enterramiento de la zona de la Carretera El Cobre de acuerdo a parámetros BasinMod (v. 5.41).....	94
Figura 5.15. Tabla estratigráfica inicial del modelo de la zona de la Carretera El Cobre.....	94
Figura 5.16. Tabla de valores temporales utilizada en la primera aproximación para el modelo de la Carretera El Cobre.....	94
Figura 5.17. Datos termales actuales y opciones de cálculo considerados para el modelo de enterramiento.....	95
Figura 5.18. Comparación entre la curva de madurez calculada con el modelo inicial (rojo) versus los datos de madurez medida en la zona de la Carretera El Cobre.....	96
Figura 5.19. Tabla de valores temporales para una solución compatible con la madurez de las rocas, caso 1, modelo de la Carretera El Cobre.....	95
Figura 5.20. Tabla estratigráfica para una solución compatible con la madurez medida, caso 1, modelo Carretera El Cobre.....	97
Figura 5.21. Análisis de sensibilidad de los flujos calóricos, caso 1, modelo la Carretera El Cobre.....	97
Figura 5.22. Solución inicial para el modelo de Carretera El Cobre en el caso 1.....	96
Figura 5.23. Análisis de sensibilidad del flujo calórico en el pasado, para el caso de 8 Ma de edad de máximo enterramiento en la zona de la Carretera El Cobre.....	98
Figura 5.24. Análisis de sensibilidad del flujo calórico en el pasado para el caso de 8 Ma para la edad de máximo enterramiento en la zona de la Carrtera El Cobre.....	98
Figura 5.25. Tabla de Análisis de sensibilidad de la temperatura superficial para	

el modelo de la Zona de La Carretera El Cobre, caso 1	99
Figura 5.26. Tabla de valores temporales para una solución compatible con la madurez medida, caso 2, modelo Carretera El Cobre.....	99
Figura 5.27. Tabla estratigráfica para una solución compatible con la madurez medida, caso 2, modelo Carretera El Cobre.....	99
Figura 5.28. Historia de enterramiento y gráfico de comparación entre la madurez calculada (color rojo) y los datos de reflectancia de vitrinita tomados en la Carretera El Cobre.....	100
Figura 5.29. Tabla de análisis de sensibilidad del flujo calórico para el caso 2, modelo Carretera El Cobre.....	101
Figura 5.30. Tabla de sensibilidad de la temperatura superficial, caso 2, modelo Carretera El Cobre.....	101
Figura 5.31. Tabla de valores temporales para una solución compatible con la madurez medida, caso 3, modelo Carretera El Cobre.....	102
Figura 5.32. Tabla estratigráfica para una solución compatible con la madurez medida, caso 3, zona de la Carretera El Cobre.....	102
Figura 5.33. Historia de enterramiento y gráfico de comparación entre la madurez calculada (color rojo) y los datos de reflectancia de vitrinita tomados en la zona de la Carretera El Cobre.....	100
Figura 5.34. Análisis de sensibilidad del flujo calórico, caso 3, modelo Carretera El Cobre.....	102
Figura 5.35. Análisis de sensibilidad de la temperatura superficial, caso 3, zona de La Carretera El Cobre.....	103
Figura 5.36. Litologías definidas para el modelo de enterramiento de la zona del Cajón de Las Leñas de acuerdo a parámetros BasinMod (v. 5.41).....	103
Figura 5.37. Tabla estratigráfica del modelo inicial de la zona de el Cajón de Las Leñas.....	103
Figura 5.38. Tabla de valores temporales utilizada en la primera aproximación, modelo de la zona del Cajón de Las Leñas.....	105
Figura 5.39. Comparación entre la curva de madurez calculada (curva roja) con el modelo inicial y los datos de maduración medidos en las muestras analizadas del Cajón de Las Leñas.....	104
Figura 5.40. Tabla de valores temporales (B) y tabla estratigráfica (A) para una solución compatible con la madurez medida, caso 1, modelo Cajón de Las Leñas.....	106
Figura 5.41. Historita de enterramiento (A) y comparación entre la curva de madurez calculada (B) y los datos de maduración medidos en las muestras analizadas en el Cajón de Las Leñas.....	104
Figura 5.42. Historia de enterramiento (A) y perfil de madurez calculada (B) para una historia termal con flujos calóricos de $Q(17)=50$, $Q(8)=60$, caso 1, modelo Cajón de Las Leñas.....	107
Figura 5.43. Historia de enterramiento (A) y perfil de madurez calculada (B) para una historia termal con flujos calóricos $Q(17)=100$, $Q(8)=120$	107
Figura 5.44. Análisis de sensibilidad del flujo calórico, caso 1, modelo Cajón de Las Leñas.....	106
Figura 5.45. Tabla de valores temporales (B) y tabla estratigráfica (A) para una solución compatible con la madurez medida, caso 2, modelo de el Cajón de Las Leñas.....	108

Figura 5.46. Historia de enterramiento (A) y comparación entre la curva de madurez calculada (B) y los datos de maduración medidos en las muestras analizadas del Cajón de Las Leñas, caso 2.....	109
Figura 5.47. Historias de enterramiento compatible con los datos de maduración termal para una historia termal de $Q(4.7)$, $Q(17)=200$	109
Figura 5.48. Análisis de sensibilidad de los flujos calóricos para el caso 2. modelo Cajón de Las Leñas.....	108
Figura 5.49. Litologías definidas para el modelo de enterramiento de la zona de la Puntilla de Licán de acuerdo a parámetros BasinMod (v. 5.41).....	110
Figura 5.50. Tabla estratigráfica inicial del modelo de la zona de la Puntilla de Licán.....	110
Figura 5.51. Tabla de valores temporales, primera aproximación de la historia de enterramiento, modelo de la zona de la Puntilla de Licán.	110
Figura 5.52. Comparación entre el perfil de maduración calculado con el modelo inicial (línea roja) y los datos de madurez medidos en muestras tomadas en la zona de Puntilla de Licán (puntos con barras negras).....	111
Figura 5.53. Historia termal de una posible solución, caso1, modelo Puntilla de Licán.....	112
Figura 5.54. Historias de enterramiento obtenidas de considerar un historia termal válida en la zona de la Carretera El Cobre aplicado al modelo de la Puntilla de Licán, caso1.....	111
Figura 5.55. Historia termal de una posible solución, caso 2, modelo Puntilla de Licán.....	112
Figura 5.56. Historias de enterramiento (A) y perfil de madurez calculada (B) obtenida al considerar una historia termal válida en la zona de la Carretera El Cobre pero aplicado l modelo de la Puntilla de Licán.....	113
Figura 5.57. Historia de enterramiento (A) y perfil de madurez calculada (B) obtenidos de considerar una historia termal válida en la zona de la Carretera El Cobre pero aplicado al modelo de Puntilla de Licán.....	113
Figura 5.58. Historia termal de una posible solución, caso 2, modelo Puntilla de Licán.	114
Figura 5.59. Historias de enterramiento obtenidas al considerar una historia termal válida en la zona de la Carretera El Cobre pero aplicado a la zona de la Puntilla de Licán.....	114
Figura 6.1. Gráfico resumen del espesor erosionado para el modelo de la zona de la Carretera El Cobre.....	118
Figura 6.2. Gráfico resumen del espesor erosionado para el modelo de la zona del Cajón de Las Leñas.....	118
Figura 6.3. Interpretación de la evolución sedimentaria para las zonas de acuerdo a los datos de este estudio.....	120
Figura 1.a. Base de datos de las propiedades de los sedimentos que incluye BasinMod.	136
Figura 1.b. Tabla de almacenamiento para datos de maduración termal medida en las rocas.	137
Figura 1.c. Tabla de valores de dominio temporal. Se utiliza para ingresar la historia termal de la cuenca, y las paleoelevaciones de la cuenca y del nivel del mar.	138
Figura 1.d. Datos estratigráficos que definen la cuenca que se esta modelando en el ejemplo.	143

Figura I.e. Tabla utilizada para definir los distintos tipos de litologías que se consideran para la cuenca del ejemplo.	144
Figura I.f. Tabla de entrada de datos estratigráficos. Esta tabla se utiliza para definir los eventos responsables de la depositación y erosión de unidades litoestratigráficas.	144
Figura I.g. Tabla de entrada de datos de maduración Termal. En esta tabla se ingresan los datos de madurez medida en la roca. En este caso se están definiendo datos de reflectancia de vitrinita.	144
Figura I.h. Perfil de reflectancia para la cuenca ficticia del ejemplo.	145
Figura I.i. Tabla de entrada de la historia termal y paleoelevaciones de la cuenca que se esta modelando en el ejemplo.	145
Figura I.j. Perfil de madurez calculada para el modelo que considera solamente los datos estratigráficos existentes.	146
Figura I.k. Tabla estratigráfica que considera una unidad que se erosiona (Unidad erosionada) por un evento erosivo (Evento de Erosión), para edades de inicio de 8 y 5 Ma respectivamente.	147
Figura I.l. Perfil de Madurez calculada se ajusta a los datos medidos salvo para el más profundo.	147
Figura I.m. Tabla Estratigráfica que considera dos eventos de erosión, uno ocurrido en a los 58 Ma, y otro a los 8 Ma.	148
Figura I.n Perfil de madurez calculada se acerca a todos los valores de madurez medida pero no lo suficiente para los datos de madurez más profundos.	148
Figura I.o. Tabla de valores temporales Modificada para los valores de 60 Ma.	149
Figura I.p. El efecto del aumento del flujo a los 60 Ma produce un desplazamiento hacia la derecha de la curva de madurez calculada.	149
Figura I.q. Tabla que muestra la disminución del espesor erosionado en el evento de erosión 1.	150
Figura I.r. Perfil de madurez calculada resultado de disminuir la cantidad de espesor erosionado en el evento de erosión 1. Se observa un mejor calce con los puntos de madurez medida.	150
Figura I.s. Posible historia de enterramiento que resultado del modelo. Del ejemplo. Obsérvese la extensión de los eventos de erosión, los espesores erosionados, y el ascenso temporal de las isothermas durante los períodos de alzamiento.	151
Tabla I.t. datos de paleoelevaciones considerados para la geohistoria de la cuenca.	152
Figura I.u. Geohistoria de la cuenca del ejemplo asumiendo datos de paleoelevaciones mostrados en la tabla B.13.	152

INDICE DE FOTOS

Foto 1. Vista hacia el Suroeste desde la Quebrada Sin Nombre situada al Este de la Quebrada del Yeso.	40
Foto 2. Vista hacia el Norte desde el Cajón de Espinoza.	41
Foto 3. Vista hacia el Noroeste del Cajón del Yeso.	41
Foto 4. Pliegues sinsedimentarios centimétricos en areniscas y fangolitas calcáreas.....	45
Foto 5. Afloramientos donde se tomaron las muestras v 4001, v4002, en el cajón de Las Leñas.....	45
Foto 6. Vista al Sur del Cerro Alto Pangalillo.	50
Foto 7. Vista al sur desde el Cajón de las Leñas.....	68
Foto 8. Anticlinal del Llano del Zorro (derecha) y sinclinal de la Quebrada sin Nombre situada al Oeste de la Piedra del Contrabando.....	71
Foto 9. Falda del Cerro Puntilla de Licán.....	78

I. INTRODUCCIÓN

1.1. LECTURA DE UN TEXTO

...a mi familia, Patricia, Lincoln y Alejandro

Este texto escrito en prosa, se trata de un relato que describe la vida cotidiana de una familia que vive en un barrio popular de Santiago de Chile. El autor, Miguel de Abajo, utiliza un lenguaje sencillo y directo para describir la vida de sus personajes.

El texto describe la vida de una familia que vive en un barrio popular de Santiago de Chile. El autor, Miguel de Abajo, utiliza un lenguaje sencillo y directo para describir la vida de sus personajes. El texto describe la vida de una familia que vive en un barrio popular de Santiago de Chile. El autor, Miguel de Abajo, utiliza un lenguaje sencillo y directo para describir la vida de sus personajes.

... Es la madre joven que sigue jugando,
la niña de ayer, la cuna en sus brazos.

El niño presente que la misma mano
palpó con ternura su cuerpo encerrado.

Extracto de la "Madre Joven"

Zunilda Santibañez, 1984.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. EXPOSICIÓN GENERAL DEL PROBLEMA

El presente estudio es parte del proyecto FONDECYT No. 1970736, dirigido por el Profesor Dr. Reynaldo Charrier G., cuyo objetivo es acrecentar el grado de conocimiento sobre las condiciones tectónicas que controlaron la depositación y posteriormente deformaron a la Formación Coya - Machalí (= Abanico).

Estudios recientes (Charrier, 1981a; Wyss et al., 1990, 1992, 1993, 1994; Flynn et al., 1995; Kay y Kurz, 1995; Zapatta, 1995; Charrier et al., 1996, 1997; Kurz et al., 1997; Godoy et al., 1999; Aguirre, 1999; Sellés, 1999; Baeza, 1999; Arce, en prep.; Elgueta et al., 1999) realizados en la Cordillera Principal de Chile Central (Figura 1.1), han permitido conocer nuevos aspectos acerca de las características estratigráficas, paleontológicas, depositacionales, estructurales y magmáticas en la evolución cenozoica de la región. Estos últimos sugieren un desarrollo complejo, probablemente asociado a una cuenca extensional posteriormente invertida (Charrier et al., 1994, 1996, 1997; Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999). Sin embargo, al presente no se ha elaborado un modelo geológico, que de cuenta los mecanismos tectónicos que pudieron haber favorecido el desarrollo de una cuenca (o sistema de cuencas) de esta naturaleza y que habría(n) permitido la depositación de las potentes unidades cenozoicas (Formaciones Coya - Machalí = Abanico y Farellones) que conforman una parte importante de la Cordillera Principal de los Andes de Chile Central (Figuras 1.1 y 2.3).

El rango de edades para ambas unidades sedimentarias (Coya - Machalí = Abanico y Farellones) se extiende desde los 38 Ma (Charrier et al., 1996) hasta los 6 Ma (Vergara et al., 1987). Así, ambas formaciones suman un espesor total superior a los 5.000 m, depositados en un período de 32 Ma. Si además al considerar que la corteza durante la depositación de la Formación Coya - Machalí (=Abanico) habría estado adelgazada (Kay y Kurz, 1995), abre la posibilidad de considerar el desarrollo de un proceso de rifting que habría generado el espacio para la depositación de estas unidades. Anteriormente se había propuesto la existencia de cuencas intermontanas (Vergara y Drake, 1979; Vergara et al., 1997) como rasgo geográfico, pero sin especificar un contexto tectónico que explicara la subsidencia de estas mismas. La acomodación de estos depósitos requirió necesariamente de condiciones tectónicas apropiadas para alojar grandes volúmenes en un lapso breve de tiempo geológico.

1.2. OBJETIVOS

De acuerdo con los antecedentes previamente expuestos, el objetivo del presente estudio es determinar las características regionales de la historia de enterramiento y exhumación para la Formación Coya - Machalí (= Abanico).

La historia de enterramiento y exhumación de modeló sobre la base (ver Cap. 3.2 Geohistoria e historia de Enterramiento de una Cuenca Sedimentaria) de la maduración termal de la materia orgánica (Waples et al., 1992a,b; Waples, 1994a,b) contenida en secuencias de la Formación Coya – Machalí = Abanico seleccionadas de tres zonas de la Cordillera Principal de Chile Central, entre los 33° 30' y los 34° 30' S.) (Figura 1.3).

El requisito necesario para este análisis es que los perfiles de madurez termal obtenidos en las tres zonas de estudio reflejen las condiciones termales para el momento de máximo enterramiento (o al menos temporalmente cercano a él), y que este último haya sucedido cuando la secuencia no estaba deformada aún. De no cumplirse alguna de las dos premisas, el modelamiento termal perderá sus cualidades predictivas.

1.3. METODOLOGÍA

Con el fin de satisfacer los requisitos de una adecuada modelación para este tipo de estudios, se sigue los siguientes pasos:

- i) Selección de áreas o zonas de estudio en las cuales exista una continuidad de las secuencias de interés.
- ii) Levantamiento y confección de secciones estratigráficas considerando la geometría de las estructuras.
- iii) Integración de datos anexos como son antecedentes termales de flujo calórico en la región, datos de madurez termal (reflectancia de la vitrinita) y dataciones radioisotópicas.
- iv) Subdivisión y caracterización litológica de las columnas litológicas en forma de unidades.
- v) Proposición de una historia termal.
- vi) Ajuste y calibración de los modelos geohistóricos para cada localidad de modo que sean consistentes con la madurez termal medida. Esto se realizará mediante el uso del software BasinMod™ v.5.41.
- vii) Proposición de un modelo de historia de enterramiento general.

El método de modelamiento debe ser alimentado con información de la maduración termal de muestras colectadas en las zonas de estudio (Waples et al., 1992a, 1992b; Waples, 1994a, 1994b). La validez de cada modelo se verifica con la ayuda de el software BasinMod™ (Platte River Associates, Inc.).

De acuerdo con lo anterior los datos usados para alimentar el modelo de enterramiento aquí desarrollado provienen de: i) información estratigráfica de las zonas seleccionadas para el estudio (Charrier, 1981a; Charrier y Munizaga, 1979; Aguirre, 1999; Baeza, 1999; Elgueta et al.,

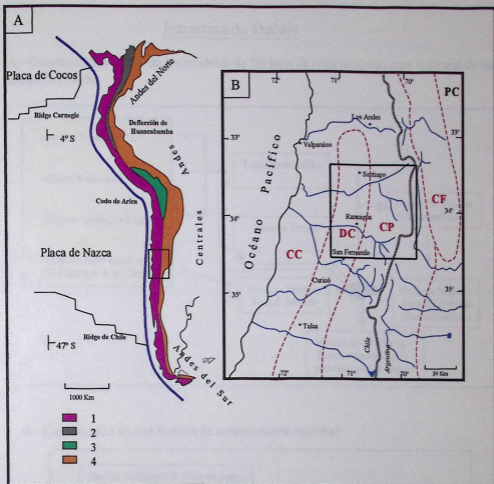
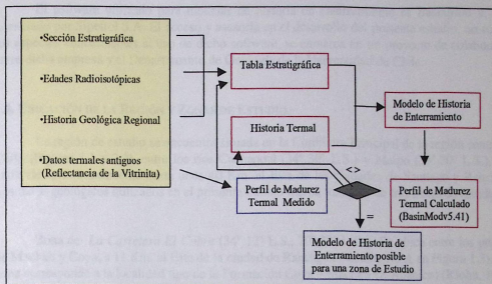


Figura 1: A. Divisiones morfoestructurales Mayores de la Cordillera de los Andes, de acuerdo a Aubouin *et al.*, (1973) y Gansser (1973) (Figura modificada de Charrier *et al.*, 1996). Para el sector fuera del recuadro, 1. Cordilleras Occidental y de la Costa, 2. Cordillera Oriental, 3. Altiplano y Plató de la Puna, 4. Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. B. Para el sector dentro del recuadro en A. Principales divisiones morfoestructurales de los Andes Centrales Chileno - Argentinos, entre los 32° a 36° S. CC. Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, CP: Cordillera Principal, CF: Cordillera Frontal.

Estructura de Trabajo

A.- Construcción y ajuste de los modelos de Historia de enterramiento para cada una de las zonas de Estudio



B.- Construcción de una historia de enterramiento regional

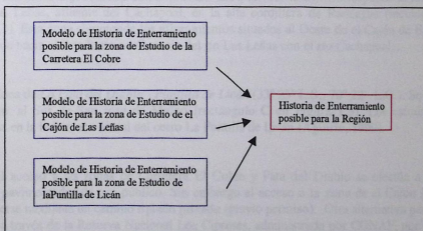


Figura 1.2: Planificación general para el modelamiento geohistórico y/o la historia de enterramiento para las tres zonas de estudio.

1999; Arce, en prep.); ii) de edades radioisotópicas disponibles en la literatura (Charrier y Munizaga, 1979; Kay Kurz, 1995) más otras nuevas efectuadas para este estudio (Phillip Gans, com. escrita) para las zonas de estudio y áreas cercanas en la Cordillera Principal de Chile Central (Skewes y Holmgren, 1993; Kurz et al., 1997), desde el Mioceno hasta el presente; iii) datos de maduración termal de la materia orgánica (Villar, 1999).

El software utilizado para modelar de historia de enterramiento es BasinMod v. 5.41, licenciado por Sipetrol S.A. El acceso y asesoría en el desarrollo del presente estudio, no sólo en los aspectos concernientes al uso de dicho software, se enmarca en un proyecto de colaboración entre dicha empresa y el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

1.4. UBICACIÓN DE LA REGIÓN Y ZONAS DE ESTUDIO

La región de estudio se encuentra situada en la Cordillera Principal de la región central de Chile (Figuras 1.1 y 2.2), entre los ríos Cachapoal ($34^{\circ} 30' \text{ L.S.}$) y Maipo ($33^{\circ} 30' \text{ L.S.}$), y se extiende aproximadamente hasta unos 40 Km. al Este de las ciudades de Santiago y Rancagua. Los datos geológicos utilizados en el presente trabajo fueron tomados de tres zonas de estudio:

Zona de *La Carretera El Cobre* ($34^{\circ} 12' \text{ L.S.}$, $70^{\circ} 38' \text{ L.O.}$). Se ubica entre los pueblos de Machalí y Coya, a 11 Km. al Este de la ciudad de Rancagua (rectángulo A en Figura 1.3). Esta zona corresponde a la localidad tipo de la Formación Coya – Machalí (= Abanico) (Klohn, 1960). Los datos fueron tomados entre el Km. 11 y el Km. 20 de la Carretera El Cobre.

Zona de *El Cajón de Las Leñas* ($34^{\circ} 24' \text{ L.S.}$, $70^{\circ} 15' \text{ L.O.}$). Corresponde al área aldeaña al río Las Leñas, afluente del Cachapoal, en la alta cordillera de Rancagua (rectángulo B en Figura 1.3). Esta zona comprende los afloramientos situados al Oeste de el Cajón de Espinoza, y se extiende hacia al Este hasta confluencia del río Las Leñas con el río Cachapoal.

Zona de *La Pata del Diablo - Puntilla de Licán* ($33^{\circ} 25' \text{ L.S.}$, $70^{\circ} 22' \text{ L.O.}$). Se encuentra a 1,5 Km. al Sur de San José de Maipo (rectángulo C en Figura 1.3). Los estudios fueron realizados en la ladera occidental del cerro La Puntilla de Licán (Aguirre, 1999).

El acceso a las zonas de Carretera El Cobre y Pata del Diablo se efectúa a través de caminos pavimentados de uso público. Sin embargo el acceso a la zona de el Cajón Las Leñas debe hacerse mediante un camino ripiado privado (previo permiso). Otra alternativa para acceder a ella es a través de la Reserva Nacional Los Cipreses, administrada por CONAF, por una senda transitable a pié o a caballo.

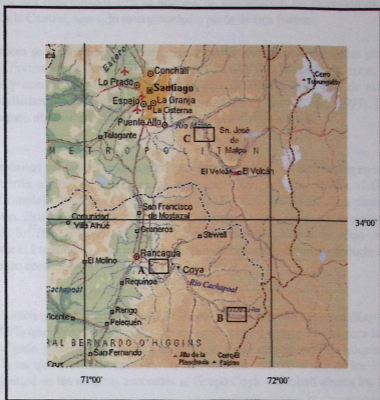


Figura 1.3. Mapa ampliado del recuadro de la Figura 1.1B mostrando la ubicación de las zonas de estudio. Rectángulos pequeños señalan la ubicación de: A. Zona de Carretera El Cobre; B. Zona de Cajón de Las Leñas; C. Zona de Pata del Diablo - Puntilla de Licán.

1.5. TRABAJOS ANTERIORES

Antecedentes relacionados con la historia de exhumación de la región de la Cordillera Principal de Chile Central, han sido interpretados a partir de tres fuentes.

La primera se basa en los patrones geoquímicos identificados en rocas pertenecientes o asociadas a las Formaciones Coya – Machalí (= Abanico) y Farellones, y en rocas volcánicas de edad pliocena y cuaternaria. Las características particulares de cada uno de estos grupos se encuentran detalladamente descritas en Kay y Kurz (1995) y Kurz et al., (1997). En la presente sección se resumen algunas conclusiones formuladas por dichos autores.

Los depósitos volcánicos e intrusivos asociados pueden ser clasificados en cuatro grandes grupos de acuerdo a sus características geoquímicas (Kay y Kurz, 1995): el Grupo Coya – Machalí, el Complejo Plutónico y Volcánico de El Teniente y El Complejo Plutónico y Volcánico joven. Estos grupos se definen sobre la base de las edades radioisotópicas, razón de Nd, razones de Sr^{87}/Sr^{86} y razones La/Yb. La evolución geoquímica de estas rocas desde el Oligoceno hasta el Presente ha sido interpretada por dichos autores como producto de un proceso de engrosamiento cortical progresivo (Kay y Kurz, 1997).

i) Las características geoquímicas del Grupo Coya – Machalí sugieren (Kay y Kurz, 1995; Kurz et al., 1997) que fueron producidas en un ambiente no compresional para luego atravesar una corteza delgada y relativamente no radiogénica. Estas características geoquímicas resultan ser similares a las que presentan las lavas de los volcanes activos al sur de los 37°S (SVZ). El período de actividad de los magmas asociados al Grupo Coya – Machalí abarca los 19 a 16 Ma.

Por otro lado, Complejo Plutónico y Volcánico de El Teniente posee características de haber atravesado una corteza continental que ha sido engrosada mediante procesos de deformación durante el Mioceno Inferior (Kay y Kurz, 1995). La actividad de los magmas asignados a este complejo, habría ocurrido entre los 16 a 4 Ma (Kay y Kurz, 1995). Intrusivos asociados a este grupo serían todo el complejo plutónico del Teniente, El intrusivo Nacimiento del Cortaderal y El batolito de San Gabriel.

El Grupo Volcánico Joven, de edad pliocena, se habría producido a partir de fundidos residuales de la cuña litosférica en proceso de enfriarse por la migración hacia el Este del arco volcánico (Kay y Kurz, 1995). A escala regional los magmas producidos durante el Mioceno Superior a Plioceno poseen características muy similares a las que exhiben las rocas del extremo norte de la SVZ.

ii) La otra aproximación se basa en el análisis de las diferencias de edades Ar/Ar obtenidas a partir de distintos minerales individuales recolectados de un mismo intrusivo. De el análisis de dos intrusivos de la región, el plutón la Gloria y el intrusivo Nacimiento del Cortaderal se determinó que estos intrusivos se han enfriado por exhumación rápida (Kurz et al., 1997).

Sobre la base de modelos calóricos conductivos se obtuvo una tasa de exhumación de 0,55 mm/año para el plutón La Obra, entre los 19 a 16 Ma, y 3 mm/año para el intrusivo Nacimiento del Cortaderal, entre los 8 - 7 Ma

iii) Otro antecedente de exhumación ha sido interpretado a partir de la cercanía de edades de mineralización de tres pórfidos cupríferos situados entre los 32° - 35° L.S. en la Cordillera Principal de Chile Central. Skewes y Stern (1995) presentaron evidencias de que los fluidos que dieron origen a los cuerpos de brechas mineralizadas serían la superposición de una alteración más superficial y asociada a un volcanismo muy posterior a aquel que dio origen a los intrusivos que los hospedaban.

Según estos autores los intrusivos responsables de estos fluidos aún no han aflorado y por lo tanto para haberse producido esta situación se requirió de una exhumación rápida.

Otros autores han planteado otras tasas de exhumación asociadas a la mineralización de pórfidos cupríferos (Skewes y Holmgren, 1985, Kay et al., 1995). Esta situación habría ocurrido cerca de los 5 Ma (Stern et al.,) y se correlaciona con rápidos eventos de mineralización en los depósitos de El Teniente (4.7 - 4 Ma) y Río Blanco - Los Bronces (5.4 Ma) (ver Stern et al., 1995).

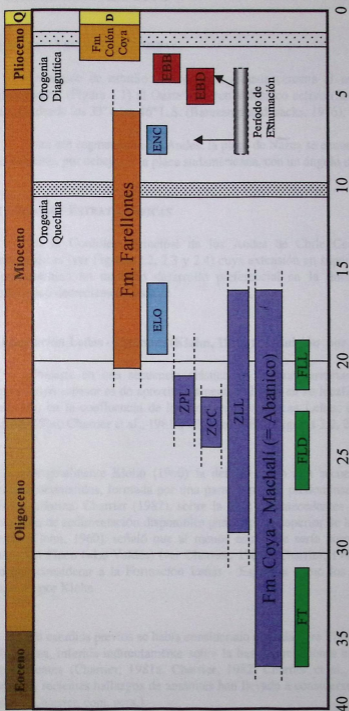


Figura 1.4. Rango de edades para las unidades estratigráficas, paleofaunas y eventos de mineralización ocurridos en la Cordillera Principal de Chile Central desde los 40 Ma. En verde: Fauna del Tinguiririca (FT) (Charrier et al., 1996), Fauna de Las Leñas (FLL) (Flynn et al., 1994; Charrier et al., 1997), Flora de La Dehesa (FDL) (Sellés e Hinojosa, 1997). En lila: rango general de edades de los depósitos de la Formación Coya - Machali (= Abanico) (Charrier et al., 1996, 1997); Zona de el Cajón de las Leñas (ZLL) (Flynn et al., 1994; Swisher, com. escrita; Kay y Kurz, 1995). Zona de la Carretera El Cobre (ZCC) (Charrier y Muñizaga, 1979; Phillip Gans, com. escrita). Zona de la Pata del diablo - Puntilla de Licán (ZPL) (Phillip Gans, com. escrita). En naranja: rango de edades de la Formación Farellones (Vergara et al., 1987). En rojo: eventos de mineralización en pórfidos alojados rocas de la Formación Farellones; Edad de la Brecha Braden (El Teniente) (EBB) (Cuadra, 1986; Kay y Kurz, 1995). Edad de la Brecha Donoso (EBD) (Skewes y Holmgren, 1993; Skewes y Stern, 1995). En celeste, eventos de exhumación inferidos a partir del enfriamiento de intrusivos (ver Kurz et al., 1997); Exhumación del intrusivo de La Obra (ELO), Exhumación del intrusivo Nacimiento del Cortaderal (ENC). Las edades de las eventos orogénicos Quechua (10 Ma), y Diaguitica (2 Ma) fueron tomadas de Ramos (1988).

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 MARCO TECTÓNICO GENERAL.

La región de estudio se encuentra situada cercana al margen occidental de la placa sudamericana (Figura 1.1) al Oeste del arco volcánico activo (Southern Volcanic Zone) que se extiende desde los 33° a los 46° L.S. (Barazangi and Isacks, 1976).

Para ese segmento de los Andes, la placa de Nazca se encuentra subduciendo en dirección hacia el Este, por debajo de la placa sudamericana, con un ángulo de 30°.

2.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

En la Cordillera Principal de los Andes de Chile Central afloran varias unidades estratigráficas (ver Figuras 2.2, 2.3 y 2.4) cuya extensión en superficie es variable, aunque todas ellas presentan un marcado desarrollo preferencial en la dirección norte - sur. En orden cronológico decreciente estas son:

a) Formación Leñas - Espinoza (Klohn, 1960, redefinición por Charrier, 1982)

Consiste en una secuencia clástica de brechas, arenitas volcanoclásticas y limolitas negras, cuyo espesor es de aproximadamente 1.200 m en su localidad tipo (y único afloramiento conocido) en la confluencia de los ríos Espinoza y Las Leñas, en el valle del Río Las Leñas (Klohn, 1960; Charrier et al., 1981a; Charrier 1982) (Figuras 2.2, 2.3 y Foto 1).

Originalmente Klohn (1960) la definió como una secuencia estratificada con base y techos desconocidos, formada por una parte superior, predominantemente calcárea, y una parte inferior clástica. Charrier (1982), sobre la base de antecedentes cronológicos, litológicos y de ambientes de sedimentación disponibles para la parte superior de la Formación Leñas - Espinoza (según Klohn, 1960), señaló que al menos esta parte sería correlacionable con la Formación Baños del Flaco (=Lo Valdés) (ver Charrier, 1981a; Charrier, 1982). Por esta razón dicho autor propuso considerar a la Formación Leñas - Espinoza como los miembros clásticos inferiores descritos por Klohn.

En estudios previos se había considerado una edad pre Titoniana para la Formación Leñas - Espinoza, inferida indirectamente sobre la base de relaciones estratigráficas con las unidades sobreyacentes (Charrier, 1981a; Charrier, 1982; Charrier et al., 1996) (Fotos 1, 2 y 3). Sin embargo, recientes hallazgos de amonites han llevado a considerar una edad Caloviana para esta unidad (Charrier, com. pers.).

Estratigrafía de la Cordillera de Los Andes 33° - 36° S

Formación	Litología	Espesor (metros)	Edad
Volcanismo Joven	Lavas y piroclastitas andesíticas - dacíticas.	Volcanes y flujos aislados	Plioceno - Reciente < 1,8 Ma
Colón - Coya	Lavas y flujos de avalancha	< 150	Plioceno (2,3 - 1,8 Ma)
Discordancia			
Farellones	Lavas dacíticas continentales y piroclastitas.	2400	Mioceno (20 - 6 Ma)
Concordancia - Discordancia ?			
Coya - Machali (=Abanico)	Lavas, piroclastitas, conglomerados continentales y fangolitas.	1300 - 2700	Eoceno? - Oligoceno - Mioceno inferior (37 - 16 Ma)
Discordancia			
Unidad Clástica Pardo - Rojiza (BRUCU)	Brechas de clastos volcánicos y calcáreos (Miembro Inf.) y areniscas fluviales (Miembro Sup.).	200 - 250	Cretácico Superior (Santoniano - Campaniano)
Discordancia			
Colimapu	Areniscas continentales rojas(base) y depósitos volcánicos (techo)	2000 - 3000	Cretácico Inferior
Baños del Flaco (= Lo Valdés)	Calizas marinas fosilíferas.	2000	Tritoniano
Interdigitación y Concordancia			
Río Damas	Areniscas continentales rojas, conglomerados y lavas	3000 - 4000	Kimmeridgiano
Leñas - Espinoza	Turbiditas piroclásticas	> 1200	Pre -Kimmeridgiano (probablemente Caloviano)

Modificado de Charrier et al., 1996.

Figura 2.1. Estratigrafía de la Cordillera Principal, Chile Central. La información presentada refleja las localidades tipos. Basado en Klohn (1960), Gonzalez, y Vergara (1962), Gonzalez, 1963), Charrier (1973, 1981b, 1982), Vergara y Drake (1979), Thiele (1981), Vergara et al. (1988), Kay y Kurz (1995), Charrier y Munizaga (1979) Charrier et al. (1996, 1997).

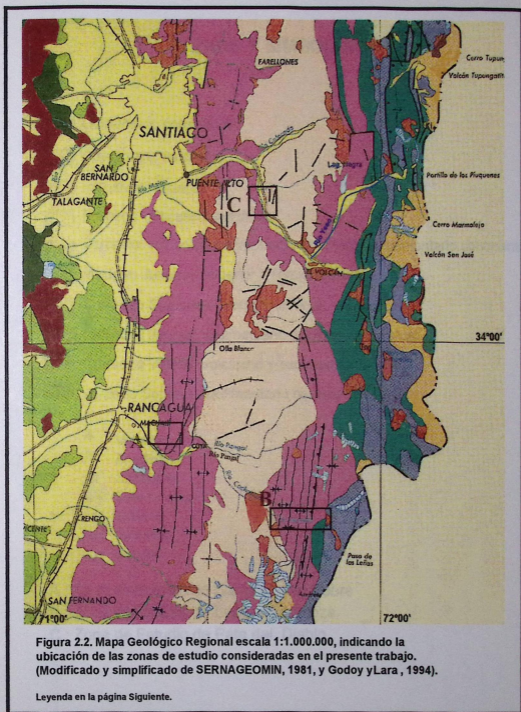



















Figura 2.2. Mapa Geológico Regional escala 1:1.000.000, indicando la ubicación de las zonas de estudio consideradas en el presente trabajo. (Modificado y simplificado de SERNAGEOMIN, 1981, y Godoy y Lara, 1994).

Leyenda en la página siguiente.

LEYENDA Y SIMBOLOGÍA

-  Cuaternario continental
-  Cuaternario volcánico
-  Intrusivos terciarios
-  Mioceno - Plioceno: volcánico
-  Terciario: volcánico sedimentario continental sedimentario continental
-  Intrusivo Jurásico Superior - Terciario Inferior
-  Cretácico Superior - Terciario Inferior: volcánico
-  Cretácico Inferior: sedimentario marino - continental
-  Cretácico Inferior: volcánico y sedimentario marino
-  Jurásico Superior: sedimentario continental

-  Volcanes
-  Anticlinales
-  Sinclinales
-  Falla Inversa
-  poblado
-  Glaciares
-  Camino

A : Zona de Estudio de Carretera del Cobre

B : Zona de Estudio de Leñas - Espinoza

C : Zona de Estudio de Pata del Diablo

Perfil Geológico de la Cordillera Principal de Los Andes

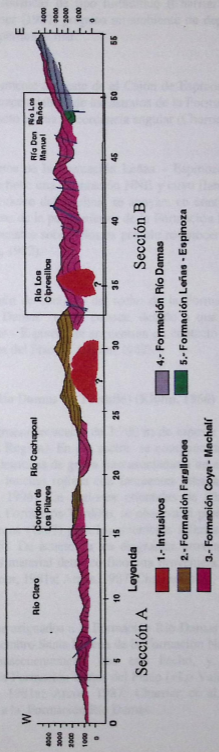


Figura 2.3. Perfil Geológico de Los Andes Centrales a lo Largo del Río Cachapoal, 36° 16 L.S., (Modificado de Charrier 1981 a). 1.- Intrusivo Cortaderal; 2.- Formación Farellones; 3.- Formación Coya - Machalí; 4. Formación Río Damas, 5.- Formación Leñas - Espinoza. La Sección A muestra la situación topográfica y estructural aproximada de la zona de Carretera El Cobre. Sección B Muestra la situación topográfica y estructural aproximada del Cajón de Las Leñas.

Los depósitos descritos para la Formación Leñas - Espinoza, sugieren la depositación en condiciones subacuáticas de tipo turbidítico (Charrier 1981a, 1982), con abundante material volcánico. Charrier (1982) propuso un ambiente de depositación de tipo lagunar profundo que culmina con la apertura al mar.

Inmediatamente al Oeste de el Cajón de Espinoza, los estratos de la Formación Leñas - Espinoza desaparecen debajo de los estratos de la Formación Coya - Machalí (=Abanico). Allí la relación de contacto es una discordancia angular (Charrier, 1981a).

Los estratos de la Formación Leñas - Espinoza forman parte de un apretado sinclinal fallado, cuyo eje tiene una orientación NNE y cuyo flanco oriental tiene una actitud casi vertical (Foto 1). En el núcleo del sinclinal se apoyan, en contacto por falla sobre la Formación Leñas Espinoza, estratos de la parte inferior de la Formación Baños del Flaco (Charrier, 1981a, 1982). Finalmente, dispuestos sobre ellos es posible reconocer estratos de la Formación Coya Machalí (Charrier, 1981a, 1982).

La relación de contacto del techo de la Formación Leñas Espinoza con la base de la Formación Río Damas no se conoce, debido a que los estratos de la parte superior de la Formación Leñas - Espinoza se encuentran en contacto por falla con los niveles inferiores de la Formación Baños del Flaco (Charrier, 1982).

b) Formación Río Damas (= Tordillo) (Klohn, 1960)

Es una gruesa secuencia de 3.700 m de espesor en su localidad tipo (en el valle del Río Las Damas, VII Región). En ese sector se compone de dos paquetes de 700 m de espesor con intercalaciones detríticas de grano fino asociadas a un ambiente de llanuras aluviales, y más de 1000 metros de brechas rojizas con frecuentes intercalaciones volcánicas en la parte superior (Charrier et al, 1996). En regiones orientales de Chile y en Argentina, en su equivalente estratigráfico, la Formación Tordillo, se observa el predominio de facies más distales, como las descritas por Arcos (1987) para los miembros inferiores de la formación en su localidad tipo (Legarreta, 1976). De acuerdo a los diagramas de proveniencia de Dickinson et al. (1983) se ha atribuido para el material detrítico fino una proveniencia de los sedimentos desde un arco no - disectado (Charrier, 1981a; Arcos, 1987; Charrier et al., 1996).

Depósitos asignados a la Formación Río Damas yacen concordantemente sobre unidades yesíferas del Miembro Santa Helena de la Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960), de edad Oxfordiana. Consecuentemente con este hecho, y con la edad titoniana de la unidad sobreyacente, la Formación Baños del Flaco (=Lo Valdés) (ver Klohn, 1960; Covacevich et al., 1976; Charrier, 1981a; Arcos, 1987; Charrier et al., 1996), se le ha asignado una edad Kimmeridgiana a la Formación Río Damas.

c) Formación Baños del Flaco (= Lo Valdés) (Klohn, 1960)

Esta unidad fue definida en la localidad de Termas del Flaco (Valle del Tinguiririca). Consiste en 388 m de areniscas calcáreas y calcilititas con intercalaciones detríticas finas (Arcos, 1987). Se han identificados seis miembros, cada uno de los cuales representan ciclos transgresivos – regresivos con una evolución progresiva y de facies que pasan por una plataforma de circulación restringida a una plataforma profunda y nuevamente a una plataforma de circulación restringida (Arcos, 1987).

Esta unidad estaría en contacto por discordancia con la unidad suprayacente unidad Clástica Pardo – Rojiza (Figura 2.1) (Zapatta, 1995; Charrier et al., 1996) y que aflora también en el valle del Tinguiririca.

El contenido fosilífero ha permitido establecer la edad de depositación con claridad, la cual se sitúa en el Titoniano (Covacevich et al., 1976; Biro – Bagoczky, 1984). Además del contenido de fósiles marinos, se han reconocido huellas de dinosaurios en rocas de la base de esta formación (Casamiquela y Fasola, 1968).

Se ha correlacionado a esta formación con la Formación Lo Valdés, cuya localidad tipo se sitúa en el valle del Maipo (Figura 2.2) (González, 1963; Biro – Bagoczky, 1964; Thiele, 1980; Hallam et al., 1986), y con el Grupo Mendoza en Argentina (Groeber, 1946). Siendo este último el equivalente lateral más distal.

d) Unidad Clástica Pardo - Rojiza (Zapatta, 1995)

Esta unidad consiste en una secuencia granodecreciente de 200 a 250 m de espesor, que aflora en forma de una delgada franja en ambas laderas del valle del río Tinguiririca. De acuerdo a estudios realizados en el valle del Tinguiririca, se han identificado dos miembros, ambos granodecrecientes (Zapatta, 1995). El miembro inferior estaría compuesto por brechas conglomerádicas, mientras el miembro superior está compuesto por areniscas gruesas y lentes de conglomerados.

El ambiente depositacional interpretado para esta unidad (Zapatta, 1995; Charrier et al., 1996) es de abanico aluvial proximal con componentes calcáreos (provenientes de Fm. Baños del Flaco?) y volcánicos (Charrier et al., 1996), mientras que el miembro inferior estaría asociado a llanuras fluviales. Esto sugiere una retrogradación del margen de la cuenca (Charrier et al., 1996).

En la localidad de Baños del Flaco se ha observado que la base de esta unidad clástica Pardo – Rojiza se dispone paralelamente sobre las rocas de la Formación Baños del Flaco en aparente concordancia, aún cuando el contacto corresponde a un discordancia de erosión (Figura 2.1) (Zapatta, 1995).

La edad de la Unidad Clástica - Pardo - Rojiza es pre - cenozoica; esto se ha determinado sobre la base de dos antecedentes; i) Los miembros superiores de la unidad Clástica Pardo - Rojiza contienen huesos de dinosaurios (Valencia et al., en prep, citado en Charrier et al., 1996). ii) Mediante el método Ar/Ar se dataron cristales de Plagioclasa de una toba que sobreyace a la unidad clástica pardo - rojiza de Ar/Ar (Wyss, et al., 1994), obteniéndose la edad de 104 Ma como edad máxima para la edad de depositación de la toba (Wyss et al., 1994). No se descarta una posible equivalencia estratigráfica entre la Unidad Clástica Pardo - Rojiza con la Formación Colimapu (Charrier et al., 1996).

e) Formación Coya - Machalí (= Abanico) (Klohn, 1960)

Esta unidad se revisa en el capítulo 4 en forma más detallada

f) Formación Farellones (Klohn, 1960)

Esta unidad está compuesta por más de 2500 m de lavas, tobas ignimbríticas, con intercalaciones de brechas volcánicas con edades que comprenden casi todo el Mioceno (Figura 2.1 y 2.2) (Vergara et al., 1988). Las rocas asignada a la Formación Farellones se encuentran formando una franja Norte - Sur de 24 Km. de ancho que se va angostando hasta desaparecer hacia el sur del valle del Tinguiririca (Charrier et al., 1985).

Inicialmente fue definida en la localidad de Farellones (Klohn, 1960) y ha sido posteriormente redefinida en los faldeos del cerro La Gloria (valle del Aconcagua) (ver Rivano et al., 1990). En la localidad tipo se han medido el valle del Cachapoal se han estimado espesores de 2400 m para esta unidad (Charrier, 1981a) (ver Figuras 2.2 y 2.3).

La depositación de esta unidad habría ocurrido en torno a centros volcánicos mayores, uno de los cuales se encontraría en las inmediaciones de la localidad de Farellones (Elgueta et al., 1999). Otro centro volcánico importante se encuentra asociado al centro volcánico del Teniente de edad 5.3 Ma, y en torno a este último se ubican otros más antiguos con edades de 12 Ma.

Las rocas volcánicas pertenecientes a esta formación, y específicamente aquellas pertenecientes al complejo plutónico de El Teniente (de edades entre los 14.5 a 7 Ma), poseen características geoquímicas que muestran que la corteza ha sido engrosada respecto de la corteza que había en el Oligoceno superior - Mioceno inferior (Kay y Kurz, 1995). Lo anterior atestigua que el ambiente de emplazamiento se fue engrosando a partir del Mioceno inferior (edad de las rocas más jóvenes de la Formación Coya - Machalí).

Esta unidad presenta un plegamiento suave, con flancos de 10° - 15° de inclinación. Los pliegues poseen amplitudes de 500 m y longitudes de onda de 7.000 a 8.000 m (Charrier et al., 1985). No se ha observado vergencia alguna en las capas (2.2 y 2.3). El mecanismo propuesto

para la deformación de las capas de Farellones es de deformación por compresión "buckle - folds" (Charrier et al., 1985).

En la zona de estudio se han encontrado fallas que afectan a las rocas de Farellones de dirección N70W (fallas El Azufre y la Juanita, en Rivera, 1997). Estas fallas se encuentran asociadas a centros volcánicos de edad Mioceno centros volcánicos Cruz del Muerto - Huachuchero (8 Ma), Teniente (6 Ma), Teniente sur (9.3 - 6 Ma) y Potrerillo - Vargas (Rivera, 1997).

Durante el período entre los 8 a los 5 Ma, la región sufrió un importante evento de exhumación probablemente debido a erosión de la superficie. Este evento ha sido deducido sobre la base de evidencias de enfriamiento rápido (Kurz et al., 1997) en el intrusivo Cortaderal (7.7 - 8.4 Ma, ver Kay y Kurz, 1995), ubicado en el valle del Cachapoal, y la erosión de centros volcánicos importantes asociados al depósito Río Blanco - Los Bronces, en el curso alto del río Mapocho (Skewes y Holmgren, 1993) desde los 5 Ma hasta el presente.

g) Formación Colón - Coya (Cuadra, 1986)

Se trata de coladas de lava de composición andesítica y capas de ignimbritas y flujos laháricos con un espesor máximo de 150 m de espesor (ver Cuadra, 1986) que afloran entre las localidades de Colón y Coya. Inicialmente, esta unidad había sido descrita por Enrione (1972) y datada por Charrier y Munizaga (1979) entre los $2,3 \pm 0,2$ y $1,8 \pm 0,2$ Ma, quienes la denominaron como "coladas de valle" (Figura 4.2)

Estos depósitos cubren parcialmente a las rocas de la Formación Coya - Machalí, y el contacto con esta unidad es una discordancia angular.

3. GEOHISTORIA DE UNA CUENCA SEDIMENTARIA (MARCO TEÓRICO)

3.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se revisan algunos conceptos relacionados con la geohistoria de una cuenca sedimentaria y se explican los principios en que se basa el método de modelación termal de cuencas sedimentarias. El objetivo que se persigue es visualizar el alcance y las limitaciones que tiene el método, y de este modo estimar la influencia de las incertidumbres intrínsecas de este tipo de aproximaciones, para distinguirlas de aquellas que se deben a la ausencia o imprecisión de la información disponible.

3.2 CONCEPTOS GENERALES RELACIONADOS CON LA GEOHISTORIA DE UNA CUENCA SEDIMENTARIA

3.2.1 Subsistencia de una cuenca sedimentaria

Una acepción de cuenca sedimentaria es *“cualquier área deprimida de corteza continental u oceánica en la cual los sedimentos se acumulan y compactan mientras sufren enterramiento, para finalmente formar rocas sedimentarias”* (Deming, 1994).

El desarrollo de cuencas sedimentarias con depósitos de espesor considerable pone en evidencia la acción de distintos procesos geológicos que favorecen el hundimiento progresivo de la superficie de la tierra. El papel que juega este tipo de procesos es el de generar y mantener un espacio donde pueda ocurrir la sedimentación, evitando la colmatación de la cuenca. A este progresivo hundimiento de los sedimentos en las cuencas se le conoce como *subsistencia* (Deming, 1994). Si bien, los procesos responsables de la subsistencia de una cuenca no son necesariamente continuos, son responsables de acumular importantes espesores de sedimentos con características relativamente similares dentro de una región en particular y durante un período significativo de tiempo geológico.

La subsistencia es un movimiento esencialmente vertical, por ello el principio de isostasia tiene un lugar preponderante al momento de explicar grandes variaciones verticales en la superficie de la corteza. Este señala que el peso total de una columna de litosfera es siempre constante, sin importar el lugar de la superficie litosférica donde ésta se encuentre. La expresión algebraica que resume el principio de isostasia (Fowler, 1990) es:

$$\int_0^h \rho(z) dz = \text{Constante}$$

Donde z es la profundidad, h el alto total de la columna medido generalmente a partir de la base de la litosfera, aproximadamente a los 100 Km. de profundidad (Figura 3.2A). La razón por la cual se considera esta profundidad para realizar el balance isostático se debe a que, de acuerdo con datos de laboratorio, por debajo de los 100 Km. de profundidad o de la isoterma 1350° C, el comportamiento del olivino y del cuarzo es de flujo dúctil (creep). En ese tipo de medios los esfuerzos verticales se pueden acomodar horizontalmente. Una columna litosférica cuyo peso no se encuentre en equilibrio con respecto a las que le rodean induce a la movilización de material del manto litosférico de modo de igualar la masa total de cada una de ellas (Figura 3.2B). El modelo isostático puro considera columnas litosféricas verticales, separadas por fallas térmicamente aisladas, que se encuentran flotando en el manto líquido.

La sedimentación, al incrementar el peso de la columna total, juega un papel importante en la compensación isostática. De acuerdo a lo anterior, los mecanismos de subsidencia de una cuenca pueden clasificarse de acuerdo a la influencia que tiene la sedimentación (Einsle, 1992).

El modelo isostático puro no considera el comportamiento elástico de la litosfera previo al equilibrio isostático. Por lo tanto es válido sólo si se consideran periodos lo suficientemente largos para que se alcance dicho equilibrio. Un modelo un poco más elaborado considera el comportamiento elástico de la corteza, simulándola como una barra horizontal que se deflecta en el vacío. Sin embargo, esta última aproximación no considera la viscosidad del manto, el cual debe fluir para compensar el sistema. Finalmente un modelo que se aproxima teóricamente mejor a la realidad, considera una barra que se deflecta flotando sobre un fluido.

Actualmente se considera que los procesos capaces de permitir la acumulación de una secuencia sedimentaria (Busby e Ingersoll, 1995; Jordan, 1999) se pueden explicar mediante mecanismos como:

- a) **Subsidencia tectónica.** Es el hundimiento del basamento que ocurre, o podría ocurrir, sin considerar el efecto de la sedimentación (Einsle, 1992). Existen varias posibles causas de hundimiento tectónico, en general estas serían:
 - i) *Adelgazamiento cortical.* Se produce por; el estiramiento de la corteza, erosión durante períodos de alzamiento, o por pérdida de volúmenes importantes de magma (Busby e Ingersoll, 1995).
 - ii) *Engrosamiento del manto litosférico.* Ocurre por el enfriamiento de la litosfera posterior al cese de del estiramiento o por enfriamiento debido a la fusión adiabática o por alzamiento de fundidos de origen astenosférico (Busby e Ingersoll, 1995). Este tipo de procesos son dominantes en cuencas oceánicas activas.
 - iii) *Sobrecarga tectónica.* Tiene lugar por la compensación isostática local de la corteza y flexura regional, dependiente de la rigidez flexural de la litosfera, durante eventos de sobre y sub escurrimiento de bloques tectónicos (Busby e Ingersoll, 1995).

- iv) *Densificación cortical*. Corresponde a un aumento de la densidad de la corteza debido a cambios en las condiciones de presión y/o temperatura y/o emplazamiento de fundidos de alta densidad en una corteza de baja densidad (Busby e Ingersoll, 1995). Este mecanismo es muy importante en la subsidencia de las cuencas marginales.
 - v) *Flujos Astenosféricos*. Efectos dinámicos causados por flujo astenosférico en relación con el descenso o la delaminación de la litósfera.
- b) **Subsidencia por sobrecarga sedimentaria y/o volcánica**. Se define como el hundimiento del contacto entre la roca sedimentaria y el basamento de la cuenca en respuesta a la carga sedimentaria (Einsele, 1992). Este mecanismo de subsidencia domina en regiones con una tasa de sedimentación alta, como por ejemplo, deltas mayores ubicados sobre corteza oceánica adyacente a continentes (Busby e Ingersoll, 1995).
- c) **Subsidencia debida a sobrecarga de agua**. El llenado/vaciado de agua de una cuenca puede alterar las tasas de subsidencia debido a que induce cambios en la compensación isostática por adición de la columna de agua y por el aumento del peso de la columna de sedimentos porosos (Einsele, 1992).
- d) **Subsidencia por compactación debida al peso de los estratos**. La disminución, durante la diagénesis, de la porosidad de un depósito no consolidado, disminuye el volumen ocupado por éste en forma progresiva. Consiguientemente permite aumentar el espacio disponible en la cuenca para alojar mayor cantidad de sedimentos.

Existen varias formas de determinar el grado de compactación sufrido por una determinada unidad litológica. Es posible calcular el espesor compactado de una unidad litológica conociendo la porosidad inicial, la densidad del grano de sedimento y asumiendo que los espacios porales se encuentran rellenos por agua (Allen y Allen, 1990). Para calcular la porosidad de una roca enterrada existen al menos dos métodos clásicos.

- i) Sclater y Christie (1980) determinaron experimentalmente las constantes de compactación, la porosidad en superficie para lutitas, areniscas, tiza y areniscas fangolíticas. La forma de la ecuación usada por estos autores es de la forma : $\phi(z) = \phi_0 * e^{-bz}$, donde ϕ y ϕ_0 son la porosidad a la profundidad z , y la porosidad inicial en superficie respectivamente. b es un constante característica de cada litología y que usualmente se expresa en términos de $1/\text{Km}$. Para una profundidad de $1/b$ Km, la porosidad disminuye $1/e$ de su valor en superficie (ϕ_0).

Algunos valores medidos en el mar del norte, son $b=0,51$ y $\phi_0=0,63$ % para una lutita, y $b=0,49$ y $\phi_0=0,27$ % para una arenisca (Allen y Allen, 1990)

- ii) Falvey y Middleton (1981) determinaron curvas teóricas de compactación mecánica para rocas sometidas simultáneamente a presiones hidráulicas de los fluidos contenidos en los poros, y a la presión de enterramiento. La forma general de la ecuación de compactación propuesta por estos autores es: $1/\phi(z) = 1/\phi_0 + k^*z$, donde ϕ y ϕ_0 son la porosidad a la profundidad z , y la porosidad inicial respectivamente, k es un constante característica de cada litología.

Al comparar las curvas de porosidad teórica calculadas mediante los métodos de los autores Middleton y Falvey (1981), y Sclater y Christie (1980) (Figura 3.2), se observa que las diferencias entre usar uno y otro método son despreciables para profundidades mayores de 6 km., para rocas con porosidad inicial 49%, $b=0,27$ 1/Km. y $k=2.18$ 1/Km.

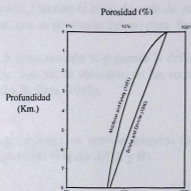
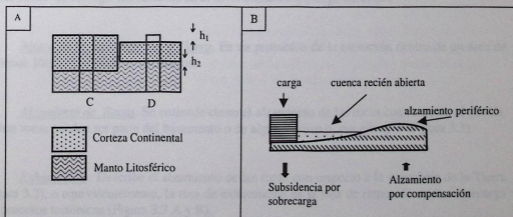


Figura 3.1. Comparación entre las aproximaciones de Middleton y Falvey (1981) y Sclater y Christie (1980) para la pérdida de porosidad de la roca por compactación, para una roca con porosidad inicial de 49%, $c=0,27$ y $k=2.18$ 1/Km. (figura modificada de Allen y Allen 1990).

En general, los mecanismos de subsidencia por sobrecarga sedimentaria y por sobrecarga de agua, se encuentran presentes en mayor o menor grado dentro de una misma cuenca (en muchos casos estos son complementarios) como causantes de variación de la tasa de subsidencia, dependiendo de las circunstancias. Un ejemplo de este efecto es que la carga sedimentaria puede reforzar la subsidencia tectónica (Deming, 1994).



Leyenda en la página siguiente...

Figura 3.2. Ejemplos de la aplicación del principio de isostasia. A.- Si el sistema está en equilibrio el peso de la columna C equivale al de la columna D, por lo tanto, la menor elevación del techo de la columna D debe ser compensada por el adelgazamiento de la base de la corteza, donde P_c y P_m corresponden a la densidad de la corteza y del manto respectivamente (se desprecia el peso de la columna de aire sobre la cuenca).

B.- Ejemplo de la formación de cuencas de Antepaís. La carga depositada en la superficie produce una depresión en torno a ella (figura modificada de Fowler, 1990).

3.2.2 Tasas de exhumación versus tasas de alzamiento de la superficie

La acumulación de rocas sedimentarias dentro de una cuenca activa, y su posterior remoción definen el ciclo de vida de una cuenca. La vida de una cuenca comienza desde el evento de apertura de la cuenca, e incluye su colmatación, posible alzamiento y eventual destrucción. Durante el ciclo de vida de esta naturaleza se pueden producir diversas situaciones y procesos, que es necesario definir para facilitar su descripción.

A continuación se presenta la definición de algunos términos importantes en relación con este tema, los que se utilizarán en los sucesivos. Estas definiciones se basan en las propuestas por England y Molnar (1990).

Alzamiento. (en sentido amplio) Corresponde al desplazamiento en dirección opuesta al vector gravedad (Figura 3.3 A y B).

Alzamiento de la superficie. Se define como el alzamiento de la "superficie de la tierra" con respecto al geoide. Entendiéndose por "superficie de la tierra" un área de al menos 1000 – 10.000 Km. cuadrados (Figura 3.3 A).

No se comete un gran error si en lugar de geoide se utiliza nivel medio del mar, teniendo la precaución de corregir los cambios en el nivel eustático de larga duración.

Altura de la superficie de la Tierra. Es un promedio de la elevación dentro de un área de al menos 1000 – 10.000 Km. cuadrados.

Alzamiento de Rocas. Se entiende como el alzamiento de las rocas con respecto al geoide. Dichas rocas pueden ser parte del basamento o de algún intrusivo, por ejemplo (Figura 3.3).

Exhumación. Describe el alzamiento de las rocas con respecto a la superficie de la Tierra (Figura 3.2), o equivalentemente, la tasa de exhumación es la tasa de remoción de la sobrecarga por procesos tectónicos (Figura 3.3 A y B).

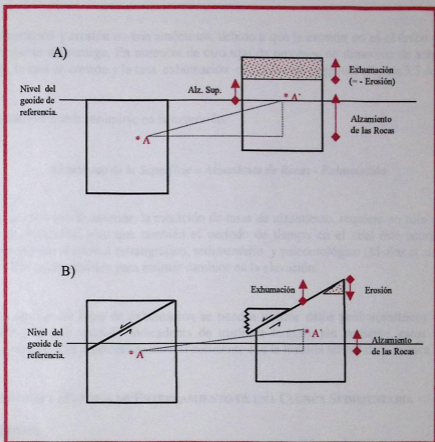


Figura 3.3. Esquema explicativo de los conceptos de Exhumación, Alzamiento de la Superficie y Erosión. a) El punto A, ubicado dentro del bloque, es alzado hasta A', y luego sufre exhumación por erosión. b) La exhumación sufrida por el punto A', en este caso, es debido a la activación tectónica de una falla, o sea, tiene una causa tectónica.

Erosión. En sentido estricto, corresponde al “*arranque de todo o parte del suelo por el agua o por el viento*” (Derruau, 1966). La ablación de las partículas del suelo puede ser consecuencia del efecto del agua (en las pendientes) o del viento (en superficies extensas).

Exhumación y erosión no son sinónimos, debido a que la erosión no es el único proceso capaz de remover sobrecarga. En ausencia de otro tipo de procesos de remoción de sobrecarga (unroofing), la tasa de erosión y la tasa de exhumación coinciden en magnitud (Figura 3.3 A).

Lo anterior puede resumirse en la expresión:

$$\text{Alzamiento de la Superficie} = \text{Alzamiento de Rocas} - \text{Exhumación}$$

De acuerdo con lo anterior, la medición de tasas de alzamiento, requiere no sólo conocer el cambio de elevación, sino que también el período de tiempo en el cual éste ocurre. Para estimarla resulta útil el control estratigráfico, sedimentario y paleontológico (Muñoz et al., 1994) como un índice paleoclimático para estimar cambios en la elevación.

Para determinar tasas de exhumación se pueden utilizar datos geobarométricos y datos geotermométricos (por ejemplo indicadores de madurez termal), sin embargo, estos últimos deben ser ajustados a un gradiente geotermal coherente con la historia termal de la cuenca.

3.3 GEOHISTORIA E HISTORIA DE ENTERRAMIENTO DE UNA CUENCA SEDIMENTARIA

3.3.1 Geohistoria

La *Geohistoria* (o *Historia Geológica*) de una cuenca sedimentaria es la integración de todos los antecedentes relevantes en el ciclo de vida de la cuenca. La construcción de la geohistoria de una cuenca presupone el conocimiento, desde el inicio de la depositación de las primeras unidades litoestratigráficas, de los siguientes aspectos:

- Evolución de las Facies Sedimentarias.
- Tasas de subsidencia en cada uno de los períodos.
- Tasas de erosión y espesores erosionados en cada período.
- Tasas de sedimentación para cada unidad litoestratigráfica definida.
- Cotas de la depositación / erosión con respecto al nivel eustático para cada edad.
- Cotas del nivel eustático con respecto a un geode de referencia para cada período.

La geohistoria se presenta usualmente en modelos gráficos de Elevación (c/r al geode) v/s. Tiempo (Figuras 3.4 A). Las líneas sólidas de los gráficos de geohistoria siguen las trayectorias de Elevación – Tiempo, estas últimas están definidas por procesos de alzamiento/subsidencia. Una curva de Elevación – Tiempo nace durante eventos de depositación y termina en eventos de alzamiento y erosión (Figura 3.4 A). Adicionalmente a la información propia de la geohistoria, estos gráficos se pueden enriquecer con variables complementarias. Estas pueden ser la evolución del gradiente geotérmico, o esquemas señalando los eventos geológicos que ayuden a comprender la evolución de la cuenca (Figura 3.4 A).

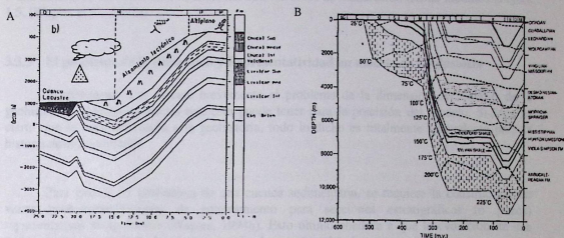


Figura 3.4. Ejemplos de geohistoria e historia de enterramiento tomados de la literatura. A) Geohistoria de la Formación Chucal, Altiplano Chileno (extraído y simplificado de Muñoz et al., 1994); B) Historia de Enterramiento de la Cuenca de Anadarko, Oklahoma (simplificado de Carter et al., 1998).

3.3.2 Historia de Enterramiento

La *Historia de enterramiento* de una cuenca sedimentaria da cuenta de la variación de profundidad de las unidades litoestratigráficas con respecto de la superficie de deposición/erosión. Si se conocen las profundidades para varios instantes de la historia de la cuenca, es posible construir directamente la historia de enterramiento. Una forma indirecta de determinar la profundidad a la que se encontraban los estratos de una cuenca es mediante a datos de madurez termal, asumiendo un cierto flujo calórico o gradiente geotérmico.

Usualmente se ha representado a la historia de enterramiento en gráficos de profundidad versus tiempo (Figura 3.4 B). Las líneas sólidas representan trayectorias de profundidad – tiempo y son conocidas con el nombre de *curvas de enterramiento*. Estas son definidas por procesos de subsidencia/exhumación de modo que una curva de enterramiento nace (o parte) desde un evento de depositación y termina durante un evento de exhumación o erosión.

La diferencia entre la geohistoria con la *Geohistoria* radica en que la primera no considera la elevación de la superficie de depositación / erosión con respecto al geode de referencia (Waples, 1994a). En la geohistoria, en cambio, toda profundidad y elevación se encuentran referidas consistentemente al geode, y por lo tanto es posible representar el alzamiento de los estratos.

Para efectos del presente trabajo se entiende la modelación realizada como una *historia de enterramiento posible* (análogo para la *geohistoria posible*) en el caso en el caso que un modelo o una familia de modelos sean consistentes con los datos de maduración termal medidos (Figura 1.5. (Waples et al., 1992a).

3.3.3 El problema de la Dimensión y Representatividad un modelo de Geohistoria

A continuación se discute brevemente el problema de la dimensión del estudio de la geohistoria y las consecuencias que esto puede tener para la precisión del modelo. Si bien es cierto que se hace referencia a la geohistoria, todo lo dicho es totalmente equivalente para la historia de enterramiento.

Para generar la geohistoria de una cuenca sedimentaria, se requiere la construcción de varias geohistorias/historias de enterramiento para secciones estratigráficas (o pozos) representativas de la cuenca (Waples, 1994b). Esto último obedece a que la evolución de una cuenca no es exactamente la misma en todos los puntos, debido a que existen zonas que en un determinado período se encuentran sujetas a tasas de sedimentación diferentes a otros puntos dentro de la cuenca. La correlación e integración de varias secciones estratigráficas (o pozos) permite obtener una representación relativamente confiable de la geohistoria de una cuenca, sin embargo, el alto costo que representa una aproximación más fidedigna hacen, generalmente, inviábiles los estudios con este nivel de detalle.

Por otro lado, siempre existe una cantidad mínima de pozos que permiten definir satisfactoriamente un problema en particular. A partir de un cierto grado de precisión, el estudio de más secciones estratigráficas (pozos) no mejorarían sustancialmente el modelo. La alternativa es realizar la geohistoria/historia de enterramiento de un numero razonable, desde el punto de vista económico, de secciones (pozos) y extrapolarlas cuidadosamente hacia otros sectores de la cuenca mediante reconstrucciones paleogeográficas.

El problema de la cantidad de información no sólo afecta en el sentido del costo que involucrado para obtener la información, sino ésta además debe ser procesada y compilada. Si se realiza el análisis a partir de una sola sección estratigráfica (o pozo) se habla de un análisis 1D. Si, en cambio, se trabaja conjuntamente con dos o más secciones estratigráficas (o pozos) se habla de un análisis 2D.

Debido a que, en general, hay que asumir una gran cantidad de supuestos para la construcción de la geohistoria, el resultado obtenido es una familia de geohistorias. Algunas de ellas pueden resultar incompatibles con la realidad o con restricciones de la geología de la región. El resto de las modelaciones, aquellas que no contradicen la geología, constituyen un grupo que puede ser clasificado como el de geohistorias posibles.

3.4 MADURACIÓN TERMAL DE LA MATERIA ORGÁNICA

Uno de los métodos más utilizados para el modelamiento de la geohistoria / historia de enterramiento de una cuenca es a través de a través del uso de modelos de maduración termal a partir de datos geotermiales deducidos del estado la materia orgánica en las rocas. A continuación se revisan algunas de las principales características de este tipo de geotermómetros.

3.4.1 Estado de la Materia Orgánica en las Rocas Sedimentarias

Las rocas clásticas, como arcillolitas y limolitas comúnmente contienen minerales y materia orgánica en forma de inclusiones macro y microscópica (fitoclastos u organoclastos en Teichmüller, 1987). Además en los espacios porales se puede encontrar agua, bitumen, petróleo crudo y / o gas, siendo estos dos últimos, productos de la degradación de la materia orgánica (Peters y Cassa, 1994).

Kerógeno es la fracción particulada de la materia orgánica que no puede ser extraída por solventes orgánicos (como HF y HCl) a partir de una muestra de roca pulverizada. Esta definición es simplemente funcional, debido a que la cantidad de kerógeno insoluble depende de la composición y tipo del solvente utilizado (Peters y Cassa, 1994).

Bitumen es la fracción de materia orgánica que es soluble en solventes orgánicos (como HF y HCl). Una pequeña parte se forman a partir de lípidos de restos de organismos, pero la mayoría se genera por cracking (disociación termal) del kerógeno (Peters y Cassa, 1994).

Macerales (Figura 3.6) son los restos de materia de origen animal y vegetal que pueden ser reconocidos por su composición química, morfología y reflectancia, mediante el uso de microscopio petrográfico (Stach et al., 1982). Este término fue utilizado originalmente para los componentes del carbón pero posteriormente ha sido extendido para los componentes de materia orgánica diseminados en las rocas sedimentarias (Teichmüller, 1985).

Para estudiar petrográficamente los macerales, se muele la roca y se monta en un cilindro de epoxy. Los macerales pueden o no haber sido atacados con ácido (Quiroga Castaños y Gainza, 1990). El cilindro de epoxy debe ser pulido y luego estudiado en microscopio petrográfico de luz reflejada.

Los *Palinomorfos* son un tipo de microfósiles de pared orgánica resistente, como esporas, polen, dinoflagelados y quitinozoos (chitinizoos, en Peters y Cassa, 1994). La importancia de los *Palinomorfos* radica en su uso como índice de maduración termal (Índice de Alteración Termal o TAI, ver Índices de Maduración Termal).

En general los kerógenos son varios tipos de macerales y productos degradados a partir de materia orgánica (Peters y Cassa, 1994).

3.4.2 Maduración de la Materia Orgánica

Durante los procesos diagenéticos (eo, meso y telo diagénesis) los componentes de la roca sufren cambios de tipo físico, químico y biológico. En particular la materia orgánica resulta ser un buen índice de las condiciones termales que han afectado a la roca, debido a que su alteración se debe principalmente a la temperatura y casi independiente de las condiciones de presión (Teichmüller, 1985).

Madurez Termal se refiere a todas las reacciones controladas por el tiempo y la temperatura, capaces de alterar a la materia orgánica (Figura 3.5). Se dice que la roca está o estuvo *termalmente inmadura*, cuando ha sido sufrido una diagenesis sin un efecto pronunciado en la temperatura (<0.6% Ro) (Peters y Cassa, 1994). Se dice que una roca esta o estuvo *termalmente madura*, cuando ha sufrido una diagénesis con temperaturas variables entre 60° - 150° C (Ro=0.6 - 1.35%) (ver Figura 3.5). Una roca *termalmente post - madura*, es a aquella ha sido calentada a 150° - 200° C sin haber alcanzado a llegar a facies de esquistos verdes.

Etapa de Madurez Termal	Índices de Maduración		
	Ro (%)	Tmax (°C)	TAI
Inmadura	0.2 - 0.6	< 435	1.5 - 2.6
Madurez Temprana	0.6 - 0.65	435 - 445	2.6 - 2.7
Madurez Limite (Peak)	0.65 - 0.9	445 - 450	2.7 - 2.9
Madurez Tardía	0.9 - 1.35	450 - 470	2.9 - 3.3
Post - Madura	>1.35	> 470	> 3.3

Figura 3.5. Parámetros Geoquímicos para describir el grado de maduración termal. Ro = Reflectancia de Vitrinita, Tmax = Pirólisis, TAI = Índice de alteración Termal (Tabla Adaptada de Peters y Cassa, 1994).

La forma en que la materia orgánica va madurando, a medida que aumenta la temperatura, depende de la composición que esta tenga. Por esta razón se la ha clasificado en cuatro tipos de kerógeno (I, II, III y IV, Tissot et al., 1974; Demaison et al., 1983), en función a la abundancia relativa de H, O con respecto al carbono (razones H/C y O/C).

Los diagramas modificados de *Van Krevelen* (Figura 3.7) muestran *Caminos de Maduración Termal* (inicialmente concebidos para estudiar maduración termal del carbón), para los cuatro tipos kerogeno dispersos en rocas sedimentarias (Figura 3.6). Los macerales se han clasificado en tres grupos de acuerdo al tipo de kerógeno al que pertenecen; Grupo de la Intertinita (Exinita), Grupo de la Vitrinita, Grupo de la Intertinita.

La figura 3.6 contiene los tres grupos de macerales, algunos de sus componentes más típicos y el camino de maduración seguido durante la maduración. Este último depende del tipo de kerógeno.

Grupo de Maceral	Tipos de Maceral	Camino de Maduración de Kerógeno
Liptinita (Exinita)	Alginitas (Botryococcus y Tasmanitas) , Esporinitas, Cutinitas y Resinitas	I, II
Vitrinita	Colinita (Desmocolinita, Telocolinita), Telinita	III
Intertinita	Semi-fusinita y Fusinita	IV

Figura 3.6. Ejemplo de los 3 grupos de macerales, sus componentes más típicos y su camino de maduración.

Las vitrinitas se originan a partir de plantas terrestres, es decir son fragmentos humificados / gelificados de maderas. Resulta importante resaltar que la Telocolinita es el tipo de vitrinita recomendado para hacer mediciones de reflectancia.

3.4.3 Indices de Maduración Termal

Actualmente existen numerosos indicadores termales, y continuamente se siguen desarrollando aún mas (Curiale et al., 1989). Se utilizan para conocer las condiciones de temperatura que ha sufrido la roca durante la diagénesis. El más utilizado en modelos termales, es la reflectancia de Vitrinita (Ro), sin embargo no es el único y resulta útil recurrir a otros complementarios. Algunos de los indices termales alternativos a la reflectancia de vitrinita son; Trazas de Fisión (AFTA, en Arne y Zentilli, 1994), Pyrolysis (Tmax, en Peters, 1986) y homogenización de inclusiones fluidas (Barker y Goldstein, 1990; Leishner et al., 1993; Walderhaug y Fjeldskaar, 1993).

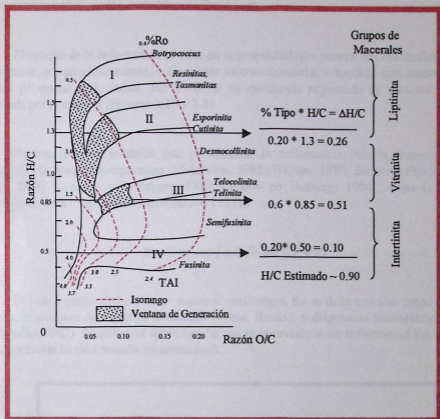


Figura 3.7. Ejemplo de uso combinado de petrografía orgánica, análisis químicos elementales, pirólisis Rock-Eval y TOC para relacionar la calidad y madurez del kerógeno de muestras de roca. (Figura adaptada de Peters y Cassa, 1994)

i) Reflectancia de Vitrinita (R_o)

Consiste en la medición de la cantidad de luz reflejada (reflectancia) del maceral de tipo vitrinita montado en un cilindro de epoxy pulido (Ver Estado de la Materia Orgánica en las rocas Sedimentarias y Maduración de la Materia Orgánica).

El estudio de la reflectancia se basa en la propiedad que poseen los macerales de volverse más opacos, o equivalentemente, a disminuir su transmitancia, a medida que aumenta el rango (grado) de maduración termal. Por lo tanto va quedando registrada la máxima temperatura alcanzada por el maceral (Figuras 3.10 y 3.8).

Existen diversos modelos que relacionan la reflectancia con la temperatura y con indicadores de tiempo - temperatura (Middleton, 1982, Waples, 1980, Barker y Pawlewicz, 1986; Wood, 1988; Sweeney y Burnham, 1990, citados en Deming, 1994). Pero la relación es básicamente de la forma exponencial (Dow, 1977):

$$R_o (\%) = \exp (a * T_{max}(^{\circ}C) + b)$$

Debido a que la vitrinita es un material anisótropo, R_o se debe calcular estadísticamente a partir de mediciones de muestras orientadas (R_{min} , R_{max}), o dispuestas aleatoriamente (R_{mean} , Teichmüller, 1987). Se utiliza el subíndice "o" en la abreviación de reflectancia R_o , para señalar que la medición ha sido tomada en aceite (oil).

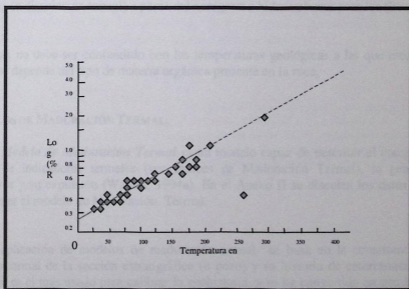


Figura 3.8. Gráfico de datos de Temperatura de enterramiento v/s Reflectancia de Vitrinita para rocas de edades mesozoicas a paleozoicas. La línea sólida fue obtenida a partir de nueve cuencas sedimentarias. La línea segmentada es una extrapolación para cinco cuencas. (Figura simplificada de Kisch, 1987).

Las partículas, utilizadas para realizar las mediciones, deben ser seleccionadas por un especialista, de modo de eliminar poblaciones de macerales irrelevantes para el estudio. Frecuentemente se utilizan histogramas que muestran la reflectancia para poblaciones de 50 a 100 partículas de vitrinita, dentro de la muestra. Estimaciones sobre la base de menos partículas pueden resultar poco confiables (Peters y Cassa, 1994).

Para estimar la confiabilidad de la medición de reflectancia vitrinita, esta debe ser contrastada con otros parámetros de madurez (Peters y Cassa, 1994), como TAI y Tmax.

ii) *Índice de Alteración Termal*

El Índice de Alteración Termal (TAI) es una escala numérica basada en los cambios de color de esporas y polen (palinomorfos), que han sido inducidos termalmente (Peters y Cassa, 1994). El analista compara el color observado por microscopio con un standard (Staplin, 1969; Jones y Edison, 1978) que tiene un número asignado dentro de la escala de TAI.

La medición del TAI es subjetiva, y por lo tanto imprecisa, sin embargo es capaz de describir muy bien los cambios ocurridos en la materia orgánica dentro de la ventana del petróleo (Peters y Cassa, 1994).

iii) *Tmax*

Estima la madurez termal de acuerdo a la temperatura (°C en el horno) de la pirólisis Rock - Eval, para el máximo de generación de hidrocarburos (mg. de HC / g. de roca), producidos por cracking (o disociación termal) a partir del kerógeno e hidrocarburos pesados (Peters y Cassa, 1994).

Tmax no debe ser confundido con las temperaturas geológicas a las que estuvo la roca, debido a que depende del tipo de materia orgánica presente en la roca.

3.5 MODELOS DE MADURACIÓN TERMAL

Un *Modelo de Maduración Termal* es un modelo capaz de describir el comportamiento individual de indicadores termales (ver Índices de Maduración Termal), la generación de hidrocarburos y su expulsión (Waples, 1994a). En el Anexo II se discuten los datos de entrada que debe tener el modelo de Maduración Termal.

La aplicación de modelos de maduración termal se basa en la consistencia entre la maduración termal de la sección estratigráfica (o pozo) y su historia de enterramiento posible. Este método es el más usado para calibrar la geohistoria, y se ha convertido en una herramienta standard ampliamente reconocida en la geología del petróleo para:

- i) Corroborar un modelo de Geohistoria, y
- ii) Conocer la historia de generación de hidrocarburos.

El proceso de modelamiento termal debe considerar: una historia termal y un método de cálculo de flujo de calor y temperatura de las rocas de la columna para cada período de tiempo.

3.5.1 Historia Termal

La *Historia Termal* describe la temperatura alcanzada por todos los niveles de la sección estratigráfica a partir de la depositación de las unidades litoestratigráficas más antiguas en estudio, hasta el Presente.

Debido a que la temperatura deducida en una roca, a partir los indicadores termales, representa la máxima temperatura alcanzada por esa roca (ver Anexo I), distintos autores (ver Deming, 1994; Waples, 1994a) han coincidido en simplificar el problema. Lo anterior se traduce en que, a partir de datos de temperatura y flujo de calor actuales, se reconstruye la historia termal hacia el pasado con la restricción de que la máxima temperatura alcanzada (que en general corresponde al momento de máximo enterramiento) debe ser la misma que aquella registrada en el perfil de paleotemperaturas obtenidas con los indicadores termales.

El problema de definir la historia termal puede ser complejo si se trabaja sobre la base de paleotemperaturas, pues estas últimas dependen de la litología y del flujo calórico dominantes durante el enterramiento (ver Optimización del Modelo). La Figura 3.9 muestra la influencia de la litología en el perfil de temperaturas. Por esta razón, hay autores (Waples, 1994a) que se inclinan más a trabajar con flujos calóricos que con temperaturas, argumentando que variaciones en flujos termales pueden reflejar cambios tectónicos importantes.

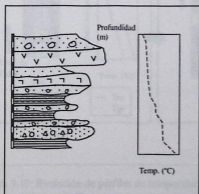


Figura 3.9. Variación del perfil geotermal por efecto de la litología. Los sedimentos finos poseen una conductividad termal menor que las areniscas, conglomerados y lavas. Esto se ve reflejado en una menor pendiente de la recta de gradiente.

A modo de ejemplo se muestra el caso de una sección estratigráfica enterrada y durante un proceso de subsidencia activa (Figura 3.10.). Para simplificar el problema se asume que durante la depositación, la columna entera posee la misma conductividad termal, por lo tanto el

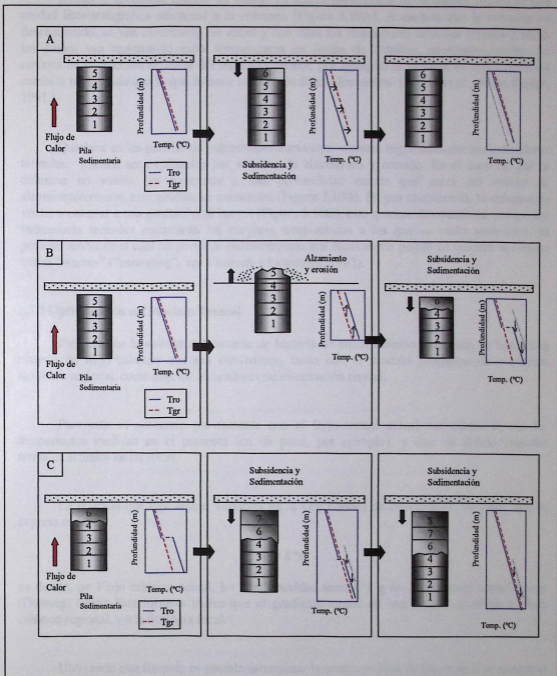


Figura 3.10: Evolución de perfiles de temperatura equivalente de geotermómetros ideales comparado al gradiente geotermal imperante. T_{ro} representa la temperatura equivalente registrada por los indicadores termal; T_{gr} es la temperatura del gradiente geotermal actual. A: Perfil de maduración termal generado por la sedimentación continua. B: Quiebre en el perfil geotermal por alzamiento y erosión. C. Reseteo de un quiebre. Por simplicidad para todos los casos se asumió una misma conductividad termal para la columna entera.

gradiente geotermal resulta ser lineal. La activa subsidencia de la cuenca incorpora una unidad litoestratigráfica adicional a la columna (Figura 3.10A). A medida que la columna va descendiendo, se van calentando las rocas y con ellas los indicadores termales (Figura 3.10A), los cuales van registrando estas temperaturas en forma de cambios microestructurales. La cinética de la reacción depende del indicador termal, por ejemplo, la vitrinita va registrando los cambios más rápido que lo que lo hace la reacción Illita - Esmeclita (Clauer et al., 1999; Barker, 1991.).

Quiebres en los perfiles de paleotemperaturas equivalentes, registradas por los indicadores termales, pueden ser explicados por eventos de alzamiento y erosión. En el caso en que la columna no vuelva ser enterrada a una profundidad mayor que antes del evento de alzamiento/erosión, este quiebre se mantendrá (Figura 3.10B). Si, por el contrario, la columna es vuelta a enterrar a una profundidad mayor (Figura 3.10C), este quiebre desaparecerá, porque los indicadores termales registrarán las mayores temperaturas a las que se verán sometidos. El proceso mediante el cual un perfil de paleotemperaturas equivalente pierde un quiebre se conoce como "reseteo" ("annealing", ver Unomah y Ekweozor, 1993).

3.5.2 Optimización del Modelo Termal

Para estimar la validez del modelo de historia de enterramiento propuesta, se busca una historia de flujo calórico que sea consistente, tanto con el modelo geológico de evolución tectónica regional, como con los indicadores de maduración termal.

Para esto es necesario previamente que el flujo termal actual sea coherente con las temperaturas medidas en el presente (en un pozo, por ejemplo), y con las conductividades termales actuales de las rocas.

La relación que liga ambas variables es la Ley Fourier de conducción del calor, que se expresa como:

$$q = k * g$$

en donde, q= Flujo calórico actual, k= conductividad termal, y g es el gradiente termal actual (Deming, 1994). Esta fórmula indica que el gradiente termal en una región es refleja el flujo calórico regional, y a la litología local.

Utilizando esta fórmula es posible determinar la conductividad de las rocas si se conoce el flujo en un pozo, o bien, determinar el flujo si se estima la conductividad de la roca.

Posteriormente se aplica esta misma relación para buscar un posible flujo calórico existente en el período de máximo calentamiento (Figura 3.9). El flujo calórico antiguo obtenido

debe también cumplir con la Ley de Fourier para el paleogradiente deducido a partir de los indicadores de maduración termal.

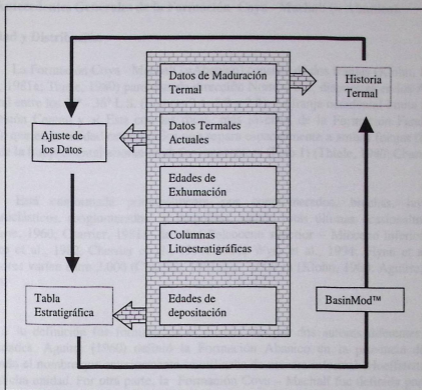


Figura 3.11. Dinámica del modelamiento de la historia de enterramiento a través de modelos de maduración termal. A partir de la tabla estratigráfica, y asumiendo una historia termal, es posible generar un perfil de madurez teórica con ayuda del BasinMod. Si este perfil de madurez resulta ser compatible con el perfil medido, y si además no contradice la evidencia geológica regional, entonces se ha llegado a una historia de enterramiento / geohistoria posible. De lo contrario es necesario ajustar los datos de la tabla estratigráfica y de la historia termal.

Existen variados métodos para realizar el ajuste de la historia de enterramiento y la historia termal de modo que sean compatibles con el perfil de madurez medido. Estos métodos pasan por el ajuste mediante optimización "hacia delante" ("forward model") o mediante "modelos de inversión" ("Inversión model", en Waples, 1992a). La diferencia entre ambos métodos es que el primero va ajustando, por ensayo y error, el valor del flujo calórico, mientras que el segundo es un método de aproximaciones sucesivas del tipo Método de Newton para hallar raíces de una función continua. La Figura 3.11 muestra como sería el diagrama de flujo para un modelamiento por ensayo y error.

4. GEOLOGÍA DE LAS ZONAS DE ESTUDIO

4.1. Antecedentes Generales de la Formación Coya - Machalí (= Abanico).

a) Edad y Distribución

La Formación Coya - Machalí (=Abanico) consiste de dos franjas (Klohn, 1960; Charrier, 1973, 1981a; Thiele, 1980) paralelas de dirección Norte - Sur, dispuestas en los Andes de Chile Central entre los 34° - 36° L.S. (Figuras 2.1, 2.2 y 2.3). La franja occidental limita al Oeste con la Depresión Central y al Este con las rocas, más jóvenes, de la Formación Farellones (Thiele, 1980), que es la unidad estratigráfica que separa espacialmente a ambas franjas (Figura 2.2). Al Este de la franja oriental afloran unidades mesozoicas (Foto 1) (Thiele, 1980; Charrier, 1981a).

Está conformada principalmente por conglomerados, brechas, lavas, depósitos volcániclasticos, conglomerados y fangolitas, siendo estas últimas ocasionalmente calcáreas (Aguirre, 1960; Charrier, 1981a) de edad Paleoceno superior - Mioceno inferior (Figura 1.4) (Drake et al., 1982, Charrier et al., 1994, 1996; Wyss et al., 1994; Flynn et al., 1995). Los espesores varían entre 2.000 (Charrier, 1981a) a 3.000 m (Klohn, 1960; Aguirre, 1960; Thiele, 1980).

Su definición fue formalizada el mismo año por dos autores diferentes para distintas localidades. Aguirre (1960) definió la Formación Abanico en la provincia del Aconcagua, tomando el nombre que anteriormente se utilizaba de manera informal (Hoeffstetter et al., 1957) para dicha unidad. Por otra parte, la Formación Coya - Machalí fue definida por Klohn (1960) en la zona cordillerana al Este de Rancagua, entre los poblados de Coya y Machalí (rectángulo A, en Figuras 1.3 y 2.2). Sobre la base de estudios posteriores se demostró la continuidad en la dirección Norte - Sur de ambas franjas de las unidades Abanico y Coya - Machalí (Drake et al., 1982) (Figura 2.2). Actualmente se las considera como sinónimos estratigráficos y no existe acuerdo acerca de cual nombre mantener, por esta razón el presente trabajo utilizará el término Formación Coya - Machalí (= Abanico) en forma permanente.

Las primeras edades asignadas a esta unidad fueron tentativas, al no disponer de fósiles de valor cronológico (Charrier y Vicente, 1972). Originalmente se les asignó una edad mesozoica (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980), y por ello, se las correlacionaba con otras unidades del Cretácico Superior (Formaciones Viñita y Las Chilcas, en Chile, y Grupo Neuquén en Argentina) (ver Klohn, 1960; Davidson, 1971; Davidson y Vicente, 1973; Thiele, 1980; Charrier, 1973, 1981a). Posteriormente, con ayuda de dataciones radioisotópicas (Drake, 1974, 1976; Drake et al., 1976, 1980; Vergara y Drake, 1978, 1979; Charrier y Munizaga, 1979) se determinó una edad cenozoica para la franja occidental de la Formación Coya - Machalí (= Abanico). Los hallazgos de restos de mamíferos en la franja oriental (Wyss et al., 1994; Flynn et al., 1995; Charrier et al., 1994, 1996, 1997) pusieron en evidencia que toda la formación es cenozoica. En el presente, exceptuando dos dataciones (Vergara y Drake, 1978) que arrojan una edad de 60 Ma aproximadamente, se considera que la edad de la formación es principalmente Eoceno superior a Mioceno medio (38 a 15 Ma).

b) Litologías y Espesor

Los depósitos de la Formación Coya - Machalí (= Abanico) presentan una marcada influencia volcánica. Estos corresponden a lavas de composición andesítica a riolítica, tobas y depósitos volcanoclásticos interestratificadas con secuencias más sedimentarias como fangolitas grises a negras y areniscas parduscas con ocasional estratificación cruzada (Fotos 4, 5 y 7). Un rasgo característico de los depósitos volcanoclásticos asociados a la Formación Abanico, es la abundancia de cristales en ellos, como los descritos por Baeza (1999) y Aguirre (1999).

Los depósitos volcánicos (lavas) y volcanoclásticos, como volcaruditas y volcarenitas, y otros tipos más sedimentarios, como conglomerados y areniscas con estratificación cruzada. Los tres primeros tipos representan la mayor parte de los espesores descritos y se ubican en forma ubicua dentro de columnas levantadas tanto en el valle del Cachapoal (Foto 7) (Arce, en prep.), como en el valle del Maipo (Foto 9) (Aguirre, 1999; Baeza, 1999) en rocas asignadas a la Formación Coya - Machalí y Abanico respectivamente.

De acuerdo a observaciones realizadas en distintas localidades de la Cordillera Principal, entre las latitudes 33° a 35° L.S., los espesores de la Formación Coya - Machalí (= Abanico) son de más de 2.500 m en el Cajón de Las Leñas (Figura 4.13), más de 1.800 m en la Carretera El Cobre. En el Cajón del Maipo se han medido más de 1.400 al sur de San José (Figura 4.17 y Foto 9) (Aguirre, 1999) y más de 2.400 m en el área del Río Yeso (Baeza, 1999). Todos los espesores previamente descritos se han considerado como espesores mínimos locales para la formación debido a que en ninguna de estas zonas aflora la base de la secuencia.

Es frecuente la ocurrencia de restos fósiles en rocas de la Formación Coya - Machalí (= Abanico). Al momento se han hallado diversos tipos de troncos (Pons y Vicente, 1985; Aguirre, com. pers.), hojas (Sellés e Hinojosa, 1997; Baeza, com. pers.) y mamíferos (Flynn et al., 1994; Zapata, 1995; Charrier et al., 1996, 1997; Wyss et al., 1994, 1999; Baeza, 1999).

c) Relaciones de Contacto.

Las relaciones de contacto de la Formación Coya - Machalí (=Abanico), con las unidades estratigráficas infra y suprayacentes, han sido tema de controversia. Este es un tema que tiene importantes implicancias tectónicas y estructurales para la región.

Relaciones de Contacto de la Base. Para algunos autores, este contacto corresponde a una discordancia angular (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Davidson, 1971; Charrier y Vicente, 1972; Davidson y Vicente, 1973; Vicente et al., 1973; Charrier 1973, 1981a; Arcos, 1987) que la separa de las unidades más antiguas. Para otros (González y Vergara, 1962; González, 1963; Thiele, 1980; Godoy, 1988), el contacto es concordante con la Formación Colimapu (de edad Cretácica). Finalmente existe otra vertiente de opinión (Godoy y Palma, 1990; Godoy, 1991) que considera que el contacto es mediante una falla inversa de bajo ángulo y vergencia oriental, conocida como

SE

NW



Foto 1. Vista hacia el Suroeste desde la Quebrada Sin Nombre Situada al Este de la Quebrada del Yeso. Se muestra la traza del contacto entre rocas asignadas a la Formación Coya - Machali y Leñas Espinoza. A la izquierda es posible observar el sinclinal de Leñas Espinoza que compromete a rocas de las Formaciones Baños del Flaco y Leñas- Espinoza. En el extremo izquierdo se aprecian una secuencia potente de conglomerados de color rojizo asignados a la Formación Río Damas. Sobre el sinclinal de Leñas - Espinoza se encuentran rocas de la Formación Coya - Machali (Charrier, 1981a).

NW

NE

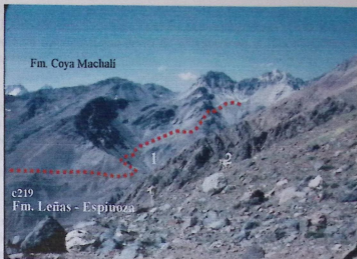


Foto 2. Vista hacia el Norte desde el Cajón de Espinoza, al fondo a la derecha se observa el Cerro Blanco. Las rocas ubicadas sobre la línea roja han sido asignadas a la Fm. Coya - Machali. 1. Areniscas calcáreas sobre conglomerados rojizos interpretados como el paso gradual entre las Formaciones Río Damas (Kimmeridgiano) a Baños del Flaco (Titoniano). Desde el punto 1 hacia la derecha las rocas asignadas a la Fm. Coya - Machali se apoyan discordantemente sobre rocas de la Fm. Leñas Espinoza, y hacia la izquierda de este punto se apoyan sobre rocas asignadas a la Fm. Río Damas. El punto 2 señala afloramientos cercanos de estratos asignados a la Fm. Leñas - Espinoza. (Foto Gentileza de R. Charrier).



Foto 3: Vista hacia el Noroeste del Cajón del Yeso. Ubicación aproximada de los afloramientos donde se levantó la columna LL1 (Arce, en prep.): La línea roja representa la traza aproximada del contacto entre rocas asignadas a las Formaciones Coya - Machali (arriba de la línea) y Leñas - Espinoza (Debajo de la línea). (Foto Gentileza de R. Charrier). Debajo de la línea se señala la ubicación aproximada de la muestra C219.

Falla El Fierro (Figura 2.2). Esta falla ha sido interpretada (Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999) como un *cabalgamiento fuera de secuencia* de la faja plegada y corrida que afecta a las series mesozoicas del antepaís andino.

Estudios recientes (Zapatta, 1995; Charrier et al., 1996) en la zona de Termas del Flaco muestran que el contacto que superpone a los estratos de la Formación Coya Machalí (=Abanico) la Unidad Clástica Pardo Rojiza, de edad cretácica (BRCU en Charrier et al., 1996), y la Formación Baños del Flaco, corresponde a una suave discordancia angular. De acuerdo a Zapatta (1995), la discordancia es cortada en forma oblicua por la Falla El Fierro.

En el valle del río Las Leñas, (Figura 4.8 y Fotos 1, 2 y 3) se observan estratos de la Formación Coya – Machalí (=Abanico) dispuestos sobre rocas de la Formación Leñas - Espinoza. Esta situación ha sido interpretada por Klohn (1960), Charrier (1981a, 1982) y Charrier et al. (1985; 1994), como una discordancia angular.

En la cuenca de Santiago, justo en el portezuelo que separa a los cerros Renca y Colorado, Sellés (1999) propone también un contacto discordante entre la base occidental de la Formación Abanico con estratos asignados (tentativamente) a la Formación Lo Valle.

Relaciones de Contacto del Techo. El contacto entre las Formaciones Coya – Machalí (= Abanico) y Farellones no ha sido menos polémico que el de su base, debido al uso de distintos criterios para distinguir entre ambas unidades (Rivano et al., 1990). Esta incertidumbre se ha traducido en las expresiones coloquiales de “Aballones” o “Farenico” (Rivano et al., 1990).

Algunos autores señalan que se trataría de una concordancia o pseudoconcordancia (Godoy, 1988; Godoy y Lara, 1994), mientras que otros opinan que corresponde a un contacto discordante (Klohn, 1960; Thiele, 1980; Charrier, 1981a; Malbrán, 1986; Arcos, 1987). Más aún, los rangos de edad que cubren ambas unidades se traslapan (Figura 1.4), por lo cual la edad no es un parámetro decisivo para discernir esta problemática.

Los criterios más usados para distinguir entre ambas unidades son el grado de alteración y estilo de deformación (Rivano et al., 1990) (ver Figura 2.3), debido a que la mayoría de las secuencias asignadas a la Formación Farellones presentan un plegamiento suave (Charrier et al., 1985), a diferencia de aquellas atribuidas a la Formación Coya – Machalí (= Abanico) que presentan una deformación en estilo pliegues (a veces muy apretados) de orientación Norte – Sur (Figuras 2.3 4.3, 4.9, y Foto 8) frecuentemente buzantes, con flancos de inclinación variable y que pueden ser suaves a muy inclinados (Charrier, 1981a; Charrier et al., 1985; Zapatta, 1995; Charrier et al., 1996).

Un ejemplo de la importancia que tiene la aplicación de estos criterios ha llevado a la redefinición de la Formación Farellones (Rivano et al., 1990), que discrepa en forma significativa con el mapa geológico de la región, elaborado por Thiele (1980).

d) Estilo de deformación de la Formación Coya - Machalí (=Abanico).

Las capas de la Formación Abanico (= Coya - Machalí) presentan pliegues paralelos, anticlinales - sinclinales alternados, sin desarrollo de clivaje. En la franja occidental, los flancos occidentales de los pliegues anticlinales son verticales o se encuentran volcados hacia el Oeste, que corresponde a su dirección de vergencia (Figura 4.3). En la franja oriental es posible observar pliegues isoclinales de flancos verticales (Foto 8). En estos últimos se ha interpretado una ligera vergencia al Este (Charrier et al., 1985) (ver secciones A y B en la Figura 2.3).

En particular, para rocas pertenecientes a la Formación Coya - Machalí ubicadas en la hoya del Cachapoal se han descrito tres pares de pliegues anticlinal - sinclinal en la franja oriental, y sólo dos para la franja occidental (Figura 2.3).

El mecanismo de deformación ha sido interpretado sobre la base de dos evidencias: i) La litología. La Formación Abanico (=Coya - Machalí) está conformada por capas alternantes de piroclastitas gruesas a finas y lavas intercaladas con capas de fangolitas (Foto 7). Las piroclastitas finas y las fangolitas actúan como niveles incompetentes, mientras que las coladas y de lava y las brechas piroclásticas actúan como niveles competentes (Charrier et al., 1985). ii) La existencia de estrías perpendiculares a los ejes de los pliegues ubicadas en las superficies estratificada. Lo anterior permite deducir un plegamiento por deslizamiento por flexión (Charrier et al., 1985). El acortamiento ha sido estimado en un 30% y 45% para dos perfiles levantados las en franjas occidental y oriental, entre Machalí y el Cajón de Las Leñas, respectivamente (Secciones A y B en la Figura 2.3) (Charrier et al., 1985).

e) Ambiente de Depositacional

Las litofacies reconocidas para rocas asignadas a la Formación Coya - Machalí (= Abanico) contemplan la ocurrencia de grandes volúmenes de tres tipos de material (Baeza, 1999): i) flujos lávicos, ii) sedimentos epiclásticos en ambientes de tipo aluvio - lacustres, y iii) flujos ignimbríticos.

Para entender el tipo de ambiente en que pueden coexistir este tipo de depósitos se ha utilizado el modelo de facies presentado por Haugthon (1993) para la Lower Old Red Sandstone, Escocia (Figura 4.1). Estos modelos consideran la producción de grandes volúmenes de material volcánico fragmentado, el cual es posteriormente retrabajado en períodos de quiescencia volcánica. Para estos modelos la sedimentación ocurre en cuencas de subsidencia rápida adyacentes a arcos volcánicos, o bien en cuencas con actividad volcánica en su interior, como lo

demonstró Baeza (1999). Así, la sedimentación esta supeditada a los períodos de alto aporte material asociados a la actividad volcánica circundante.

Dicho modelo fue utilizado por Aguirre (1999) para interpretar una serie estratificada de edad cercana a los 21,47 Ma (Phillip Gans, com. escrita) de 1400 m de espesor en la zona de la Pata del Diablo - Puntilla de Licán (Figura 4.16, 4.17, 4.18 y Foto 9). Para esa localidad los niveles no - volcánicos presentan una composición dominada por volcarenitas y areniscas gruesas. La sucesión de facies sedimentarias fue interpretada como resultado de tres ciclos depositacionales controlados por la actividad volcánica circundante, y por la migración de la actividad de estos centros (Figura 4.18). Cada ciclo se inicia con una intensa actividad extrusiva asociada a flujos de detritos proximales, luego de ello decrecen rápidamente para dar paso a la deposición de facies distales de flujos laháricos o de detritos (Aguirre, 1999).

Así, en la zona de la Pata del Diablo - Puntilla de Licán, el modelo de Haughton parece ser satisfactorio para explicar la deposición de la secuencia, tanto litológica como geoméricamente (más detalles en Aguirre, 1999). Sin embargo, más al Este, en la confluencia del Río Yeso y el Río Volcán, se han descrito importantes volúmenes de depósitos interpretados como aluvio - lagunares (Baeza, 1999). La abundancia y ubicuidad de este tipo de depósitos dentro de la columna mas bien concuerda con el modelo de Busby e Ingersoll (1995).

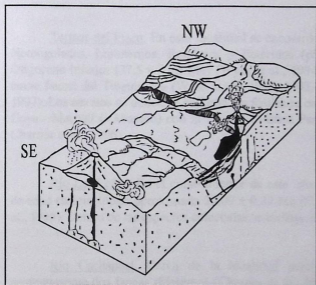


Figura 4.1. Modelo paleogeográfico utilizado por Aguirre (1999) para la zona de la Puntilla de Licán, basado en Haughton (1993).

La importancia de la sedimentación subacuática dentro de la cuenca también se observa en el valle del Cachapoal, al sur del Cajón del Maipo. Por ejemplo, en el Cajón de Las Leñas (Columna LL3) se han descrito tres secuencias de fangolitas y areniscas calcáreas con espesores menores entre 140 a 290 m, intercaladas dentro de potentes secuencias volcánicas (principalmente lavas) de entre 400 a 900 m (Arce en prep.). Dentro de una de estas secuencias finas se han encontrado gastrópodos (Arce, en prep.).



Foto 4. Pliegues sinsedimentarios centimétricos en areniscas y fangolitas calcáreas. Estas estructuras fueron interpretadas como pliegues por deslizamiento.



Foto 5. Afloramientos donde se tomaron las muestras v 4001, v4002, en el cajón de Las Leñas. En la imagen además es posible apreciar las litologías de los sedimentos más finos, fangolitas calcáreas grises interstratificadas con areniscas calcáreas amarillas y areniscas tobáceas.

Unos 30 Km. al Oeste de este último punto, en la secuencia sedimentaria observada en la zona de la Carretera El Cobre, una parte importante de la secuencia (Figura 4.3 y 4.6) parece haber sido depositada también en condiciones subacuáticas (Arce, en prep.).

El carácter aluvial - lagunar de varias de las intercalaciones sedimentarias descritas para la Formación Coya - Machalí (=Abanico), ponen en evidencia que el modelo de Haughton no es válido en general para la esta cuenca o sistema de cuencas. En cambio, el modelo propuesto por Busby e Ingersoll (1995) adoptado por Baeza (1999), en el cual los centros volcánicos se encuentran dentro de la cuenca misma, sobre la cual derrama sus productos sobre ambientes netamente sedimentarios, de tipo fluvial y lacustre, resulta ser más adecuado para explicar la distribución y de las litofacies.

f) Contenido Fósil y Paleoclima

El reciente hallazgo de numerosos depósitos fosilíferos en unidades asignadas a la Formación Coya - Machalí (=Abanico) (Figura 1.4) ha permitido estimar condiciones paleambientales para la(s) cuenca(s) asociada(s) a estos depósitos. A continuación se revisan brevemente algunos de los yacimientos más importantes:

Termas del Flaco. En esta localidad se encontró una variedad de Marsupiales, Edentados, Notungulados, Liptotermos, Roedores y Eutéridos (placentados) de edad Eoceno superior - Oligoceno inferior (37,5 y 31,5 Ma) (Wyss et al., 1994), que en conjunto ha sido denominado como Fauna del Tinguiririca (Wyss et al., 1990, 1992, 1993, 1994; Charrier et al., 1994, 1996, 1997). Los estratos en donde se hallaron los fósiles se encuentran muy cerca del contacto basal de Coya - Machalí (=Abanico) con la Unidad Clástica Pardo Rojiza, de edad cretácica (BRCU, en Charrier et al., 1996).

Río Las Leñas. En el curso inferior de este río se encontraron varios niveles fosilíferos, de edad radioisotópica aproximada $20,09 \pm 0,27$ Ma (Figuras 4.9, 4.10, 4.14, y Foto 8) (Flynn et al., 1995). Dentro de las especies colectadas se incluye un cráneo de Primate¹.

Río Cachapoal. Cerca de la localidad anterior, se hallaron niveles fosilíferos de aparentemente dos faunas diferentes (Charrier et al., 1997). Se reconoció (Charrier et al., 1997) un maxilar similar al de los taxos de la Fauna del Tinguiririca, y el cráneo de polydolópido. Lo anterior hace suponer una edad similar a la de la Fauna del Tinguiririca, sin embargo el resto de los especímenes colectados son claramente más jóvenes, correspondiendo a faunas de edad similar a la de las Leñas (Charrier et al., 1997).

¹ Se trata del cráneo de primate más antiguo y mejor conservado conocido en Sudamérica para el Cenozoico.

Adicionalmente se han realizado otros hallazgos de fósiles de mamíferos en las quebradas de Tapado (Valle del Tinguiririca) y Sapos (Valle del Maipo), junto con los de Lago Planchón y Valle del Río Vergara (Charrier et al., 1997), para los cuales se sugiere una edad más joven que la Fauna de Tinguiririca, "tal vez similar a la de la fauna de Las Leñas" (Charrier et al., 1997).

La Fauna del Tinguiririca representa la comunidad de mamíferos dominada por herbívoros hipselodontos (coronas altas), más antigua conocida en el mundo (Wyss, 1999). La importancia del cambio a formas de coronas altas estaría asociada probablemente a la predominancia de hábitats de llanuras de pastos abiertas o a una aridez estacional (Pascual, 1983; Janis, 1989).

La presencia de un primate en la localidad del Río Las Leñas, ha sido interpretado como una evidencia de ambiente tropical, 20 Ma (Flynn et al., 1995).

Recientemente, Sellés e Hinojosa (1997) han descrito paleofloras descubiertas al noreste de Santiago (La Dehesa), las cuales evidenciarían un clima subtropical lluvioso (Figura 1.4).

g) Antecedentes acerca del Régimen Tectónico asociado a la Cuenca Coya - Machalí (=Abanico).

Vergara y Drake (1979), basados en el importante espesor de esta unidad y en la presencia de depósitos sedimentarios asociados, propusieron por primera vez un desarrollo asociado a un "ambiente de cuencas"; en su opinión, intermontanas. Posteriormente Charrier et al. (1994, 1996) y Godoy y Lara (1994), propusieron el desarrollo de una cuenca extensional, posteriormente invertida, para explicar las características sedimentarias y estilo de deformación (Charrier, 1981a; Charrier et al., 1985). Para postular este modelo Charrier et al. (1994, 1996) se basaron en los siguientes antecedentes:

i) Espesores importantes de la formación de al menos 2.000 m (Charrier, 1981a), o de 3.000 o más metros (Klohn, 1960; Aguirre, 1960; Thiele, 1980), y la existencia de potentes y frecuentes intercalaciones fluviales y lacustres. Algunos de estos paquetes de sedimentos finos alcanzan hasta 500 m de espesor (Charrier, 1981a).

ii) La existencia, al Oeste de Termas del Flaco, de niveles más antiguos que los niveles basales en la localidad de Termas del Flaco. Esto pone en evidencia una variación en la edad de inicio de la depositación, que puede atribuirse al desarrollo progresivo de las fallas que permitieron la apertura de la cuenca (Charrier et al., 1994).

iii) El contacto discordante entre los depósitos fosilíferos cenozoicos y las unidades mesozoicas (Charrier et al., 1994, 1996; Zapatta, 1995), lo cual pone de evidencia el desarrollo de una

subsistencia que habría permitido la acumulación de más de 2000 m de depósitos sobre las unidades mesozoicas deformadas y erodadas.

iv) El rápido aumento del espesor de los depósitos inferiores de la Formación Coya - Machalí (= Abanico) en Termas del Flaco (Zapatta, 1995). Esto sugiere la existencia de una depositación sintectónica asociada a una falla de crecimiento (Charrier et al., 1994).

v) Las vergencias divergentes de las estructuras en ambas franjas de la Formación Coya - Machalí (=Abanico); hacia el Oeste en la franja occidental, y al Este en la franja oriental (Charrier, 1981a; Charrier et al., 1985). Esto podría deberse a la reactivación como fallas inversas de las fallas normales de ambos bordes de la cuenca extensional. Esta inversión se habría producido en el Oligoceno Superior - Mioceno Inferior (Kay y Kurz, 1995).

vi) Un importante aumento del espesor de la formación al Este de la Depresión Central detectado con un perfil gravimétrico levantado a lo largo del valle del río Teno (Spichiger, 1993).

Adicionalmente a estos antecedentes presentados, y considerando el gran volumen de depósitos volcánicos (lavas) y volcanoclásticos (flujos de detritos, flujos piroclásticos) preservado en los depósitos de la Formación Coya - Machalí, se ha postulado que la subsistencia de dicha cuenca debió haber sido rápida (Aguirre, 1999; Baeza, 1999; Arce, en prep.).

Por otro lado, recientes estudios sobre la geoquímica de las rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Coya - Machalí (=Abanico) han aportado novedosos antecedentes que parecen validar la hipótesis extensional. Una de las importantes conclusiones de estos estudios deriva de las razones Sr^{87}/Sr^{86} de las rocas volcánicas pertenecientes al Formación Coya - Machalí (=Abanico) (Kay y Kurz, 1995). Estas reflejan que la corteza continental que debieron atravesar los magmas que dieron origen a dichos depósitos, era una corteza adelgazada (Kay y Kurz, 1995). Esta condición ha sido comparada con la situación de la SVZ, más al sur, y al arco de las aleutianas (Kay y Kurz, 1995).

El otro antecedente geoquímico se relaciona con la existencia de firmas características de las adakititas hallada en rocas volcánicas asignadas a la Formación Abanico (Sellés, 1999).

La génesis de adakititas ha sido interpretada como asociada a magmas producidos por la fusión parcial de la placa oceánica subductada bajo la corteza continental (Morris, 1998). En la mayoría de los arcos volcánicos asociados a subducción, la placa oceánica subductada es demasiado fría como para fundirse por debajo del arco volcánico (Morris, 1998). Por ello, la fusión de la placa oceánica reflejaría la subducción de corteza oceánica joven y caliente (Sigmarsson et al., 1998), y de paso permitiría justificar el origen de los enormes volúmenes de magma responsables del material volcánico fragmentado que se encuentran en los depósitos asociados a la Formación Coya - Machalí (=Abanico).

4.2. GEOLOGÍA DE LA CARRETERA EL COBRE

4.2.1. Estratigrafía

En el área de Carretera El Cobre se reconocieron tres unidades litoestratigráficas (Figuras 4.2 y 4.3), todas ellas de edad cenozoica (Charrier y Munizaga, 1979; Charrier, 1981a; Kay y Kurz, 1995). La mayor parte de la superficie corresponde a rocas asignadas a la franja occidental de la Formación Coya - Machalí (= Abanico). Los extremos occidental y oriental del área de estudio se encuentran parcialmente cubiertos por lavas y areniscas tobáceas asignadas a la Formación Colón - Coya, de edad Plioceno (3.8 Ma, edad K/Ar previamente determinada, ver Charrier y Munizaga, 1979), con 60 m de espesor total.

La Formación Coya - Machalí presenta un espesor medido de 1.800 m (basado en Arce, en prep.), el cual es una cota inferior considerando el grado de erosión que presenta la secuencia (Figura 4.3 y Foto 6).

La edad de depositación para esta unidad dentro de la zona de estudio ha sido determinada a través de dataciones radioisotópicas con el método K/Ar en roca total (Charrier y Munizaga, 1979), y más recientemente, con el método Ar/Ar en plagioclasa. Estas últimas edades, fueron determinadas por Phillip Gans, y son publicadas por primera vez en el presente trabajo. Las edades obtenidas arrojaron las siguientes edades; $23,08 \pm 0,69$ Ma (muestra C-787, edad K/Ar), $23,16 \pm 0,83$ Ma (muestra C-766, edad K/Ar), $22,49 \pm 0,005$ (H-11, edad Ar/Ar) y de $23, 17 \pm 0,1$ Ma (C-799, edad Ar/Ar).

4.2.2. Descripción de las columnas

Las tres columnas presentadas a continuación fueron levantadas por Oscar Arce (en prep.) a una escala de 1:100. Los espesores y los tipos litológicos fueron modificados y simplificados a la escala 1:10.000 por el autor de acuerdo a su apreciación personal (Figura 4.3).

Las litologías de las columnas tres columnas aquí descritas corresponden a brechas conglomerádicas, y volcaruditas de matriz compuesta por arena y lapilli fino a medio de color pardo oscuro a grisáceo; lavas masivas de composición andesítica y brechas de aspecto violáceo a blanquecino con bloques, y en menor grado fangolitas arenosas de color gris oscuro.

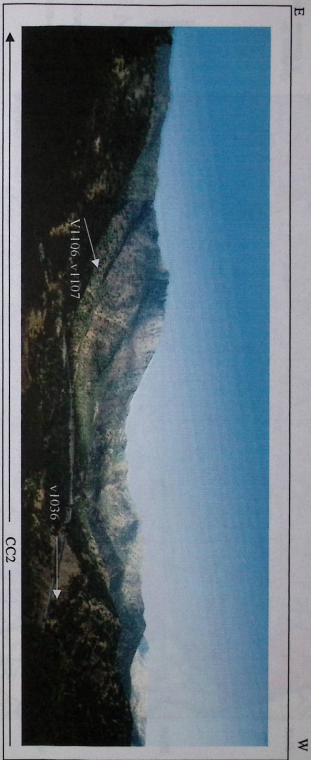
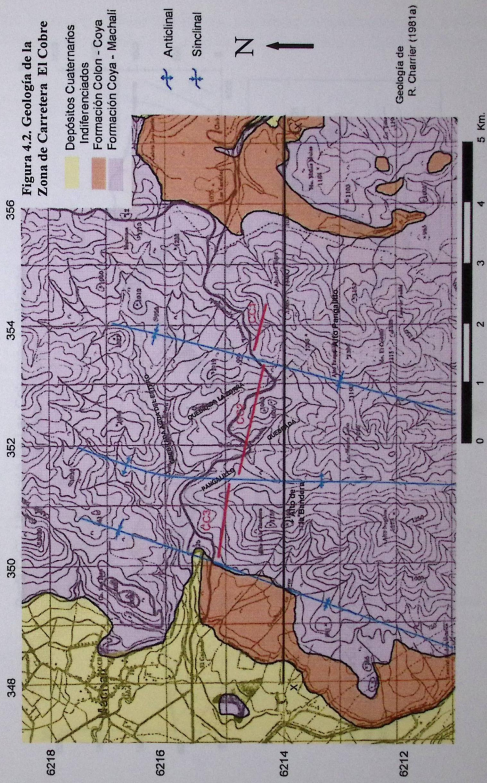


Foto 6. Vista al Sur del Cerro Alto Pangalillo. En la ladera de este cerro es posible apreciar las como se insinúa el sinclinal del Km 18.3 en capas asignadas a la Formación Coya - Machali. La secuencia que se observa en la foto esta representada en la Columna CC2. Justo en la faldita del Alto Pangalillo se tomaron las muestras V1106, V1107.

GEOLOGÍA DE LA ZONA DE LA CARRETERA EL COBRE



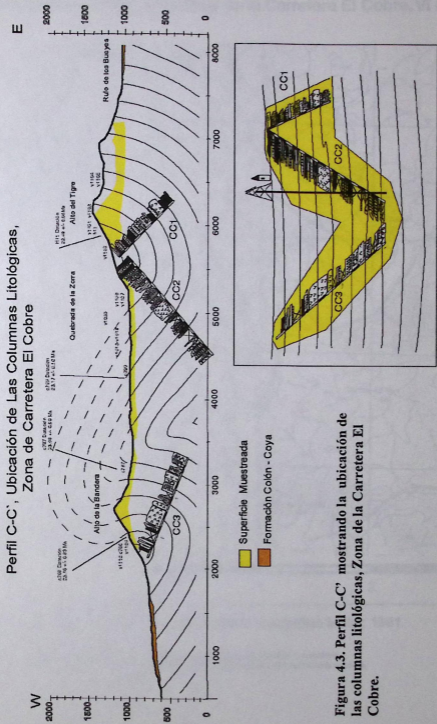
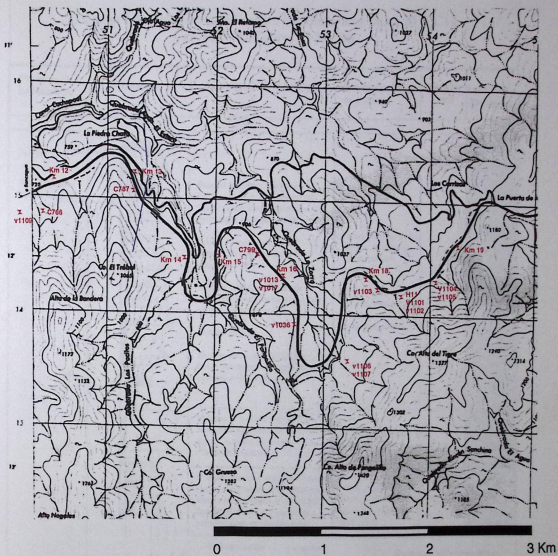


Figura 4.3. Perfil C-C' mostrando la ubicación de las columnas litológicas, Zona de la Carretera El Cobre.

Figura 4.4. Mapa de ubicación de las muestras recolectadas para análisis de reflectancia de vitrinita en la Zona de la Carretera El Cobre, VI Región.



Base topográfica Hoja Coya, 1:25.000, Instituto Geográfico Militar, 1981.

Debido a la escala del mapa no se encuentran indicadas todas las muestras recolectadas. Aquellas muestras restantes se pueden ubicar en forma aproximada con la ayuda de la columna.

**Columna Litológica levantada entre los kilómetros 18,3 a 19 (CC1),
Carretera El Cobre, VI Región.**

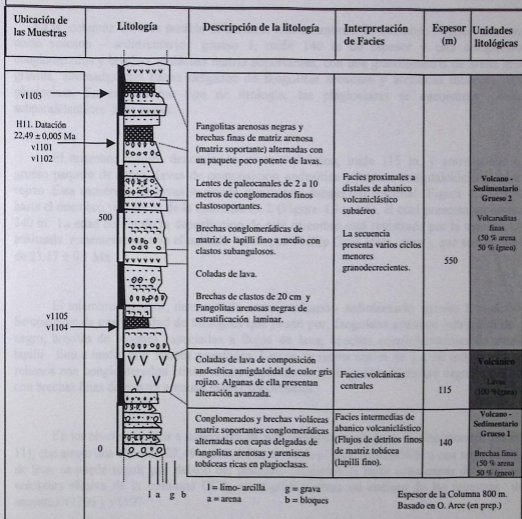


Figura 4.5. Columna litológica levantada entre los kilómetros 18,3 a 19 (CC1), Carretera El Cobre, VI Región. Basado en Arce(en prep.).

a) Columna CC1 (Figura 4.5)

Esta columna fue levantada entre los kilómetros 18,3 y 19 y representa cerca más de 800 m correspondientes a los niveles superiores de una secuencia mucho mayor (Arce, en prep.) ubicada en el flanco oriental de un pliegue sinclinal cuyo eje cruza la Carretera El Cobre en el kilómetro 18,3, aproximadamente.

En la columna CC1 es posible diferenciar tres miembros. El miembro inferior, denominado como volcánico - sedimentario grueso 1, mide 140 m de espesor y está compuesto por conglomerados y brechas violáceas matriz soportantes, con una granulometría de arena gruesa a gravilla, alternadas con capas delgadas de fangolitas arenosas y areniscas tobáceas ricas en plagioclasa. En este último tipo de litología, las plagioclasas se encuentran orientada subparalelamente a las capas.

El miembro medio, denominado como volcánico, mide 115 m, y corresponde a uno grueso paquete de capas, lavas de composición andesítica y textura amigdaloidal de color gris rojizo. Esta secuencia de lavas se puede seguir por debajo del sinclinal (Figura 4.3, 4.4 y 4.5) hasta el miembro volcánico de la columna CC2 (Figura 4.3 y 4.6), el cual presenta un espesor de 340 m. La edad del fin de la depositación de este miembro está registrada por la muestra C-799, analizada recientemente con el método Ar/Ar por Phillip Gans (com. pers.), que señala una edad de $23,17 \pm 0.1$ Ma.

El miembro superior, denominado como volcánico - sedimentario grueso 2, mide 550 m. Se compone de una variedad de litologías que pasan por, fangolitas arenosas laminadas de color negro, brechas de bloques asociadas a flujos de lava, brechas conglomerádicas de matriz de lapilli fino a medio con clastos angulosos, Lentes de paleocanales de 2 a 10 metros de sección rellenos con conglomerados finos clasto soportantes, y fangolitas arenosas negras intercaladas con brechas finas de matriz arenosa matriz soportantes.

En los niveles medios a superiores de este miembro se dispone de una muestra datada (H-11), que arrojó una edad de $22,49 \pm 0,005$ Ma. Este nivel, que corresponde a una serie de coladas de lava, se puede seguir por debajo del sinclinal (Figura 4.3) hasta unas capas de composición volcánica efusiva de la columna CC2, estratigráficamente un encima de las muestras de las muestras v1106 y v1107.

Todas las litologías descritas para el miembro superior presentan frecuentes intercalaciones de flujos lávicos de composición andesítica.

**Columna Litológica levantada entre los kilómetros 13,2 a 18,3 (CC2),
Carretera El Cobre, VI Región**

Ubicación de las Muestras	Litología	Descripción de la litología	Interpretación de Facies	Espesor (m)	Unidades litológicas
		Brecha pardo rojiza de clastos volcánicos de matriz arena fina. Avanzado grado de alteración.	Facies volcánicas intermedias a distales de abanico volcanoclastico subáereo.	67	Volcano - Sedimentario Grueso 2
		Intrusivo de composición andesítica muy alterado a clorita			
v1107 v1106	1500	Brechas de matriz tobácea y areniscas tobáceas con alternancias menores de fangolitas grises tobas de lapilli fino. Lavas brechosas de color pardo rojizo a rojo, muy oxidadas.			
v1036 v1033 v1032 v1031 v1030 v1021 V1019 v1017 v1013		Fangolitas grises oscuras y pardas alternadas con coladas de lava de composición andesíticas.	Facies distales a intermedias de abanico volcanoclastico subacuatico (near shore lacustre).	300	Volcano - Sedimentario Fino Areniscas tobáceas finas
C- 799 Datación 23,17 ± 0,10 Ma	1000	Tobas grises de lapilli medio a grueso. Brechas de matriz tobácea.	Facies volcánicas centrales subaérea.	340	Volcánica Lavas masivas (100% ígneo)
		Coladas de lava masivas en paquetes de 20 a 40 m. Tobas pardas de lapilli medio a fino alternadas con lavas			
	1000	Areniscas tobáceas y tobas arenosas de color grisáceo a pardusco. Brechas gruesas de matriz de lapilli medio Fangolitas arenosas de color gris oscuro Brecha conglomerádica grises - parduscas con clastos de composición andesítica con alternancias de tobas y areniscas tobáceas de color parduscos de lapilli medio Lavas brechosas con bloques andesíticos y matriz tobácea. Brecha con clastos con corteza de pan y matriz de lapilli fino. Depósito desordenado.	Facies de abanico volcanoclastico proximal a intermedio principalmente subaérea.	680	Volcano - Sedimentario Grueso 1 Brechas tobáceas gruesas (60 % arena 40 % ígneo)
		l = limo- arcilla g = grava a = arena b = bloques	Espesor Total 1800. Basado en O. Arce (en prep.)		

Figura 4.6. Columna litológica levantada entre los kilómetros 13,2 a 18,3 (CC2), Carretera El Cobre, VI Región

b) Columna CC2 (Figura 4.5)

Esta columna mide 1.800 m de acuerdo a estimaciones realizadas por el autor sobre la base de la estructura existente en la localidad (Charrier, 1981a), un anticlinal volcado situado entre dos sinclinales (ver perfil). La columna CC2 representa el flanco occidental del sinclinal del Km. 18,3, y al flanco oriental del anticlinal cuyo eje pasa aproximadamente por el kilómetro 13,2 (Figura 4,3 y Foto 6).

En esta columna se reconocieron cuatro miembros caracterizados de acuerdo a la facies sedimentaria que ellos representan.

El miembro aluvio volcano - sedimentario grueso 1, corresponde a una secuencia de 680 m de espesor compuesta por brechas con clastos con corteza de pan y matriz de lapilli fino. Brechas de bloques andesíticos de matriz tobácea y a conglomerados y brechas conglomerádicas finas de aspecto gris a pardusca con clastos de composición andesítica y alternadas con tobas de tonalidades pardas de lapilli medio.

Miembro volcánico. Se compone de una secuencia de lavas masivas de composición andesítica que presentan lajamiento, similar a la litología conocida como piedra laja de Farellones. La muestra C-799 fue tomada en la parte superior de esta secuencia, mediante el método Ar/Ar (Phillip Gans, com. escrita), arrojó una edad de $23,17 \pm 0.1$ Ma.

Miembro volcano - sedimentario fino. Corresponde a fangolitas grises a negras con laminación intercaladas con lavas y brechas conglomerádicas finas con matriz de arena y lapilli fino. Dentro de este miembro se identificó una capa de 3 a 4 metros de espesor compuesta por clastos angulosos que presentan fracturas radiales (Arce, en prep.). Directamente encima de esta unidad se reconocen una secuencia de fangolitas arenosas rojizas con abundante cantidad de cristales de plagioclasa de 1,5 - 2 cm. De diámetro.

Miembro volcano - sedimentario grueso 2. Comprende una secuencia de autobrechas y brechas finas de matriz tobácea interestratificadas ocasionalmente con fangolitas negras laminadas. A diferencia del miembro volcano - sedimentario fino 2, en este predominan las litologías volcánicas. Esta secuencia se encuentra excelentemente expuesta en la cumbre del cerro Alto Pangalillo, en cuya ladera es posible distinguir como se insinúa el sinclinal del kilómetro 18,3 en capas de estratificación tosca.

c) Columna CC3 (Figura 4.7)

Esta columna fue levantada entre el Km. 11,7 y 13,2, y corresponde al flanco occidental del anticlinal del Km. 13,2. Mide aproximadamente 1.300 m de espesor, los cuales afloran en forma subvertical. En la columna se reconocen tres miembros.

**Columna Litológica Levantada entre los kilómetros 11,7 a 13,2 (CC3),
Carretera El Cobre, VI Región.**

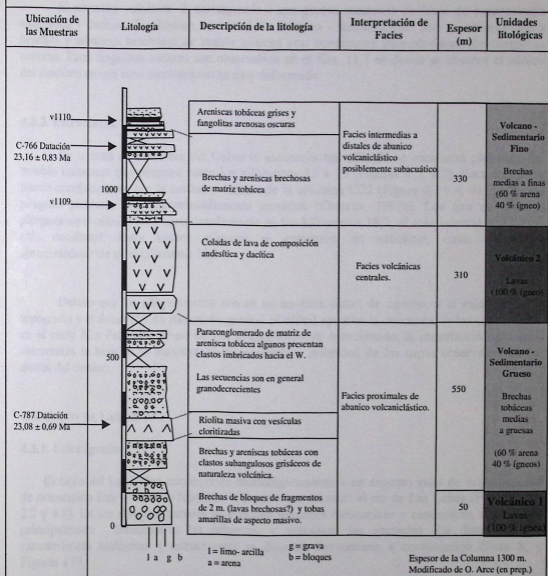


Figura 4.7. Columna litológica levantada entre los kilómetros 11,7 a 13,2 (CC3), Carretera El Cobre, VI Región. Basado en Arce(en prep.).

El miembro inferior ha sido denominado como volcánico 1, y corresponde a 50 m de brechas de bloques líticos, y brechas y areniscas tobáceas con clastos subangulosos grisáceos de textura porfirica. El miembro volcano - sedimentario grueso mide 550 m y corresponde a una secuencia de volcaruditas de matriz arenácea y secuencias de brechas líticas finas. Ocasionalmente es posible observar tobas finas de color parduzco.

El miembro volcánico 2, corresponde a una gruesa secuencia de lavas de composición andesítica y dacítica. Finalmente, el miembro volcano - sedimentario fino se corresponde a brechas y areniscas brechosas de matriz tobácea con ocasionales intercalaciones de fangolitas oscuras. Estas fangolitas oscuras son observables en el Km. 11,7 en donde se observa el núcleo del sinclinal en una zona tectónicamente muy deformada.

4.2.3. Estructuras.

En la zona de Carretera del Cobre la secuencia estratificada se encuentra plegada y es posible reconocer tres pliegues entre los kilómetros 11 a 19 (Figuras 4.2, 4.3). Esta secuencia puede correlacionarse con la unidad volcánica de la columna CC2 (Figura 4.3 y 4. 6). Todos los pliegues presentan ejes aproximadamente paralelos (Charrier, 1981a). Los ejes de los dos pliegues sinclinales afloran aproximadamente en los kilómetros 18,3, el más oriental, y 11,7, el más occidental. Entre ambos pliegues se encuentra un anticlinal, cuyo eje aflora aproximadamente en el kilómetro 13,2.

Debido que los afloramientos son en su mayoría cortes de camino, a la madurez de la topografía y el desarrollo de suelos, en general es difícil apreciar la curvatura de las capas, salvo en el cerro Alto Pangalillo (Foto 6). Por lo anteriormente mencionado, la identificación de estas estructuras se basa en su mayoría en la geometría y polaridad de las capas observadas en los cortes del camino.

4.3. CAJÓN DE LAS LEÑAS.

4.3.1. Estratigrafía

El cajón del Las Leñas corresponde morfológicamente a un angosto valle de origen glacial de orientación Este - Oeste a Noroeste - Sureste que encauza al río de Las Leñas (Figuras 1.3, 2.2 y 4.8). En sus abruptas paredes se exponen unidades mesozoicas y cenozoicas, de carácter principalmente sedimentario las primeras, y volcánico las segundas. La distribución y características litológicas y estructurales se discuten brevemente a continuación (Foto 8, y Figuras 4.9).

En la parte más oriental del área de estudio afloran rocas de edad mesozoica, que se extienden a partir del Cajón de Espinoza hasta más al Este de la frontera con Argentina (Foto 1). En orden cronológico estas unidades son; i) Formación Leñas - Espinoza, de edad Calloviano (Charrier, com. pers.), ii) Formación Río Damas, de edad Kimmeridgiano (Charrier, 1981a), y

GEOLOGÍA DE LA ZONA DE EL CAJÓN DE LAS LEÑAS

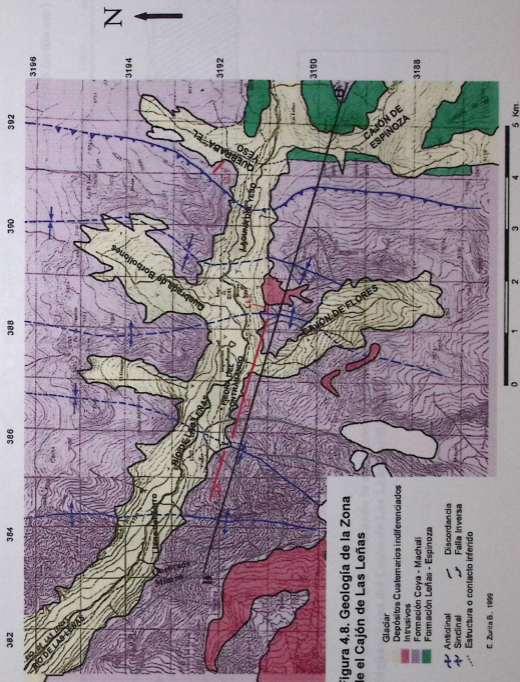


Figura 4.8. Geología de la Zona de el Cajón de las Leñas

- Glacial
- Depósitos Cuaternarios indiferenciados
- Intrusivos
- Formación Coya - Machali
- Formación Leñas - Espinoza
- Anticlinal
- Sinclinal
- Diazoofancia
- Faltas Inversas
- Estructura o contacto inferido

E. Zurita B., 1999

PERFIL DE UBICACIÓN DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS, ZONA CAJÓN DE LAS LEÑAS (orilla sur)

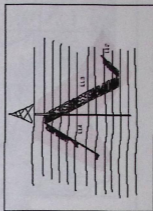
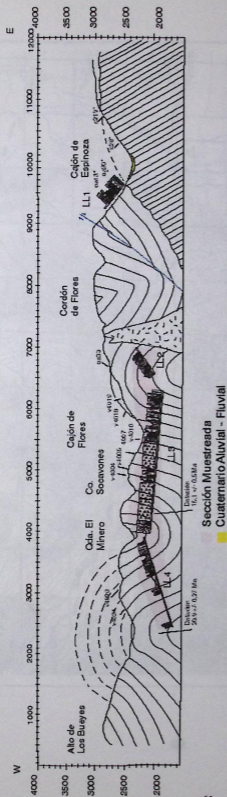
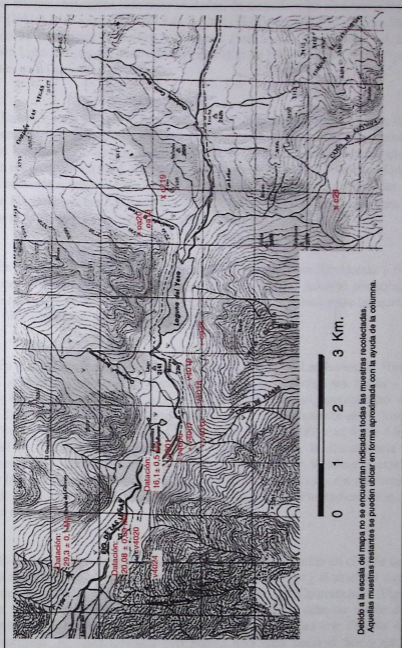


Figura 4.9. Perfil B-B' mostrando la ubicación de las columnas litológicas, Zona del Cajón de Las Leñas, orilla sur.

Figura 4.10. Mapa de ubicación de las muestras recolectadas para análisis de reflectancia de vitrinita en la Zona del Cañón de Las Leñas, VI Región.



Debido a la escala del mapa no se encuentran indicadas todas las muestras recolectadas. Aquellas muestras restantes se pueden ubicar en forma aproximada con la ayuda de la columna.

Formación Baños del Flaco (= Lo Valdés), de edad Titoniano (ver Charrier, 1981a). Los espesores máximos conocidos para estas unidades, de acuerdo a las observaciones realizadas por Charrier (1981a) en la zona del Cajón Las Leñas (1981a), son de; 500 m. para Baños del Flaco, observado en el sinclinal de Leñas - Espinoza (ver Marco Geológico); 1.200 m. para la Formación Leñas - Espinoza, observados en el Cajón de Espinoza; y 1.500 m. para Río Damas observados en la Quebrada Cerro Blanco.

La mayor parte del área de estudio está compuesta por rocas asignadas a la franja oriental de la Formación Coya - Machali (= Abanico) (Figuras 4.8), las cuales comienzan a aflorar en el Cajón de Espinoza (Foto 1) y se extienden hacia el Oeste hasta la desembocadura del río Las Leñas en el Cachapoal. La edad estas rocas es Oligoceno Inferior - Mioceno Medio. Este rango de edad se establece sobre la base de tres dataciones radioisotópicas realizadas con el método Ar/Ar en Plagioclasa cuyas edades arrojaron $29,3 \pm 0,1$ Ma (Charrier, com. pers.), $20,8 \pm 0,69$, (Flynn et al, 1995) y $16,1 \pm 0,5$ Ma (Kay y Kurz, 1995).

En este sector la relación de contacto entre las Formaciones Río Damas y Baños del Flaco corresponde a un paso transicional de conglomerados a calizas, pasando por conglomerados con cemento calcáreo (Foto 2). Esta es situación está muy bien expuesta entre las quebradas El Yeso y Cerro Blanco (ver Charrier, 1981a).

En el sector oriental del área de estudiada del Cajón de Las Leñas, la Formación Coya - Machali (=Abanico) se dispone en discordancia sobre las Formaciones Leñas - Espinoza, Río Damas y Baños del Flaco (Fotos 1,2 y 3). Al sur del río Las Leñas, este contacto está expuesto a lo largo de la ladera occidental del Cajón de Espinoza, y probablemente en el extremo occidental del cordón que separa los valles de Las Leñas y de Espinoza (Figuras 4.8 y 4.9). En la ladera Norte del río de Las Leñas, al Este de la Laguna del Yeso, la discordancia recubre capas subverticales de la Formación Leñas Espinoza (Fotos 1 y 2). En la ladera oriental del Cajón del Yeso y la ladera occidental del cajón siguiente hacia el Este (cajón sin nombre) y en el cauce mismo de esta última quebrada, es posible observar capas de las Formaciones Río damas y Baños del Flaco (Foto 2).

El espesor máximo de la Formación Coya - Machali conocido en el valle de Las Leñas, es de 2.600 m columna construida entre el anticlinal de Borbollones y el sinclinal cuyo eje pasa por la quebrada sin nombre ubicada al Oeste de la Piedra del Contrabando (Figura 4.13). Sin embargo, se piensa que el espesor máximo en la zona de estudio debe ser mayor debido a que no aflora la base de la Formación en las cercanías de los anticlinales (ver Figuras 4.7 y 4.8). Mas aún, el anticlinal de Agua Colorada (ver Figura 4.9) buza hacia el Sur y en la orilla norte envuelven una gruesa serie fluvial de unos 1000 m de espesor de aproximadamente 29 Ma (Charrier, com. pers.).

**Columna levantada en la Quebrada El Yeso, orilla Norte del Río Las Leñas (LL1).
Cajón de Las Leñas, VI Región.**

Ubicación de las Muestras	Litología	Descripción de la litología	Interpretación de Facies	Espesor (m)	Unidades litológicas
		Secuencias de Tobs grises de lapilli medio a fino y areniscas tobáceas intercaladas con brechas lávicas de composición andesítica.	Facies volcánicas centrales.	90	Volcánico 2 tobs lapilli medio - fino (60 % arena 40 % ígneos)
oa20		Fangolitas calcáreas grises intercaladas con tobas de lapilli medio a fino de color grisáceo.	Facies distales de abanico volcánicoclástico subacuático (lacustre costero).	115	Sedimentario (40% limo 40% arena 20% caliza)
oa13		Tobs cinerítica líticas pardas de lapilli fino con ondulitas de 15 cm., laminación. Brechas con bloques de 60 cm. de composición riolítica (lavas de bloques?) y tobas de lapilli medio a grueso. Flujo Ignimbrito blanquecino con canales de erosión	Facies proximales de Abanico volcánicoclástico subaéreo.	210	Volcánico 1 lava y brechas tobáceas riolíticas (100% ígneos)
0					

Espesor de la Columna 420 m.
Basado en Arce (en prep.)

Figura 4.II. Columna levantada en la Quebrada El Yeso, orilla Norte del Río Las Leñas (LL1).Cajón de Las Leñas, VI Región. Basado en Arce(en prep.).

La mayor parte de la serie estratificada de la Formación Coya – Machali que aflora en la zona de estudio, corresponde a lavas y lavas brechosas de bloques, dispuestas en paquetes que en superan los 600 m de espesor. Las secuencias sedimentarias, constituidas por areniscas finas oscuras y brechas rojizas, se encuentran frecuentemente intercaladas entre las rocas de carácter más volcánico, aunque en paquetes cuyos espesores no superan los 150 m (Fotos 1 y 3).

4.3.2. Descripción de las columnas

a) Columna LL1 (Figura 4.11)

Esta columna fue levantada en la ladera Oeste de la Quebrada del Yeso (Foto3) por Oscar Arce (Arce, en prep.), y es una sección parcial de aproximadamente 420 m de espesor del total de la secuencia estratificada que aflora en la localidad. La base y el techo es desconocida pero se estima que se encuentra estratigráficamente a menos de 500 m de la base de la Formación (Foto 3)

Es posible distinguir tres miembros, dos de los cuales poseen características principalmente volcánicas (denominado como volcánico 1 y 2), y el restante, sedimentarias (denominado como sedimentario). El miembro inferior (volcánico 1) mide 210 m de espesor y consiste en tobas ignimbriticas blanquecinas de lapilli medio, brechas de bloques liticos de 60 cm de diámetro, y de composición riolitica, y tobas cineríticas monomícticas con ondulitas de 15 cm de diámetro. El miembro medio (sedimentario) mide 115 m., y se encuentra compuesto por fangolitas calcáreas grises intercaladas con tobas de lapilli medio a fino de color grisáceo. El miembro superior (volcánico 2) mide 90 m, y consiste en secuencias de tobas grises de lapilli medio a fino y areniscas tobáceas intercaladas con brechas asociadas a lavas.

b) Columna LL2 (Figura 4.12)

Esta columna fue levantada por O. Arce (Arce, en prep.) al sureste de las lagunillas de Borbollones (sector del valle de Las Leñas situado frente a la confluencia con la quebrada de Borbollones, Figura 4.8), y al Oeste de la Laguna del Yeso (Figura 4.8). La columna representa a 420 m de la secuencia estratificada inmediatamente al Este del núcleo del Anticlinal de Borbollones, que es interrumpida por el intrusivo que allí aflora. La base se encuentra en el núcleo del anticlinal, y el techo se encuentra al Este de este punto, en dirección hacia el sinclinal situado al Sur de la laguna del Yeso (al Este del intrusivo, Figuras 4.8 y 4.9)

En la secuencia se pueden identificar tres miembros. El miembro inferior (sedimentario grueso) corresponde a 170 m de brechas tobáceas rojizas y tobas de lapilli medio a grueso alternadas con coladas de lava de composición andesítica. Este miembro contiene restos de mamíferos y se correlaciona muy bien con una capa de litología similar e igualmente portadora de restos de mamíferos, encontrada en el flanco occidental del anticlinal de la base de esta columna.

**Columna levantada al Este del Anticlinal de las Lagunas de Borbollones (LL2)
Cajón de Las Leñas, VI Región.**

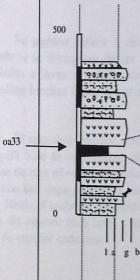



Ubicación de las Muestras	Litología	Descripción de la litología	Interpretación de Facies	Espesor (m)	Unidades litológicas
		<p>Brechas de composición riolítica (lavas brechosas?) con clastos angulosos - subredondeados rojizos, alternadas con tobas riolítica de lapilli medio blanco.</p> <p>Colada de lava de color gris verdoso</p>	<p>Facies volcánicas centrales, y proximales de abanico volcánico.</p>	<p align="center">190</p>	<p>Volcánico</p> <p>Brechas tobáceas gruesas. (70% ígneos 30% arena)</p>
		<p>Fangolitas calcáreas interestratificada con areniscas tobáceas grises</p>	<p>Facies distales de abanico volcánico subacuático.</p>	<p align="center">60</p>	<p>Sedimentario Fino (60% limo 40% arena)</p>
		<p>Tobas de lapilli medio a grueso de tonalidades rojizas alternadas con coladas masivas de lava de composición andesítica. Restos de huesos de mamíferos en nivel rojizo.</p>	<p>Facies intermedias de abanico volcánico subaéreo.</p>	<p align="center">170</p>	<p>Sedimentario</p> <p>Grueso Brechas tobáceas (60% arena 40% ígneos)</p>
<p align="right">Espesor de la Columna 420 m. Basado en Arce (en prep.)</p>					

Figura 4.12. Columna levantada al Este del Anticlinal de las Lagunas de Borbollones (LL2), Cajón de Las Leñas, VI Región. Basado en Arce(en prep.).

El miembro medio (sedimentario fino) se compone de 60 m de fangolitas calcáreas grises interestratificada con areniscas tobáceas grises. El miembro superior (volcánico) consiste en una gruesa capa de 40 m de espesor de brechas asociadas a coladas de lava de composición andesítica, y 150 m de brechas tobáceas medias a gruesas con clastos rojizos de composición riolítica alternadas con tobas de lapilli medio a blanco.

c) Columna LL3 (Figura 4.13)

La columna LL3 se levantó entre una quebrada sin nombre al Este de la Quebrada Agua Colorada, y el anticlinal situado frente a las Lagunillas de Borbollones (Figura 4.8, 4.9 y Foto 7). El espesor total mide 2.500 ± 100 m, que es bastante similar a su espesor aparente, debido a la disposición vertical de las capas. La base de la columna se encuentra en el núcleo del anticlinal situado frente a las lagunillas de Borbollones, y el techo se encuentra hacia el Oeste de este punto.

Se pueden definir 5 miembros de acuerdo a sus características litológicas. Entre estos miembros se distinguen de las secuencias eminentemente volcánicas, como brechas de bloques asociadas a lavas y coladas de lavas, de las eminentemente sedimentarias, a saber areniscas, fangolitas brechas finas, volcaruditas etc.

El miembro inferior, denominado como sedimentario grueso, consiste en 290 m de tobas de lapilli fino de color rojizo alternadas con lavas pardo violáceas de composición andesítica. En la base de este miembro se encuentran fragmentos de óseos de mamíferos, y que se correlacionan bien con una capa portadora de fósiles con estas mismas características descrita en la columna LL2. Hacia el techo se encuentran varias secuencias de fangolitas calcáreas oscuras grisáceas de 20 m. de espesor cada uno, y que se encuentran alternadas con gruesas coladas de lavas de 30 a 40m de espesor cada una.

Encima se dispone un miembro de características eminentemente volcánicas, y denominada como Volcánico 1. Se encuentra compuesta por 390 m de brechas de bloques de composición andesítica asociadas a coladas de lavas, y por tobas de lapilli medio a grueso de color gris.

El tercer miembro, denominado como sedimentario fino 1, consiste en 140 m calcilitas y areniscas calcáreas interestratificadas con areniscas de aspecto gris pardusco. Este miembro incluye 130 m. aproximadamente correspondientes al Cajón de Flores, y cuyos afloramientos fueron revisados 1 km al Sur de la desembocadura del río Flores en el río Las Leñas por O. Arce (en prep.).

Encima de esta unidad se dispone el miembro volcánico 2, compuesto por 390 m. de lavas de brechas y coladas macizas de composición andesítica.

E

W



LL3

Foto 7. Vista al sur desde el Cajón de las Leñas. Ubicación de las muestras tomadas en esta localidad. La quebrada que se encuentra en el extremo izquierdo de la foto corresponde al Cajón de Flores.

Columna Litológica levantada entre el anticlinal de Borbollones y la Quebrada S/N (LL3) situada al Oeste de la Piedra del Contrabando, Cajón de Las Leñas, VI Región.

Ubicación de Las Muestras	Litología	Descripción de la litología	Interpretación de Facies	Espesor (m)	Unidades litológicas	
Datación CME-1B 16.1 ± 0.5 Ma v4002 v4001 ca67 C20 v4006 v4005 v4004 v4003 v4007 v4008 ca63 v4009 v4010, v4011 v4012, v4013 v4014, v4015 v4017 v4016		Lavas brechosas y de bloques indiferenciadas de composición andesítica a dacítica. Capas con estratificación maciza y algunos niveles de paleosuelos. Intrusivos de composición andesítica y textura porfírica Lavas de bloques indiferenciadas de composición andesítica a dacítica. Capas con estratificación maciza. Abundantes filones de igual textura que las lavas (observado con lupa de mano). Muchas veces resulta indistinguibles las coladas de lava de los filones.	Facies volcánicas centrales, y proximales de abanico volcaniclastico.	410	Volcánico 4 Lavas y brechas lávicas gruesas (100 % igneo)	
	Fangolitas calcáreas gris oscuro interestratificadas con capas delgadas areniscas tobáceas verdosas.	Facies distales de abanico volcaniclastico subacuático (lacustre costero).		150	Volcánico 3 Lavas (100 % igneo)	
	Lavas brechosas y de bloques indiferenciadas de composición andesítica con estratificación maciza. Ocasionalmente es posible reconocer tobas post eruptivas de color rojizo y autobrechas de lavas.	Facies volcánicas centrales.		620	Volcánico 2 Lavas y brechas lávicas gruesas (100 % igneo)	
	Fangolitas calcáreas negras interestratificadas con areniscas de color gris pardusco	Facies distales a intermedias de abanico volcaniclastico subacuático (lacustre costero).	140	Sedimentario Fino 1 Calcarenitas (40% arena, 40% limo, 20% caliza)		
	Brechas de bloques y lavas de color pardo violáceo de composición andesítica	Facies volcánicas centrales.	390	Volcánico 1 Lavas y brechas lávicas gruesas (100 % igneo)		
	Fangolitas calcáreas gris oscuro interestratificadas con lavas pardo violáceas de composición andesítica. Algunas brechas presentan clastos de fangolitas. Tobas de Lapilli fino de color rojizo con alternadas con lavas pardo violáceas de composición andesítica. En la base hay restos de Mamíferos.	Facies distales de abanico volcaniclastico subacuático (lacustre costero). Facies intermedias de abanico volcaniclastico subaéreo.	290	Sedimentario Grueso Brechas liticas y tobáceas (30 % arena, 30 % limo, 20 % caliza)		
	Espesor de la Columna 2550 m. Basado en O. Arce (en prep.)					
			L = limo- arcilla g = grava a = arena b = bloques			

Figura 4.13. Columna litológica levantada entre el anticlinal de Borbollones y la Quebrada S/N (LL3) situada al Oeste de la Piedra del Contrabando, Cajón de Las Leñas, VI Región. Basado en Arce,(en prep.).

Sobre este tercer miembro, se dispone el miembro denominado como sedimentario fino 2, el cual consta 150 de fangolitas calcáreas de color oscuro interestratificadas con areniscas tobáceas de aspecto verdoso y coladas de lava de espesores cercanos a los 40 m.

Los miembros volcánicos 3 y 4 (550 y 410 m respectivamente) corresponden principalmente a lavas y brechas de bloques de composición andesítica. Se han diferenciado solamente porque se dispone de una datación ($16,1 \pm 0,5$ Kay y Kurz, 1995) realizada aproximadamente en una roca extraída de un afloramiento al Sur de la Piedra del Contrabando. Por otra parte el miembro 4 presenta algunas escasas intercalaciones sedimentarias de tipo areniscas rojizas con paleocanales que lo distinguen del miembro volcánico 3 que exclusivamente volcánico.

Los espesores depositacionales de los miembros volcánicos 3 y 4 (y probablemente el miembro volcánico 2 y 1) han sido aumentados cerca de un 10% a 25% por la frecuente intrusión de cuerpos filonianos. Estos filones presentan textura y composición muy similar al observado en las lavas cercanas a ellos.

d) Columna LL4 (Figura 4.14)

La columna LL4, se levantó entre el anticlinal situado al Este de la Quebrada Agua Colorada, y la quebrada sin nombre al Oeste de la Piedra de Contrabando (Figu5as 4.8, 4.9 y Foto 8). Esta columna ha sido revisada sólo en forma parcial (Arce, en prep.). Por este no se dispone de una descripción completa de la secuencia como en la columna LL3. Sin embargo basado en las observaciones de Charrier (1981a; com. pers.) y O. Arce se la pudo subdividir en tres unidades.

El miembro inferior, denominado como sedimentario grueso, está compuesto por aproximadamente 850 m, de los cuales se revisaron solamente unos 200 m correspondientes al nivel basal y algunos niveles intermedios (ver columna LL4). En el nivel de la base se describieron areniscas tobáceas y brechas volcanoclásticas rojizas matriz soportantes con restos de fósiles de mamíferos (Flynn et al., 1994; Charrier et al., 1997), que en conjunto son conocidos como la fauna de Las Leñas (Charrier et al., 1997). En este último punto existe una datación que indica una edad de $20,09 \pm 0,27$ Ma (Flynn et al., 1994). El otro afloramiento revisado en este miembro corresponde a conglomerados grises con clastos volcánicos y con matriz tobácea, y a fangolitas finas de color gris claro, situado estratigráficamente unos 500 m aproximadamente por encima de los estratos previamente descritos. De acuerdo a la foto, la mayor parte de esta secuencia corresponde a gruesas capas de color gris parduzco.

El miembro medio, denominado como sedimentario fino, consiste en una secuencia de 80 m de espesor de fangolitas calcáreas negras intercaladas con paquetes de 6 metros de areniscas tobáceas medias a finas.

E

W

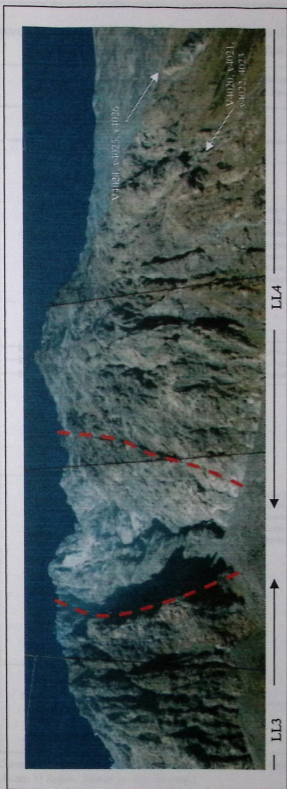


Foto 8. Anticinal del Llano del Zorro (derecha) y sinclinal de la Quebrada sin Nombre situada al Oeste de la Piedra del Contrabando. Cajón de las Leñas. La columna LL4 fue levantada en esta secuencia, flanco oriental del anticinal de Llano del Zorro. En esta imagen es posible apreciar lo apretado del sinclinal. La secuencia al Este del sinclinal están compuestas por lavas masivas.

Columna Levantada al Este de la Quebrada Minero (LL4) y al Oeste de la Piedra del Contrabando, Cajón de Las Leñas, VI Región.

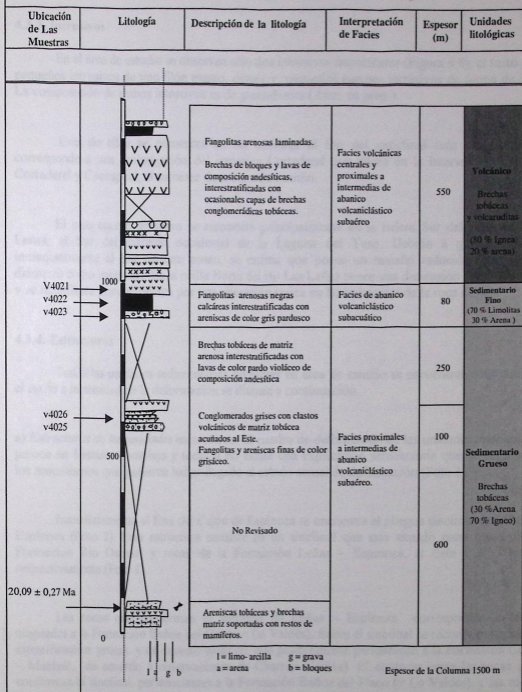


Figura 4.14. Columna levantada al Este de la Quebrada Minero (LL4) y al Oeste de la Piedra del Contrabando, Cajón de Las Leñas, VI Región. Basado en Arce (en prep.).

El miembro superior, denominado como volcánico, consta de 550 m de brechas de bloques y lavas de composición andesítica interestratificadas con ocasionales capas de brechas conglomerádicas de brechas conglomerádicas de matriz tobácea.

4.3.3. Intrusivos

En el área de estudio se observan sólo dos intrusivos importantes (Figura 4.8), el resto son pequeños intrusivos de tipo filón manto, diques y pequeños cuerpos intrusivos de forma de ojo. La composición de ambos intrusivos es de granodiorita (Arce, en prep.).

Uno de ellos se encuentra en las cumbres al Sur del anticlinal más occidental, y corresponde a una prolongación del intrusivo Cortaderal que aflora en la intersección del río Cortaderal y Cachapoal, al suroeste de la zona de estudio.

El otro cuerpo intrusivo se reconoció principalmente en la ladera Sur del valle de Las Leñas, al Sur del extremo occidental de la Laguna del Yeso. Debido a que no aflora inmediatamente al Sur de este punto, se estima que posee un tamaño reducido (300 m de diámetro como máximo). En la orilla Norte del río Las Leñas posee una dimensión muy reducida y se manifiesta principalmente por una alteración rojiza en las volcanitas de la roca de caja.

4.3.4. Estructuras

Todas las unidades sedimentarias presentes en área de estudio se encuentran deformadas, el estilo e intensidad de la deformación se discute a continuación.

a) *Estructuras de las unidades mesozoicas.* El cuadro de deformación de las unidades mesozoicas parece ser bastante complejo y todavía no existe una explicación satisfactoria que de cuenta de los mecanismos que pudieron haber llegado al estado actual de deformación (Foto 1).

Inmediatamente al Este del Cajón de Espinoza se encuentra el pliegue sinclinal de Leñas – Espinoza (Foto 2). Esta estructura consiste en un sinclinal que está situado entre rocas de la Formación Río Damas, y rocas de la Formación Leñas – Espinoza, al Este y al Oeste, respectivamente (Foto 1).

Las rocas que conforman el sinclinal de Leñas – Espinoza corresponden a rocas asignadas a la Formación Baños del Flaco (= Lo Valdés). Sobre el sinclinal se reconocen rocas de estratificación gruesa y de aspecto violáceo, que posiblemente pertenezcan a la Formación Coya – Machali, de acuerdo a observaciones de Charrier (1981a). El contacto entre las rocas que conforman el sinclinal, pertenecientes a la Formación Baños del Flaco (= Lo Valdés), y las rocas de la Formación Leñas - Espinoza está determinado por zona brechizada de falla, cuyo

desplazamiento debe ser normal sobre la base de la posición estratigráfica de estas unidades (Charrier, com. pers.) (Foto 1).

La relación de contacto de las rocas del sinclinal (Baños del Flaco) con las rocas de la Formación Río Damas es también una falla. Esta falla posee un manteo subvertical, y en virtud de ella el bloque oriental, formado por rocas de la Formación Río Damas, subió relativamente con respecto al bloque occidental, que involucra a rocas de la Formación Baños del Flaco.

b) Estructuras de la Formación Coya – Machali en el Cajón de Las Leñas. Las rocas asignadas a la Formación Coya Machali se encuentran altamente deformadas. El estilo estructural observado es de grandes pliegues anticlinales (2) y sinclinales (3) alternados de flancos muy apretados, capaces de exponer niveles profundos de la serie (2.500 ± 100 m. de exposición como máximo conocido) (Figura 2.3). Aparentemente ningún pliegue se encuentra desgarrado por fallas, siendo la mayoría de ellas de tipo interestratal. Tampoco presentan clivaje ninguna de las litologías involucradas en estas estructuras. La edad de la deformación no esta clara, pero sobre la base de evidencias radioisotópicas disponibles, esta sería posterior a los $15,9 \pm 0,1$ Ma (Figura 4.10) (Kay y Kurz, 1995) que es considerada como una edad depositacional para la unidad volcánica 4 de la columna LL3.

Los ejes de los pliegues son aproximadamente paralelos entre sí, con un rumbo ENE al Sur del río Las Leñas, y con una marcado buzamiento hacia el Sur (Arce, en prep.). Sin embargo, la prosecución de la traza de los ejes de los pliegues entre ambas orillas del río Las Leñas manifiesta una desviación hacia noroeste, que esta más desarrollada en el sinclinal más occidental (no se encuentra representado en el perfil).

Los pliegues observados en el Cajón Las Leñas que afectan a rocas de la Formación Coya – Machali (Figura 4.9), nombrados de Este a Oeste son:

i.) Sinclinal de la Laguna del Yeso. Se trata de un sinclinal quebrado de flancos de diferente espesor, que se desarrolla en rocas de estratificación tosca correspondientes a lavas violáceas principalmente. Es posible apreciar visualmente su eje cerca del extremo occidental de la Laguna del Yeso, en la orilla Sur del río Las Leñas.

ii) Anticlinal de Borbollones. El eje de este anticlinal intercepta el valle de las leñas al Sur de las lagunillas de Borbollones. El flanco occidental de esta estructura es particularmente inclinado, no así si flanco oriental. Las capas más cercanas al nucleo son volcano sedimentarias.

.iii) Sinclinal de la Quebrada Sin Nombre. Por el afluente occidental de la Quebrada sin Nombre al Oeste de la Piedra del Contrabando pasa la traza del eje de un sinclinal de flancos apretados, y cuyo núcleo se encuentra aproximadamente a los 2.600 m.s.n.m. Involucra a rocas volcánicas, como lavas y brechas gruesas. Su flanco occidental mide 1.600 m. aproximadamente, mientras que su flanco oriental mide 2600m.

.iv) Anticlinal del Llano del Zorro. Se trata de un anticlinal amplio, de núcleo redondo que se puede apreciar muy bien expuesto. Hacia el Norte, cruzando el río Las Leñas, se va haciendo más angosto y tiende a cambiar el rumbo de su eje en forma considerable.

.v) Sinclinal de la Junta Las Leñas – Cachapoal. Inmediatamente al Este del acceso al valle de Las Leñas, es posible observar capas plegadas muy verticales que se levantan hacia el Norte. Estas capas pertenecen al flanco Norte de un pliegue sinclinal de orientación NNW – SSE. Los cerros al Sur de este punto están conformados por capas suavemente plegadas manteniendo al noreste, las cuales constituyen parte del flanco Sur del pliegue. Debido a la ausencia de datos más confiables, la descripción de este pliegue queda incompleta.

Todas las estructuras previamente descritas se encuentran resumidas en la figura 4.15.

Características	Sinclinal de la Laguna del Yeso	Anticlinal de Borbollones	Sinclinal de la Quebrada Sin Nobre	Anticlinal del Llano del Zorro	Sinclinal de la desembocadura Las Leñas - Cachapoal
Espesor del Flanco Oriental (m)	1600 (s)	1600 (d)	2600	1600	---
Espesor del Flanco Occidental (m)	1600 (d)	2600	1600	>2600	---
Rumbo del Eje	N - S	N - S	N - S	N - S	NNE - SSW

(s) Este espesor se encuentra sobrestimado debido a la existencia de una falla inversa que produce el aumento del espesor del flanco.

(d) el eje del pliegue fue ubicado mediante análisis fotos aéreas y de terreno.

Figura 4.15. Tabla resumen de las estructuras que involucran capas de la Formación Coya - Machalí en el Cajón de Las Leñas.

4.4. GEOLOGÍA DEL SECTOR DE LA PATA DEL DIABLO - CERRO PUNTIJA DE LICÁN

4.4.1. Estratigrafía

El sector de Pata del Diablo - Cerro Puntilla de Licán corresponde a la ladera occidental del Cerro Puntilla del Licán, y se encuentra situado a 1 km. al Sur del poblado de San José de Maipo (Figuras 4.1 y 4.18, Foto 9), Región Metropolitana. Tanto en las laderas como en la cumbre de el cerro Puntilla de Licán afloran rocas estratificadas asignadas a la Formación Abanico (= Coya - Machalí) (Rivano et al., 1990; Aguirre, 1999). La base de esta secuencia es desconocida, y su techo se encuentra cubierto por suelo.

MAPA GEOLÓGICO SECTOR PATA DEL DIABLO - PUNTIILLA DE LICÁN



GEOLÓGIA DEL SECTOR PATA DEL DIABLO

R. Aguirre, 1999

LEYENDA

- CUATERNARIO: depósitos fluviales y aluviales.
- UNIDAD 4: Andesitas macizas grises de apariencia externa rojiza con escasas intercalaciones de volcarruditas gruesas.
- UNIDAD 3: Volcarenitas feldespáticas rojizas, brechas volcánicas finas y muy finas, tobos, volcarruditas gruesas y volcarenitas maduras
- UNIDAD 2: Volcarenitas feldespáticas rojizas, brechas volcánicas finas y muy finas y tobos. Escasas intercalaciones de volcarruditas gruesas y volcarenitas maduras.
- UNIDAD 1: Andesitas y Andesitas basálticas con intercalaciones de volcarruditas gruesas y escasos niveles volcánico-lásticos finos.

SIMBOLOGÍA

- | | | | | | |
|--|----------------------------|--|--------------------------------|--|--|
| | Lentes de ruiditas gruesas | | Serie acunada de lavas | | Cubierto por suelo |
| | Dique / Filón | | Plegue anticlinal buzante | | Plegue sinclinal |
| | Fallas Inversa | | Rumbo y manto | | Estrato subhorizontal |
| | curva de nivel | | Cota máxima | | Camino |
| | Curso de agua / quebrada | | Línea de perfil (Aguirre 1999) | | Estructura en contacto unidades 1 y 2 (Aguirre 1999) |

0 1 km
Escala 1: 25.000

Equidistancia
Curvas de Nivel: 50m

Figura 4.16. Mapa Geológico del Sector Pata del Diablo - Cerro Puntilla de Licán. (tomado de Aguirre, 1999)

PERFIL DE UBICACIÓN DE LA COLUMNA LITOLÓGICA, ZONA PUNTILLA DE LICÁN, CAJÓN DEL MAIPO

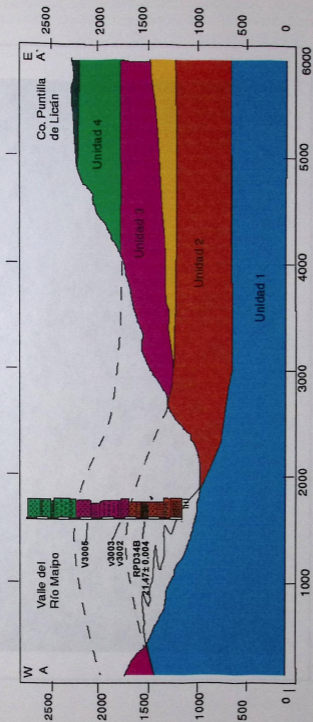


Figura 4.17. Perfil A - A' mostrando la ubicación de la columna litológica y los niveles muestreados en la zona de la Pata del Diablo - Puntilla de Licán, Región Metropolitana. Figura modificada de Aguirre, 1999.



Foto 9. Falda del Cerro Puntilla de Licán. En esta imagen es posible apreciar la secuencia del cerro Puntilla de Licán. Los afloramientos descritos por Aguirre (1999) son concordantes con las capas mostradas en esta foto y se encuentran en una quebrada más al sur.

Columna Litológica Levantada en el sector Pata del Diablo - Cerro Puntilla de Licán, Cajón del Maipo, Región Metropolitana.

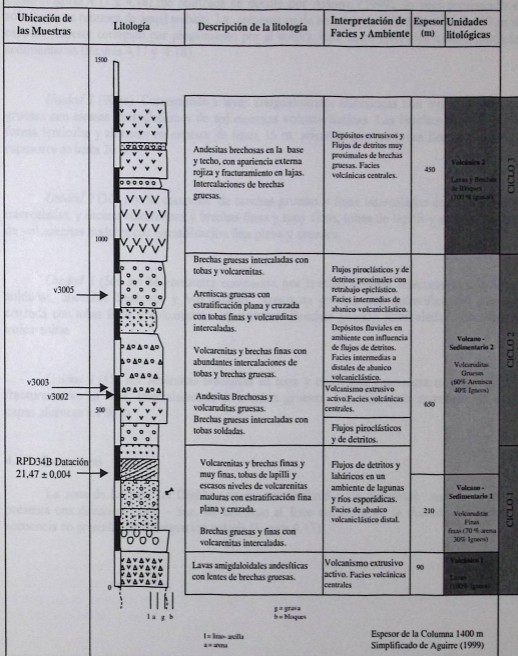


Figura 4.18. Columna litológica levantada en el sector Pata del Diablo - Cerro Puntilla de Licán Cajón del Maipo, Región Metropolitana (simplificada de Aguirre, 1999).

4.4.2. Descripción de la columna litológica

La descripción de la sección estratigráfica del sector Pata del Diablo - Cerro Puntilla de Licán (Figuras 4.17 y 4.18) fue realizada en detalle por Aguirre (1999), lo aquí presentado es solamente un resumen de aquel trabajo. La columna mide en total aproximadamente 1.400 m de espesor (espesor corregido por plegamiento por el autor). Este autor identificó cuatro unidades sedimentarias (Figuras 4.17 y 4.18).

Unidad 1 (90 m). Corresponde a lavas amigdaloidales andesíticas con lentes de brechas gruesas con escasas intercalaciones de sedimentitas volcánicas. Las brechas presentan una forma lenticular y alcanzan un espesor de hasta 15 m, mientras que las lavas llegan a alcanzar espesores de hasta 20 m.

Unidad 2 (300 m): Se compone de brechas gruesas y finas intercaladas con volcarenitas intercaladas, y encima volcarenitas y brechas finas y muy finas, tobas de lapilli y escasos niveles de volcarenitas maduras con estratificación fina plana y cruzada.

Unidad 3 (560 m) Se encuentra compuesta por brechas gruesas intercaladas con tobas soldadas, andesitas brechosas y volcaruditas. Areniscas gruesas con estratificación plana y cruzada con tobas finas y volcaruditas intercaladas. Brechas gruesas intercaladas con tobas y volcarenitas

Unidad 4 (450 m). Andesitas brechosas en base y techo con apariencia externa rojiza y fracturamiento en lascas. Intercalaciones de brechas gruesas. Los espesores promedio de estas capas alcanzan los 20 m.

4.4.3. Estructuras

La zona de La pata del Diablo presenta un sinclinal y un anticlinal suaves cuyo eje presenta una dirección Norte - Sur, sin embargo al Este del cerro de la Puntilla de Licán la secuencia no presenta una deformación notoria (Figura 4.17).

5. MODELAMIENTO EN BASINMOD DE LAS ZONAS DE CARRETERA EL COBRE, CAJÓN DE LAS LEÑAS Y PUNTILLA DE LICÁN.

5.1. DATOS DE MADURACIÓN TERMAL

En esta sección se presenta la posición estratigráfica de los datos para cada una de las zonas de estudio. La descripción cualitativa de los datos de maduración termal obtenidos se incluyen en el anexo II.

Debido a la dinámica de trabajo de BasinMod (programa en el que se desarrollarán los modelos de historia de enterramiento) resulta conveniente considerar los datos de reflectancia como sacados de un pozo vertical virtual, que corte toda la secuencia muestreada.

De acuerdo a lo anterior, la posición dentro de la columna se visualiza como una profundidad estratigráfica, que corresponde a la posición en la columna del nivel muestreado, medida desde el techo de la secuencia (Figuras 4.3 y 4.9). Esa aproximación es similar a si se hubiesen sacado las muestras de un pozo que atravesara perpendicularmente a los estratos.

A este artificio se le ha denominado como el pozo virtual perforado desde el techo de los estratos. Consecuentemente, la posición medida desde el techo de la columna será expresada como la profundidad estratigráfica o profundidad equivalente (ver Figuras 4.3 y 4.9).

5.1.1 Datos de Maduración Termal Medidos en la Carretera El Cobre

A partir de los análisis de reflectancia de la vitrinita realizados a las muestras recolectadas en la zona de la Carretera El Cobre, se obtuvieron 3 muestras de valor confiable y 11 de valor menos confiables (Figura 5.1). De acuerdo a estos resultados, la mayoría de las muestras caen dentro de rangos de madurez avanzada a post madura (Villar, 1999).

Los datos de reflectancia de la vitrinita versus profundidad equivalente (calculada como se explicó previamente en este capítulo) se muestran en la Figura 5.2.

En la Figura 5.1 se observa que el conjunto de los datos de reflectancia de la vitrinita medida de niveles ubicados en las columnas CC1, CC2 y CC3, muestra una tendencia de aumento de la reflectancia con la profundidad, tal como debería esperarse si la integración es estratigráficamente consistente.

De la observación de la recta generada con los datos confiables, se aprecia que el resto de las muestras se distribuyen en torno a ella. En particular para las muestras v1103, v1036, c807, v1110, v1109. El resto de los datos, exceptuando a la muestra v1101, muestra una reflectancia

notablemente menor a la tendencia, lo cual coincide bastante bien un aumento del grado de meteorización de las rocas interpretado por el analista sobre la base de sus propias observaciones y sin conocer la posición estratigráfica de las muestras.

Finalmente, la muestra v1101 presenta una reflectancia anormalmente alta para la tendencia, medida en dos partículas símil – vitrinita (Villar, 1999). La explicación puede deberse a dos razones; a al paso un fluido caliente, o bien que no se trate de partículas de vitrinita.

Muestra	Prof. Equivalente	Ro %	s %	Calidad Muestra	Columna
v1107	257	1,08	0,064	a	CC2
v1036	500	1,22	0,103	c	CC2
v1031	633	0,96	0,058	c	CC2
v1030	638	0,87	0,028	c	CC2
c807	640	2,05	0,209	c	CC2
v1021	659	1,31	0,115	c	CC2
v1017	672	1,21	0,158	c	CC2
v1019	675	1,77	0,099	a	CC2
v1013	677	1,12	0,078	c	CC2
v1110	590	1,41	0,095	c	CC3
v1109	835	2,35	0,217	c	CC3
v1103	37	1,03		c	CC1
v1101	105	2,08	0,157	c	CC1
v1102	110	1,22	0,128	a	CC1

Figura 5.1. Datos de reflectancia de la vitrinita (Ro) y profundidad estratigráfica (Prof. Equivalente) de las muestras en la zona de la Carretera El Cobre. La explicación de la calidad de la Muestra ver Anexo II.

Sobre la base de las observaciones y de acuerdo al criterio del autor, se considerarán aquellas muestras consideradas confiables por el analista además de aquellas que presentan un población razonablemente representativa y se aproximen a la tendencia .

5.1.2 Datos de Maduración Termal en la Zona del Cajón de Las Leñas

En el Cajón de las Leñas se dispone de cuatro columnas levantadas en secuencias de la Formación Coya - Machalí (=Abanico), LL1, LL2, LL3 y LL4 (Arce, en prep.) con al menos un dato de reflectancia, más dos datos de reflectancia obtenidos a partir de muestras recolectadas en rocas de la Formación Leñas - Espinoza (muestras C-28, y C-219).

De la totalidad de las muestras analizadas, sólo unas pocas de escasa confiabilidad caen fuera del campo de rocas post maduras, ubicándose en rangos propios del metamorfismo de bajo grado.

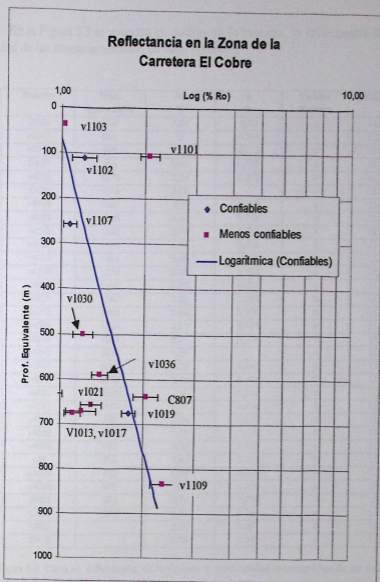


Figura 5.2. Gráfico de los datos reflectancia de la vitmita versus profundidad estratigráfica de las muestras ubicadas en las columnas CC1, CC2 y CC3, zona de la Carretera El Cobre. Los rombos señalan las muestras confiables, los rectángulos indican muestras menos confiables. La línea muestra la tendencia (regresión lineal) de los datos confiables.

En la Figura 5.3 se muestra el código de la muestra, la reflectancia de la vitrinita (%Ro), y calidad de las muestras tomadas en cada columna.

Muestra	Prof. Equivalente	Ro %	s %	Calidad Muestra	Columna
OA63	939	2,69	0,23	c	LL3
v4002	941	3	0,344	c	LL3
v4001	946	2,62	0,312	c	LL3
OA67	994	3,02	0,319	a	LL3
v4006	1072	2,84	0,379	c	LL3
C-20	1078	3,06		c	LL3
v4005	1080	2,8	0,138	a	LL3
v4004	1086	1,42	0,125	b	LL3
v4003	1092	2,79	0,215	c	LL3
v4008	1689	3,14	0,325	c	LL3
v4007	1694	3,65	0,22	a	LL3
v4009	1730	3,02	0,152	c	LL3
v4010	1780	3,47	0,277	b	LL3
v4011	1783	3,35	0,263	b	LL3
v4012	1786	3,06	0,175	b	LL3
v4013	1794	3,21	0,156	a	LL3
v4014	1822	2,74	0,255	c	LL3
v4015	1830	1,76		c	LL3
v4017	2042	3,12	0,246	b	LL3
v4016	2072	3,48	0,311	b	LL3
v4020	2208	2,3	0,242	c	LL3
v4021	750	2,72	0,218	c	LL4
v4022	750	2,96	0,329	c	LL4
v4023	750	1,91	0,16	c	LL4
v4023	750	3,32	0,278	c	LL4
c16	750	3,45	0,311	b	LL4
v4024	925	2,75	0,326	c	LL4
v4026	975	3,3	0,256	a	LL4
v4025	975	2,74	0,216	b	LL4
OA33	2370	4,24	0,234	c	LL2
OA20	-	3,56	0,261	b	LL1
OA13	-	3,19	0,348	c	LL1

Figura 5.3. Datos de reflectancia de la vitrinita y profundidad estratigráfica de las muestras en la zona de el Cajón de Las Leñas.

De la Figura 5.4 es posible observar que al integrar los datos de las columnas LL3 y LL4, la tendencia de la madurez termal aumenta con la profundidad estratigráfica. Por otro lado, los datos de reflectancia medidos en muestras recolectadas de niveles pertenecientes a la columna LL4, presentan una reflectancia levemente mayor que la medida para los valores de la columna LL3. Este hecho puede resultar complejo de explicar, pero al menos en parte puede deberse a que la sección conocida de ambas columnas se encontraban lo suficientemente alejadas como para que variaran las condiciones termales y de enterramiento y/o el espesor de los estratos.

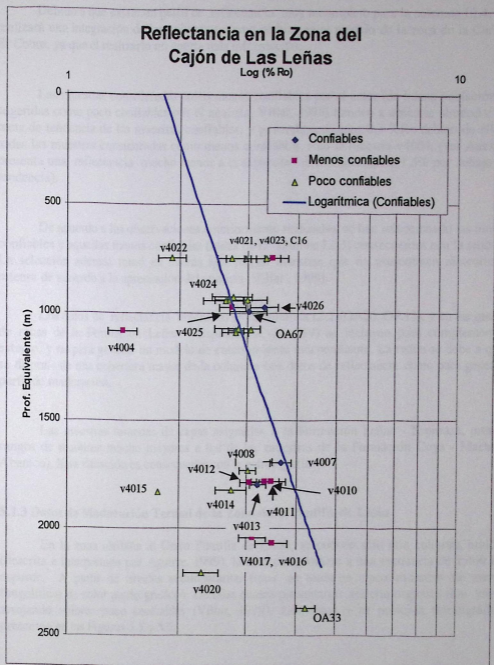


Figura 5.4. Perfil de reflectancia de la vitrinita versus profundidad equivalente para muestras de la Formación Coya - Machalí tomadas en el Cajón de Las Leñas. En este gráfico se han complementado los datos tomados de las columnas LL2, LL3, LL4, y se han distinguido según su confiabilidad. La recta azul muestra la tendencia de las muestras más confiables (ver texto).

Debido a que existe un perfil de reflectancia muy incompleto para la columna LL4, no se realizará una integración de las columnas, como se hizo en el modelo de la zona de la Carretera El Cobre, ya que el realizarlo no aporta más información.

Las muestras consideradas como menos confiables por el autor (de buena población pero sugeridas como poco confiables por el analista, Villar, 1999) tienden a ubicarse alrededor de la recta de tendencia de las muestras confiables, y generalmente unos 0,3 %Ro debajo de ella. De todas las muestras consideradas como menos confiables, sólo la muestra v4004, (ver Anexo II), presenta una reflectancia mucho menor a la esperada (aproximadamente 1,5% por debajo de la tendencia).

De acuerdo a las observaciones anteriormente realizadas, se han seleccionado las muestras confiables y aquellas menos confiables (todas de la columna LL3) consecuentes con la tendencia. La selección además tomó en cuenta que fueran muestras que no presentaran meteorización intensa de acuerdo a la apreciación del analista (Villar, 1999).

Los datos de reflectancia obtenidos en la columna LL1 (OA20, OA13), y en las muestras de rocas de la Formación Leñas - Espinoza (C-28, 219) se incluyen para complementar el estudio, y no para generar un modelo de enterramiento independiente. La razón se debe a que no se dispone de una cobertura mayor de la columna con datos de reflectancia como para generar un perfil de maduración.

Las muestras tomadas de capas asignadas a la Formación Leñas - Espinoza, presentan rangos de madurez mucho mayores a los de las muestras de la Formación Coya - Machalí (= Abanico). Esta situación es consecuente con la estratigrafía.

5.1.3 Datos de Maduración Termal de la Zona de la Puntilla de Licán

En la zona aledaña al Cerro Puntilla de Licán, se conoce sólo una columna litológica, (descrita e interpretada por Aguirre, 1999), la cual compromete a una secuencia de 1.400 m. de espesor. A partir de niveles sedimentarios finos, se tomaron cinco muestras de areniscas fangolíticas de color pardo grisáceo. De ellas cuatro presentaron materia orgánica tipo vitrinita, arrojando valores poco confiables (Villar, 1999). Los datos y su posición estratigráfica se presentan en las Figuras 5.5 y 5.6.

Posición Columna	Prof. Equivalente	Ro %	S %	Calidad Muestra	Muestra	Numero de partículas
525	875	0,92	0,128	c	v3002	3
539	861	1,42	0,188	c	v3003	6
813	587	0,54	0,046	c	v3005	5
525	875	2,45		c	v3002	1

Figura 5.5. Datos de reflectancia de la vitrinita y profundidad estratigráfica de las muestras en la zona de la Puntilla de Licán.

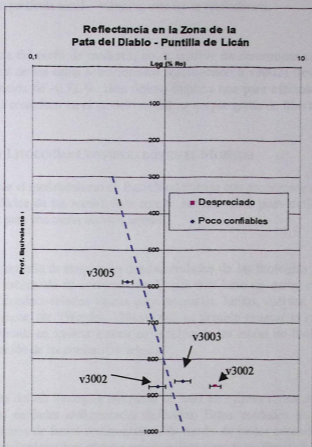


Figura 5.6. Perfil de reflectancia de la vitrinita versus profundidad estratigráfica (o equivalente) para las muestras tomadas en la zona de la Puntilla de Licán. La escasez de datos hacia el techo de la columna impide la determinación del perfil de madurez termal de la sección. La línea punteada muestra una posible tendencia de la madurez.

En la Figura 5.6 se puede apreciar que todas las muestras, exceptuando la muestra v3002, parecen tener niveles de madurez térmica desde moderados a altos (Villar, 1999). Sin embargo, difícilmente permiten definir un perfil madurez por la cercanía estratigráfica que presentan. La muestra v3002 presenta una reflectancia mucho más alta que el resto de sus pares, y como fue medida sólo en una partícula símil - vitrinita, esta no se considerará.

La tendencia del perfil de madurez, no es posible de determinar con claridad, más aún, una regresión lineal de los datos seleccionados (excluyendo a v3002) lleva a una recta con un coeficiente de posición de $-0,72\%$. Esto último implica que para efectos de la modelación, el perfil de madurez a considerar en el modelo tendrá un mayor grado de libertad.

5.2.- ESPESORES Y LITOLOGÍAS CONSIDERADOS EN EL MODELO

Debido a que el modelamiento en BasinMod trabaja con propiedades termales de las rocas (conductividad calórica de las rocas). Este resulta ser relevante pues define la pendiente de la curva de gradiente para una cierta historia termal.

Una forma sencilla de estimar las conductividades de las litologías sin recurrir al trabajo de laboratorio, es estimando su composición. Existe una base de datos en el BasinMod (ver Anexo I) con las conductividades típicas para areniscas, lutitas, calizas, limolitas, evaporitas, turba, productos ígneos, etc. (Waples, 1994a). Así, es posible estimar la conductividad de una litología mixta, definida en arbitrariamente en función de las tablas de litologías fundamentales, como una interpolación de las conductividades.

La forma de definir litologías utilizadas se basa en estimaciones de la composición que tienen las distintas unidades sedimentarias definidas. Estas unidades han sido caracterizadas localmente en términos de facies sedimentarias, de modo de poder extender el dominio de una litofacies en lugares donde no hay registro estratigráfico conocido (Figura 5.7)

Otra forma en que influye la litología estimada para cada unidad, es en el factor de compactación. Así como en BasinMod se encuentran tabuladas las propiedades calóricas de las rocas, también se dispone de una base de datos con los coeficientes de compactación (ver Capítulo 3 y Anexo I) de las litologías típicas fundamentales. El coeficiente de compactación es importante en unidades sedimentarias ricas en arcillas, que son las litologías que presentan un coeficiente de compactación mayor.

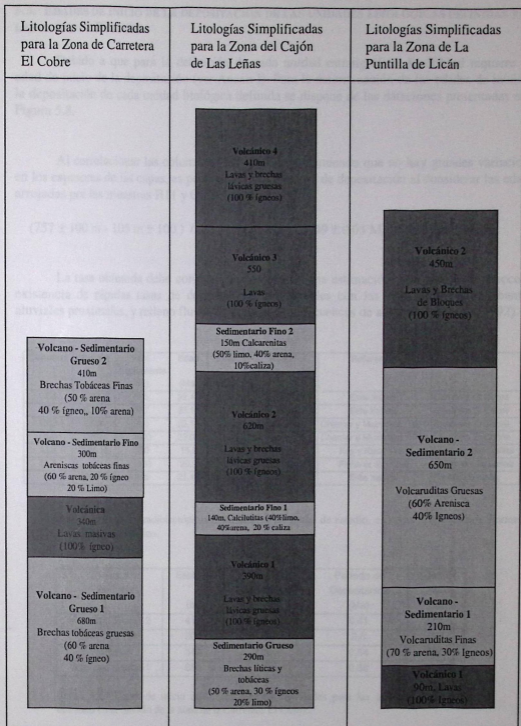


Figura 5.7. Litologías definidas para caracterizar las unidades sedimentarias en los modelos de cada zona de estudio. Los rectángulos no se encuentran a igual escala.

5.3. EDADES DE INICIO DE LA DEPOSITACIÓN DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS DEFINIDAS PARA LAS ZONAS DE ESTUDIO

Debido a que para la definición de cada unidad estratigráfica, BasinMod requiere una edad de inicio de la depositación (ver Anexo I). Para la determinación de las edades de inicio de la depositación de cada unidad litológica definida se dispone de las dataciones presentadas en la Figura 5.8.

Al correlacionar las columnas CC1 y CC2, y asumiendo que no hay grandes variaciones en los espesores de las capas, es posible calcular una tasa de depositación al considerar las edades arrojadas por las muestras H11 y C799.

$$(757 \pm 100 \text{ m} - 105 \text{ m} \pm 100) / (23,17 \pm 0,1 \text{ Ma} - 22,49 \pm 0,05 \text{ Ma}) = 958 \pm 100 \text{ m/Ma}$$

La tasa obtenida debe considerarse sólo como una estimación, que permite reconocer la existencia de rápidas tasas de depositación, comparables con las tasas medidas en abanicos aluviales proximales, y relleno fluvial de graben, rifts, y cuencas de antepaís. (Einsle, 1992).

Columna	Muestra	Prof. Equivalente (m)	Edad (Ma)	Error (Ma)	Autor o Responsable	Referencia	Localidad
CC1	H11	105	22,49	0,05	P. Gans	Este trabajo	Carretera El Cobre
CC2	C799	757	23,17	0,1	P. Gans	Este trabajo	Carretera El Cobre
CC3	C786	700	23,16	0,83	F. Munizaga	Charrier y Munizaga, 1979	Carretera El Cobre
CC3	C787	1500	23,08	0,1	F. Munizaga	Charrier y Munizaga, 1979	Carretera El Cobre
LL3	CME-1B	380	15,9	0,5	E. Farrar	Kay y Kurz, 1995	Cajón de Las Leñas
LL4		1550	20,9	0,27	C. Swisher	Flynn et al., 1994	Cajón de Las Leñas
PL	RPD43B	310	21,47	0,004	P. Gans	Este trabajo	Puntilla de Licán

Figura 5.8. Dataciones radioisotópicas realizadas en las zonas de estudio, en rocas asignadas a la Formación Coya - Machalí = Abanico.

Evento o Formación	Espesor (m)	Tasa de Depositación (m/Ma)	Período de Depositación (Ma)	Edad de Inicio (Ma)
Volc. Sed Grueso 2	410	1000	0,41	22,57
Volc. Sed Fino	300	500	0,6	23,17
Volcánico	340	1000	0,34	23,51
Volc. Sed Grueso 1	680	1000	0,68	24,19

Figura 5.9. Edades de inicio de la depositación calculadas para las unidades litológicas definidas en el modelo de la zona de la Carretera El Cobre.

Para efectos de calcular las edades de inicio de la depositación se considerarán dos tasas de depositación que definen un rango que contienen al valor calculado. Se consideró una tasa de 1.000 m/Ma para calcular la edad de inicio de las unidades clásticas gruesas y volcánicas

efusivas, mientras que para las unidades compuestas por litologías finas se calculó la edad de inicio asumiendo una tasa de 500 m/Ma. Los resultados de los cálculos para cada una de las unidades definidas en las tres zonas de estudio, se presentan en las Figuras 5.9, 5.10 y 5.11.

Evento o Formación	Espesor (m)	Tasa de Deposición (m/Ma)	Período de Deposición (Ma)	Edad de Inicio (Ma)
Volcánico 4	410	1000	0,41	15,09
Volcánico 3	500	1000	0,5	15,59
Sedimentario Fino 2	150	500	0,3	15,89
Volcánico 2	620	1000	0,62	16,51
Sedimentario Fino 1	140	500	0,28	16,79
Volcánico 1	390	1000	0,39	17,18
Sedimentario Grueso	290	1000	0,29	17,47

Figura 5.10. Edades de inicio de la depositación calculadas para las unidades litológicas definidas en el modelo de la zona del Cajón de Las Leñas.

Evento o Formación	Espesor (m)	Tasa de Deposición (m/Ma)	Período de Deposición (Ma)	Edad de Inicio (Ma)
Volcánica 2	450	1000	0,45	20,82
Volcano - Sedimentaria 2	650	1000	0,65	21,47
Volcano - Sedimentaria 1	210	500	0,42	21,89
Volcánica 1	90	1000	0,09	21,98

Figura 5.11. Edades de inicio de la depositación calculadas para las unidades litológicas definidas en el modelo de la zona de la Puntilla de Licán.

Otras edades complementarias para el presente estudio han sido determinadas en trabajos previamente realizados (ver Figura 5.12).

Unidad Geológica	Mineral Datado	Edad (Ma)	Error (Ma)	Localidad
Intrusivo La Obra	Biotita	19,6	0,5	Cajón del Maipo
Intrusivo La Obra	K-Fd	16,2	0,3	Cajón del Maipo
Intrusivo San Gabriel	Biotita	11,4	0,2	Cajón del Maipo
Intrusivo Nac. del Cortaderal	Biotita	8,4	0,3	Valle del Cachapoal
Intrusivo Nac. del Cortaderal	K-Fd	7,7	0,1	Valle del Cachapoal
Estero Crucero	Biotita	8,8	0,1	Cajón de Las Leñas
Cruz de la Piedra	Biotita	5,5	0,2	Sector del Teniente

Figura 5.12. Algunas edades de intrusivos de la región presentadas en el trabajo de Kay y Kurz, (1995) y Kurz et al., (1996).

5.4. CONSIDERACIONES ACERCA DE LA HISTORIA DE EXHUMACIÓN DE LA REGIÓN DESDE EL OLIGOCENO HASTA EL PRESENTE

Sobre la base de los antecedentes presentados en trabajos anteriores (Capítulo 1.5), es posible considerar que la historia de la región ha registrado al menos tres eventos de exhumación importantes, ubicados en las siguientes edades (Figura 1.4):

19 - 16 Ma. Este evento ha sido registrado por el enfriamiento rápido del stock La Obra (Kurz et al., 1996). Este habría afectado al menos el área situada unos al Este de la Zona de la Puntilla de Licán.

8 - 7 Ma. El enfriamiento rápido (1 Ma!) del intrusivo Nacimiento del Cortaderal indica que la región sufrió una importante etapa de exhumación durante este período. Este intrusivo se encuentra unos 10 Km. al sur de la zona del Cajón de Las Leñas.

6 - 4.7 Ma. La coincidencia de edad de la mineralización durante un período relativamente breve (3 Ma) de tres pórfidos cupríferos, entre otras evidencias, sugieren eventos de exhumación profunda.

Alguno de estos eventos de exhumación debió haber ocurrido después de que la Formación Coya - Machalí (= Abanico) alcanzará su máximo enterramiento. En particular, las condiciones tectónicas que controlaron el fin de la subsidencia y el comienzo de la exhumación debieron haber traído consecuencias en el régimen de flujos de calor de la región.

5.5. DATOS TERMALES ACTUALES

Para la región se dispone solamente de dos estimaciones de flujo calórico realizadas con el método tradicional (Figura 5.13). Estos fueron calculados por Uyeda et al. (1978) a partir de datos de temperatura medidos en sondajes realizados en las minas La Africana y Disputada de Las Condes, obteniéndose 79 y 61 mW/m² respectivamente. El resto de los datos conocidos fueron medidos a partir de termometría geoquímica por Muñoz (1987).

Sobre esta base Muñoz y Hamza (1993) determinaron un promedio para el flujo calórico en la cuenca de Santiago de 78,7 mW/m².

Para efectos de la modelación se considerarán los datos tomados en la mina La Disputada, debido a que estos se encuentran en el mismo tipo de roca y unidad morfoestructural (ver Figura 1.1) que las tres zonas de estudio, y por lo tanto son tectónicamente más consistentes. A excepción del flujo calórico anómalo medido en las termas de Cauquenes (Muñoz, 1987), no se dispone de datos de temperatura ni flujo de calor en localidades más cercanas.

Localidad		Posición				Ts (°C)	Q (mW/m ²)	K (W/m ^{°C})	Autor
		L. S.		L.W.					
1	La Africana	33	28	70	48	23	79	2,7	Uyeda et al., 1978
2	La Disputada	33	8	70	20	5	61	3,8	Uyeda et al., 1978
3	Colina	33	10	70	38	30	97	-	Muñoz, 1987
4	Apoquindo	33	25	70	25	22	78	-	Muñoz, 1987
5	Baños Colina	33	48	70	0	50	241	-	Muñoz, 1987
6	Baños Morales	33	50	70	3	22	101	-	Muñoz, 1987
7	Cauquenes	34	16	70	35	48	178	-	Muñoz, 1987
8	Vegas del Flaco	34	57	70	28	77	212	-	Muñoz, 1987

Figura 5.13. Algunas medidas de flujo calórico determinadas para la región de Chile Central. Ts= temperatura superficial, Q= flujo de calor y K= conductividad calórica).

5.6. MODELOS DE HISTORIA DE ENTERRAMIENTO

Sobre la base de las unidades estratigráficas definidas (con sus respectivas edades de inicio calculadas) más los datos termales actuales y los datos de maduración termal, se construyen modelos de enterramiento para cada una de las zonas.

Debido a que no se encontró evidencia que permitiera definir con precisión la edad de máximo enterramiento, se postulan tres modelos para cada una de las zonas, cada uno asociado a una edad de máximo enterramiento, a los 8 Ma, 16 Ma y 4,7 Ma.

Para efectos de definir la historia termal, el flujo calórico se modifica para dos momentos dentro de la historia geológica: la edad de la depositación (flujo asociado a las condiciones en las cuales se depositaron las unidades), y para la edad de el máximo enterramiento.

Para BasinMod, las edades de los flujos termales marcan solamente el inicio de un período con el flujo definido, e irá variando con el tiempo linealmente hasta llegar a la siguiente edad para la cual se definió el flujo calórico.

La metodología adoptada para investigar cada uno de estos modelos pasa por la determinación de una solución arbitraria, y en torno esta se realiza un análisis de sensibilidad combinado para variaciones en la historia termal (esencialmente consiste en cambio en el flujo calórico para las dos edades consideradas).

5.6.1. Modelo de Historia de Enterramiento en la Zona de La Carretera El Cobre.

a) Modelo Inicial

De acuerdo a la caracterización de las litologías presentes en la columna CC2, se definen las siguientes litologías descritas en la Figura 5.14.

Utilizando las edades de depositación calculadas sobre la base de estimaciones de tasas de depositación (ver sección 5.3), y precisando unidades con las litologías previamente definidas se construye la tabla estratigráfica básica o inicial del modelo de la zona (Figura 5.15).

Nombre de la Litología	Color de la Litología	Patrón Litológico	% de arena	% de limo	% de arcilla	% de dolomita	% de evaporita	% de karstigena	% de ignea	Total %
brechas tob. gruesas	Yellow-Orange	Coarse Sand	60	0	0	0	0	0	40	100.0
Lavas	True Blue	Solid Background	0	0	0	0	0	0	100	100.0
brechas tob finas	Medium Gray	Coarse Sand	60	10	0	0	0	0	30	100.0
Areniscas tob finas	Dark Gray	Sandstone	60	20	0	0	0	0	20	100.0

Figura 5.14. Litologías definidas para el modelo de enterramiento de la zona de la Carretera El Cobre de acuerdo a parámetros BasinMod (v. 5.41).

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Volc. Sed Grueso 2	F	22,57	0	410		brechas tob finas
Volc. Sed Fino	F	23,17	410	300		areniscas tob finas
Volcánico	F	23,51	710	340		Lavas
Volc. Sed Grueso 1	F	24,19	1050	680		brechas tob gruesas

Figura 5.15. Tabla estratigráfica inicial del modelo de la zona de la Carretera El Cobre.

Como una primera aproximación de la historia termal se utiliza una tabla de valores de flujo calórico constante de 70 mW/m² y una temperatura superficial de 15°C (Figura 5.16).

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
8	70	15			
24	70	15			

Figura 5.16. Tabla de valores temporales utilizada en la primera aproximación para el modelo de la Carretera El Cobre. El flujo de calor es considerado constante a partir de los últimos 24 Ma.

Los datos actuales considerados se presentan en la figura 5.17 y se basan en datos medidos en la mina La mina Disputada (ver Uyeda et al., 1978).

Flujo Calórico	61	mW/m ²
Temperatura Superficial	5	C
Cálculo de la Madurez	Ro Simple	
Compactación	Falvey & Middleton	
Integración en Profundidad	1000	m

Figura 5.17. Datos termales actuales y opciones de cálculo considerados para el modelo de enterramiento. Los datos corresponden a los datos medidos en la Disputada (Uyeda et al., 1978).

El resultado de este primer modelo refleja que la curva de madurez calculada dista mucho de los datos de madurez medidos en el laboratorio (Figura 5.18). Est último se puede apreciar en que la curva roja de la madurez calculada se encuentra muy por debajo de la curva negra de la madurez medida. Esto ocurre porque los datos de reflectancia reflejan una madurez mucho mayor a la esperada si se considera una tabla estratigráfica como la inicial del modelo (Figura 5.15).

Esta diferencia puede ser explicada en parte considerando un enterramiento mucho mayor, o dicho en otras palabras, las rocas estuvieron cubiertas por un espesor mayor al que actualmente erosionado. Otra explicación complementaria considera flujos de calor en el pasado mucho mayores a los actualmente medidos, sin embargo, esta última explicación es incapaz por sí sola de lograr una madurez como la medida en las rocas. Puesto que la incorporación al modelo de altos flujos calóricos permite disminuir el espesor erosionado con respecto a la situación en la cual se considerara solamente un enterramiento en condiciones termales menores.

b) Modelos de Historia de Enterramiento

i) Caso 1: Máximo Enterramiento ocurre a los 8 Ma para el modelo de la zona de la Carretera El Cobre.

Una solución aproximada considera una historia termal como la mostrada en la Figura 5.19 y una tabla estratigráfica como la de la Figura 5.20. A los 24 Ma es la edad depositacional, y a los 8 Ma es el evento de máximo enterramiento del modelo.

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
8	150	15			
24	170	15			

Figura 5.19. Tabla de valores temporales para una solución compatible con la madurez de las rocas, caso1, modelo de la Carretera El Cobre.

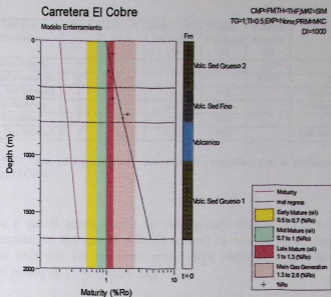


Figura 5.18. Comparación entre la curva de madurez calculada con el modelo inicial (rojo) versus los datos de madurez medida en la zona de la Carretera El Cobre, considerando que la historia esta representada por las unidades actualmente presentes. La marcada diferencia de madurez sugiere un enterramiento. La línea negra es una regresión lineal de los datos de reflectancia de la zona de la Carretera El Cobre.

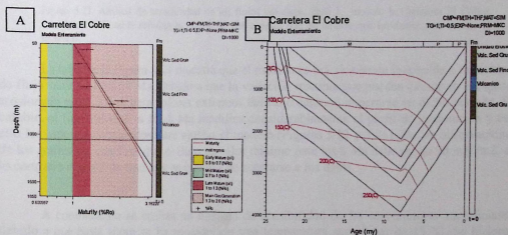


Figura 5.22. Solución inicial para el modelo de Carretera El Cobre en el caso 1, máximo enterramiento se alcanza a los 8 Ma. A. El perfil de madurez calculada (rojo) se ajusta bien a los datos de maduración termal medida en las rocas, B. Historia de enterramiento asociada a esta solución es de -2200 (ver texto).

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Evento Erosivo	E	7			-2200	
Unidad Erosionada	D	22.16			2200	Lavas
Volc. Sed Grueso 2	F	22.57	0	410		brechas tob finas
Volc. Sed Fino	F	23.17	410	300		Areniscas tob finas
Volcánico	F	23.51	710	340		Lavas
Volc. Sed Grueso 1	F	24.19	1050	680		brechas tob gruesas

Figura 5.20. Tabla estratigráfica para una solución compatible con la madurez medida, caso 1, modelo Carretera El Cobre.

Debido a que el ajuste resulta ser satisfactorio (Figura 5.22) se buscan las posibles soluciones cercanas (en términos de historia termal) en torno a esta solución. Para este fin se construye una tabla con los espesores erosionados asumiendo una temperatura superficial constante en el pasado de 15 °C (Figura 5.21).

Q(24) \ Q(8) (mW/m ²)	90	110	130	150	170	190	200
90	3600	3300	2700	2300	1950	1700	1650
130	3500	3200	2700	2300	1950	1700	1650
190	3400	3100	2500	2200	1900	1650	1600

Figura 5.21. Análisis de sensibilidad de los flujos calóricos, caso 1, modelo la Carretera El Cobre. Los datos de la tabla señalan la magnitud del espesor que se tendría que erosionar para ajustar el modelo.

La tabla de la Figura 5.21 muestra que el modelo es prácticamente insensible a los valores de flujo calórico a los 24 Ma, debido a que la variación máxima que pueden causar en el espesor erosionado es de 200 m para valores extremos del flujo calórico imperante en dicho período. En cambio, el flujo calórico a los 8 Ma modifica considerablemente el perfil de maduración y con ello los espesores requeridos para ajustar el modelo (Figuras 5.23 y 5.24). De las observaciones de los gráficos se concluye que el flujo de calor mínimo para los 8 Ma debe ser de 90 mW/m², de lo contrario el perfil de madurez es incapaz de acercarse a los datos.

A continuación se realiza un análisis de sensibilidad de las temperaturas superficiales, debido a que hasta ahora se ha considerado una temperatura superficial de 15 °C. Se hicieron variar las temperaturas superficiales para los 24 y 8 Ma en un rango entre los 5° C a los 15 °C, obteniéndose una variación del espesor erosionado menores a 200 m (Figura 5.25)

Como el modelo resultó ser prácticamente insensible a los flujos calóricos para los 24 Ma, se optó por fijar la temperatura superficial a 10 °C para este período y hacer variar la temperatura superficial a los 8 Ma, para tres distintas combinaciones de flujos calóricos en el pasado. Es necesario destacar que a pesar que se varió el flujo calórico a los 24 Ma, el mayor efecto en la variación del espesor erosionado depende principalmente del flujo calórico fijado a los 8 Ma, como se muestra en la Figura 5.25.

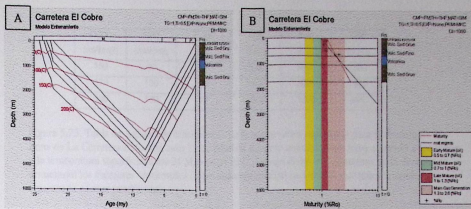


Figura 5.23. Análisis de sensibilidad del flujo calórico en el pasado, para el caso de 8 Ma para la edad de máximo enterramiento en la zona de la Carretera El Cobre, y con $Q(24)=130$, $Q(8)=90$ mW/m². El espesor erosionado asociado a esta solución es de 3500 m. A. Historia de enterramiento, y B. Perfil de madurez calculada. El perfil de madurez indica que el flujo calórico no puede ser menor que 90 mW/m², de lo contrario la curva de madurez se volvería más vertical saliendo fuera de la zona de madurez medida.

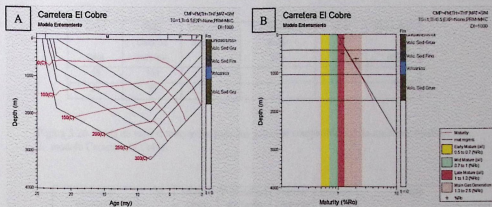


Figura 5.24. Análisis de sensibilidad del flujo calórico en el pasado, para el caso de 8 Ma para la edad de máximo enterramiento en la zona de la Carretera El Cobre, y con $Q(24)=130$, $Q(8)=200$ mW/m². El espesor erosionado asociado a esta solución es de 1650 m. A. Historia de enterramiento, y B. Perfil de madurez calculada. La buena correlación de la madurez calculada con la madurez medida indica que el rango del flujo calórico a los 8 Ma no está acotado por los datos de maduración termal.

Q(24) (mW/m2)	Q(8) (mW/m2)	T(24) (C)	T(8) 5 (C)	T(8) 10 (C)	T(8) 15 (C)
150	90	10	2500	2400	2300
170	130	10	2100	2000	1900
190	190	10	1800	1700	1600

Figura 5.25. Tabla de Análisis de sensibilidad de la temperatura superficial para el modelo de la Zona de La Carretera El Cobre, caso 1. La edad de máximo enterramiento haya ocurrido a los 8 Ma y la temperatura superficial a los 24 Ma sea de 10 C. Debajo de las tres columnas de la derecha se encuentran los espesores erosionados (expresados en metros) que tendría que tener la unidad erosionada en esas condiciones.

Las variaciones en la temperatura superficial para el período de 8 Ma, producen una variación en la madurez equivalente a menos de 200 m de erosión (Figura 5.25).

ii) **Caso 2:** Máximo Enterramiento ocurre a los 16 Ma para el modelo de la zona de la Carretera El Cobre.

Considerando una historia termal y tabla estratigráfica como las mostradas en las Figuras 5.26, 5.27, se obtiene una solución posible para el modelo (Figura 5.28).

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m2)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
16	150	15			
24	70	15			

Figura 5.26. Tabla de valores temporales para una solución compatible con la madurez medida, caso 2, modelo Carretera El Cobre.

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Evento Erosivo	E	16			-2300	
Unidad Erosionada	D	22.16			2300	Lavas
Volc. Sed Grueso 2	F	22.57	0	410		brechas tob finas
Volc. Sed Fino	F	23.17	410	300		Areniscas tob finas
Volcánico	F	23.51	710	340		Lavas
Volc. Sed Grueso 1	F	24.19	1050	680		brechas tob gruesas

Figura 5.27. Tabla estratigráfica para una solución compatible con la madurez medida, caso 2, modelo Carretera El Cobre.

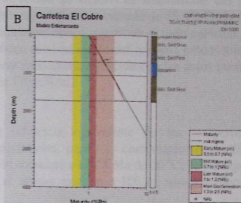
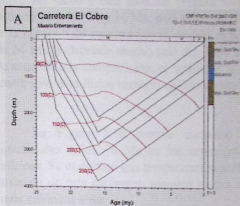


Figura 5.28. Historia de enterramiento y gráfico de comparación entre la madurez calculada (color rojo) y los datos de reflectancia de vitrinita tomados en la Carretera El Cobre, asumiendo que el mayor evento de erosión ocurre a los 16 Ma. A. Historia de enterramiento, y B. Perfil de madurez calculada. Los datos de Flujo calórico son $Q(24)=70$, $Q(16)=150$ mW/m², y el espesor erosionado asociado es de 2300.

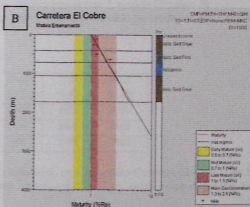
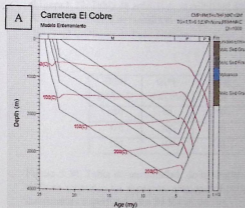


Figura 5.33. Historia de enterramiento y gráfico de comparación entre la madurez calculada (color rojo) y los datos de reflectancia de vitrinita tomados en la Carretera El Cobre, asumiendo que el mayor evento de erosión ocurre a los 4.7 Ma. A. Historia de enterramiento, y B. Perfil de madurez calculada. Los datos de Flujo calórico son $Q(24)=130$, $Q(4.7)=160$ mW/m², y el espesor erosionado asociado es de 2.100.

En torno a esta solución (Figura 5.28) se realiza un análisis de sensibilidad del flujo calórico para los 24 y 16 Ma, para una temperatura superficial de constante de 15 °C. En la tabla de la Figura 5.29 muestra que el modelo es notoriamente menos insensible al flujo calórico para los 24 Ma, y depende mucho más del flujo calórico en el momento del máximo enterramiento. De acuerdo a la comparación, el ajuste de la curva de madurez calculada con los datos medidos ocurre sólo para flujos mayores calóricos mayores 110 mW/m².

La Figura 5.30 permite comparar la influencia equivalente de las temperaturas superficiales a los 16 Ma en los espesores erosionados, para tres combinaciones de flujos calóricos. Se consideró una temperatura superficial constante a los 24 Ma de 10 °C, debido que la variación de este parámetro requiere ajustes en el espesor menores a 100 m, aun considerando flujos calóricos altos.

Q(24) \ Q(16) (mW/m ²)	90	110	130	150	170	190	200
90	4000	3300	2700	2300	2000	1700	1700
130	4000	3300	2700	2300	2000	1700	1650
190	3700	3300	2700	2300	2000	1700	1600

Figura 5.29. Tabla de análisis de sensibilidad del flujo calórico para el caso 2, modelo Carretera El Cobre. En la tabla se muestra el valor que tendría que tener el espesor erosionado para cada una de las combinaciones de flujo calórico.

Q(24) (mW/m ²)	Q(16) (mW/m ²)	T(24) (C)	T(16) 5 (C)	T(16) 10 (C)	T(16) 15 (C)
150	90	10	2500	2400	2300
170	130	10	2100	2000	1900
190	190	10	1800	1700	1600

Figura 5.30. Tabla de sensibilidad de la temperatura superficial, caso 2, modelo Carretera El Cobre. En la tabla se muestran los espesores erosionados para tres combinaciones de flujos calóricos en el pasado. La temperatura superficial a los 24 Ma es de 10 C.

De la tabla del análisis de sensibilidad de la temperatura que muestra la Figura 5.30, es posible concluir al considerar una cierta temperatura superficial a los 16 Ma, el máximo error asociado a la estimación de la erosión es menor a 200 m.

iii) Caso 3. Máximo Enterramiento ocurre a los 4.7 Ma para el modelo de la zona de la Carretera El Cobre.

Una posible solución se obtiene para los datos presentados en las tablas de las Figuras 5.31 y 5.32. La historia de enterramiento y respectiva y el perfil de madurez calculada se presenta en la Figura 5.33.

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
4.7	160	15			
24	130	15			

Figura 5.31. Tabla de valores temporales para una solución compatible con la madurez medida, caso 3, modelo Carretera El Cobre.

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Evento Erosivo	E	4.7			-2100	
Unidad Erosionada	D	22.16			2100	Lavas
Volc. Sed Grueso 2	F	22.57	0	410		brechas tob finas
Volc. Sed Fino	F	23.17	410	300		Areniscas tob finas
Volcánico	F	23.51	710	340		Lavas
Volc. Sed Grueso 1	F	24.19	1050	680		brechas tob gruesas

Figura 5.32. Tabla estratigráfica para una solución compatible con la madurez medida, caso 3, zona de la Carretera El Cobre.

El análisis de sensibilidad del flujo calórico para una temperatura superficial constante de 15 °C (Figura 5.33) muestra que el modelo está controlado por el flujo calórico en el momento en que se produjo el momento de máximo enterramiento.

Q(24) \ Q(4.7) (mW/m ²)	90	140	160	180	200
90	4000	2400	2100	1800	1700
130	4000	2400	2100	1800	1600
190	3700	2400	2050	1800	1600

Figura 5.34. Análisis de sensibilidad del flujo calórico, caso 3, modelo Carretera El Cobre. En la tabla se muestra el valor que tendría que tener el espesor erosionado para cada una de las combinaciones de flujo calórico.

La influencia de la temperatura superficial al momento del máximo enterramiento se presenta para tres casos de combinaciones de flujo calórico (Figura 5.35). Al variar la temperatura superficial a los 24 Ma, la curva de madurez cambia equivalentemente a menos de 100 m. de erosión. Por lo tanto, la influencia de la temperatura superficial a los 24 Ma posee un error más pequeño que el error mismo de apreciación personal del ajuste entre la curva y los datos de reflectancia medida.

Q(24) (mW/m2)	Q(4.7) (mW/m2)	T(24) °C	T(4.7) 5 °C	T(4.7) 10 °C	T(4.7) 15 °C
90	140	10	2600	2500	2500
130	160	10	2300	2150	2100
190	180	10	2000	1900	1800

Figura 5.35. Análisis de sensibilidad de la temperatura superficial, caso 3, zona de La Carretera El Cobre. La tabla muestra los espesores erosionados para tres combinaciones de flujos calóricos en el pasado. La temperatura superficial a los 24 Ma es de 10 C.

5.6.2 Modelo de Historia de Enterramiento del Cajón de Las Leñas

a) Modelo Inicial

De acuerdo a la caracterización de las unidades presentes en la columna LL3, se definen las litologías (Figura 5.36).

Nombre de la Litología	Color de la Litología	Patrón Litológico	% de arena	% de limo	% de arcilla	% de caliza	% de evaporita	% de kerógeno	% de lignita	Total %
Lavas	True Blue	id Background							100	100.0
Calciulitas	Dark Gray	Siltstone	40	40		20				100.0
Calcarenitas	Dark Gray	Fine Sand	40	50		10				100.0
Brechas tobáceas		Sandstone	50	20					30	100.0

Figura 5.36. Litologías definidas para el modelo de enterramiento de la zona de el Cajón de Las Leñas de acuerdo a parámetros BasinMod (v. 5.41).

Utilizando las edades de depositación calculadas sobre la base de estimaciones de tasas de depositación (ver sección 5.3), y precisando unidades con las litologías previamente definidas se construye la tabla estratigráfica básica o inicial del modelo de la zona (Figura 5.37)

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Volcánico 4	F	15,09	0	410		Lavas
Volcánico 3	F	15,59	410	500		Lavas
Sedimentario Fino 2	F	15,89	910	150		Calcarenitas
Volcánico 2	F	16,51	1060	620		Lavas
Sedimentario Fino 1	F	16,79	1680	140		Calciulitas
Volcánico 1	F	17,18	1820	390		Lavas
Sedimentario Grueso	F	17,47	2210	290		Brechas tobáceas

Figura 5.37. Tabla estratigráfica del modelo inicial de la zona de el Cajón de Las Leñas.

Como una primera aproximación de la historia termal se utiliza una tabla de valores de flujo constante de 70 mW/m2 y una temperatura superficial de 15° C (Figura 5.38). Como

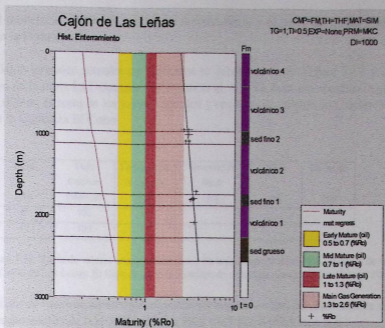


Figura 5.39. Comparación entre la curva de madurez calculada (curva roja) con el modelo inicial y los datos de maduración medidos en las muestras analizadas de el Cajón de las Leñas (recta negra). El modelo presentado en el gráfico corresponde a un modelo con la estratigrafía actualmente observable pero que no se ajusta a los parámetros termales medidos en la cuenca.

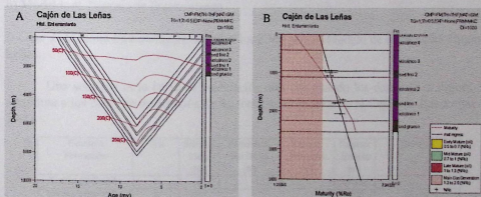


Figura 5.41. Historia de Enterramiento (A) y comparación entre la curva de madurez calculada (B) y los datos de maduración medidos en las muestras analizadas de el Cajón de las Leñas, asumiendo una edad de máximo enterramiento a los 8 Ma y considerando $Q(17)=100$, $Q(8)=80$ mW/m² y un espesor erosionado de 4000 m. A pesar que la curva de madurez producida por el modelo no calza bien los valores de madurez, se considera como una solución inicial para el problema. Las

resultado del modelo se obtiene la historia de enterramiento y el perfil de maduración calculada presentado en la Figura 5.46.

Los datos termales actuales considerados se presentan en la Figura 5.17 y se basan en datos medidos en la mina La Disputada por Uyeda et al. (1978). Para este modelo la elevación del pozo es de 2.000 m, el resto de los valores actuales y opciones de cálculo son idénticos al modelo de la zona de la Carretera El Cobre.

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
8	100	15			
17	100	15			

Figura 5.38. Tabla de valores temporales utilizada en la primera aproximación, modelo de la zona del Cajón de Las Leñas. El flujo de calor es considerado constante a partir de los últimos 20 Ma.

El evento de máximo enterramiento puede ser situado en dos posibles edades de acuerdo a los datos de exhumación de la región, esto es a los 8 y 4,7 Ma (ver sección 5.4.)

Al igual que en el modelo de la zona de la Carretera El Cobre, el perfil de madurez calculada dista mucho del perfil de madurez medida (Figura 5.39). Esta diferencia puede deberse a la erosión de una unidad sobreyacente y a condiciones de alto flujo calórico. Estas variables se investigan para dos posibles edades de máximo enterramiento.

b) Modelos de Historia de Enterramiento

i) Caso I: Máxima Enterramiento ocurre a los 8 Ma para el Modelo de la zona del Cajón de Las Leñas.

Una solución cuya curva de maduración obtenida usando los datos de la Figura 5.40, se aproxima a los datos de maduración de Ro tomadas en la zona de el Cajón de Las Leñas (Figura 5.41).

A	Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
	Evento de Erosión	E	8			-5700	
	Unidad Erosionada	D	14,7			5700	Lavas
	Volcánico 4	F	15,09	0	410		Lavas
	Volcánico 3	F	15,59	410	500		Lavas
	Sedimentario Fino 2	F	15,89	910	150		Calcarenitas
	Volcánico 2	F	16,51	1060	620		Lavas
	Sedimentario Fino 1	F	16,79	1680	140		Calcululitas
	Volcánico 1	F	17,18	1820	390		Lavas
	Sedimentario Grueso	F	17,47	2210	290		Brechas tobáceas

Leyenda en la página siguiente.

B

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
8	80	15			
17	100	15			

Figura 5.40. Tabla de valores temporales (B) y tabla estratigráfica (A) para una solución compatible con la madurez medida, caso 1, modelo Cajón de Las Leñas.

Como el modelo anterior (Figura 5.40 y 5.41) corresponde a una solución particular, se realizó un análisis de sensibilidad del flujo calórico para estos dos momentos, a los 17 y 8 Ma para una temperatura superficial constante de 15 °C (Figuras 5.42, 5.43, y 5.44). De él se concluye que el espesor erosionado está fuertemente determinado por el flujo calórico asociado al evento de máximo enterramiento, y para efecto de los errores implícitos en el modelo, no depende del flujo calórico al momento de la depositación de las unidades.

Q(17) \ Q(8) (mW/m ²)	60	80	100	150
50	8500	5800	4500	2100
100	8300	5700	4300	2100
150	8000	5600	4100	2050
200	7500	5400	4000	2000

Figura 5.44. Análisis de sensibilidad del flujo calórico, caso 1, modelo Cajón de Las Leñas. La tabla muestra los espesores erosionados que se ajustan a la madurez medida.

Estimando una temperatura superficial para los 8 Ma de 15 °C y de 5°C, para un flujo constante de 100 mW/m², se debe ajustar el espesor erosionado a 4.300 y 4.700 m respectivamente (Figura 5.44). Esto lleva a suponer que la temperatura superficial al momento de la exhumación es capaz de alterar a lo más en 300 m al espesor erosionado.

ii) Caso 2: Máximo Enterramiento ocurre a los 4.7 Ma para el modelo de la zona de el Cajón de Las Leñas.

Utilizando estos datos de la Figura 5.45 como una solución inicial (Figura 5.46), se realiza un análisis de sensibilidad del flujo calórico para el período depositacional y el período principal de exhumación en términos del espesor que es necesario erosionar para que se ajuste el modelo Figura 5.46.

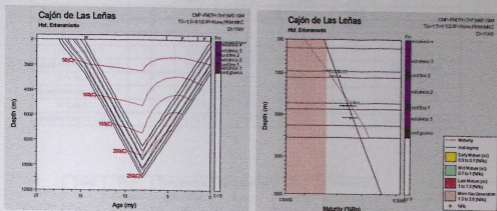


Figura 5.42. Historia de enterramiento(A) y perfil de madurez calculada (B) para una historia termal con flujos calóricos de $Q(17)=50, Q(8)=60$, asumiendo que el evento de máximo enterramiento ocurrió a los 8 Ma para el modelo de la zona de el Cajón de Las Leñas. En este caso el espesor erosionado sería de 8500 m.

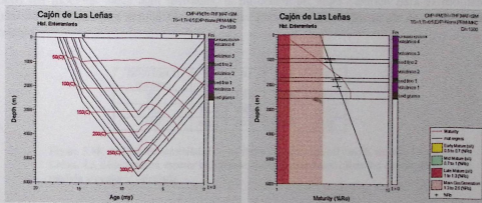


Figura 5.43. Historia de enterramiento (A) y perfil de madurez calculada (B) para una historia termal con flujos calóricos de $Q(17)=100, Q(8)=120$, asumiendo que el evento de máximo enterramiento ocurrió a los 8 Ma para el modelo de la zona de el Cajón de Las Leñas. En este caso el espesor erosionado sería de 3100 m.

A

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Evento de Erosión	E	4.7			-4000	
Unidad Erosionada	D	14.7			4000	Lavas
Volcánico 4	F	15,09	0	410		Lavas
Volcánico 3	F	15,59	410	500		Lavas
Sedimentario Fino 2	F	15,89	910	150		Calcarenitas
Volcánico 2	F	16,51	1060	620		Lavas
Sedimentario Fino 1	F	16,79	1680	140		Calclutitas
Volcánico 1	F	17,18	1820	390		Lavas
Sedimentario Grueso	F	17,47	2210	290		Brechas tobáceas

B

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
4.7	90	15			
17	150	15			

Figura 5.45. Tabla de valores temporales (B) y tabla estratigráfica (A) para una solución compatible con la madurez medida, caso 2, modelo de el Cajón de Las Leñas.

En torno a la solución de la Figura 5.45 y 5.46 se realiza un análisis de sensibilidad para determinar la influencia de los flujos calóricos antiguos (Figura 5.47 y 5.48). Al igual que para todos los modelos hasta aquí revisados, la influencia del flujo calórico para el momento de máximo enterramiento resulta ser mucho más importante para efectos de la sensibilidad del modelo.

Q(17) \ Q(4.7) (mW/m ²)	60	80	100	120
100	8000	5500	4300	3200
150	7400	5300	4100	3100
200	6800	5000	3900	3100

Figura 5.48. Análisis de sensibilidad de los flujos calóricos para el caso 2. modelo Cajón de Las Leñas. La tabla muestra espesor erosionado ajustado para hacer calzar las curvas de madures medida y madurez calculada.

La influencia de la temperatura en el período de exhumación induce un error de menos de 300m. Esto se puede estimar con que al hacer variar la temperatura superficial entre 15 a 10 °C para el periodo de exhumación, es necesario ajustar el espesor erosionado a 4.000 y 4.300 m, respectivamente.

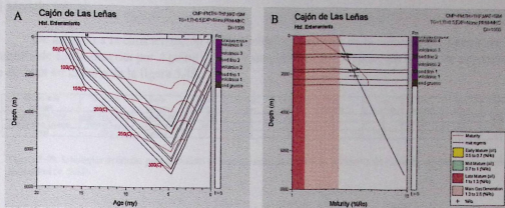


Figura 4.46. Historia de Enterramiento (A) y comparación entre la curva de madurez calculada (B) y los datos de maduración medidos en las muestras analizadas de el Cajón de las Leñas, asumiendo una edad de máximo enterramiento a los 4.7 Ma, considerando $Q(17)=150$, $Q(4.7)=90$ mW/m² y un espesor erosionado de 4000 m.

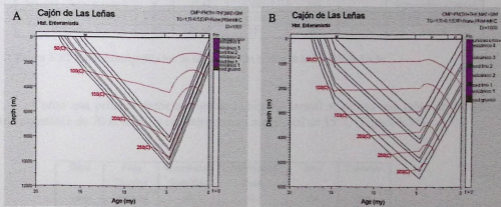


Figura 5.47. Historias de enterramiento compatible con los datos de maduración termal para una historia termal de $Q(4.7)=60$, $Q(17)=200$ (gráfico A); y $Q(4.7)=120$, $Q(17)=100$ (gráfico B), asumiendo un evento exhumación principal ocurrido a los 4.7 Ma para el modelo de el Cajón de las Leñas. Los espesores erosionados son de 6800 y 3200 m respectivamente.

5.6.3. Modelos de Historia de Enterramiento de la Zona de la Puntilla de Licán

a) Modelo Inicial

De acuerdo a la caracterización de las litologías presentes en la columna del Sector de la Puntilla de Licán descrita por Aguirre (1999) y simplificada por el autor, las litologías existentes se definen en la tabla de la figura 5.49.

Nombre de la Litología	Color de la Litología	Patrón Litológico	% de arena	% de limo	% de arcilla	% de dolomita	% de evaporita	% de kerolita	% de igneas	Total %
volcanuditas finas	Light Red Orange	Coarse Sand	70	0	0	0	0	0	30	100
volcanuditas gruesas	Yellow-Orange	Conglomerate	60	0	0	0	0	0	40	100
lavas	Pink	Igneous	0	0	0	0	0	0	100	100

Figura 5.49. Litologías definidas para el modelo de enterramiento de la zona de la Puntilla de Licán de acuerdo a parámetros BasinMod (v. 5.41).

Utilizando las edades de depositación calculadas sobre la base de estimaciones de tasas de depositación (ver sección 5.3), y precisando unidades con las litologías previamente definidas se construye la tabla estratigráfica básica o inicial del modelo de la zona (Figura 5.50)

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Volcánica 2	F	20,82	0	450		Lavas
Volcano - Sedimentaria 2	F	21,47	450	650		Volcanuditas gruesas
Volcano - Sedimentaria 1	F	21,89	1100	210		Volcanuditas finas
Volcánica 1	F	21,98	1310	90		Lavas

Figura 5.50. Tabla estratigráfica inicial del modelo de la zona de la Puntilla de Licán.

Como una primera aproximación de la historia termal se utiliza una tabla de valores de flujo constante de 70 mW/m² y una temperatura superficial de 15° C (Figura 5.51).

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
16	70	15			
22	70	15			

Figura 5.51. Tabla de valores temporales, primera aproximación de la historia de enterramiento, modelo de la zona de la Puntilla de Licán. El flujo de calor es considerado constante a partir de los últimos 22 Ma.

Los datos actuales considerados se presentan en la Figura 5.17 y se basan en datos medidos en la mina La Disputada por Uyeda et al. (1978). Para este modelo los valores actuales y opciones de cálculo son idénticos al modelo de la zona de la Carretera El Cobre.

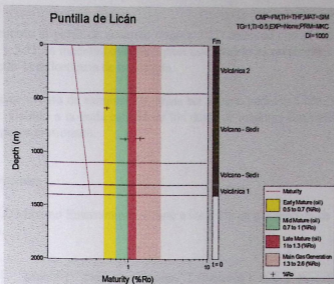


Figura 5.52. Comparación entre el perfil de maduración calculado con el modelo inicial (línea roja) y los datos de madurez medidos en muestras tomadas en la zona de Puntilla de Licán (puntos con barras negras). El claro contraste entre ambas evidencia la incompatibilidad del modelo inicial con la madurez termal sufrida por las rocas.

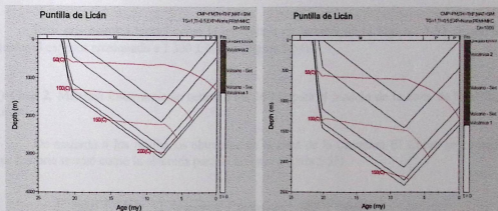


Figura 5.54. Historias de enterramiento obtenidas de considerar una historia termal válida en la zona de la Carretera El Cobre pero aplicado a la zona de la Puntilla de Licán y asumiendo que el evento de máximo enterramiento ocurre a los 8 Ma. El espesor erosionado debió ser ajustado a 1000 y a 1700 m.

De acuerdo al perfil de madurez (Figura 5.52) obtenido con el modelo presentado en la Figuras 5.50 y 5.51, la madurez calculada para este modelo es notablemente inferior a la que se obtuvo de medir la reflectancia de la vitrinita.

El mayor evento de exhumación puede ser situado para los 8 Ma, 16 Ma y 4,7 Ma (ver sección 5.4.). Debido a la mala calidad de los datos de madurez disponibles, sólo se revisarán rangos del espesor erosionado.

b) Modelos Posibles

i) **Caso 1.** Máximo Enterramiento ocurre a los 8 Ma para el modelo de la zona de Puntilla de Licán.

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
8	150	15			
22	170	15			

Figura 5.53. Historia termal de una posible solución, caso1, modelo Puntilla de Licán. La historia termal fue tomada de una solución posible de la zona de la Carretera El Cobre.

Para una historia termal como la presentada en la tabla de la Figura 5.53 se requiere ajustar el espesor erosionado a 1.300 ± 400 m (Figura 5.54).

ii) **Caso 2.** Máxima Enterramiento ocurre a los 16 Ma para el modelo de la zona de Puntilla de Licán

De acuerdo a los resultados obtenidos en la zona de la Carretera El Cobre se considera una historia termal como la obtenida para dicho caso (Figura 5.55).

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
8	150	15			
22	70	15			

Figura 5.55. Historia termal de una posible solución, caso 2, modelo Puntilla de Licán. La historia termal fue tomada de una solución posible de la zona de la Carretera El Cobre.

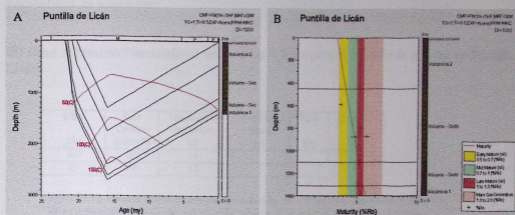


Figura 5.56. Historia de enterramiento (A) y perfil de madurez calculada (B) obtenida al considerar una historia termal válida en la zona de la Carretera El Cobre pero aplicado a la zona de la Punta de Licán y considerando que el evento de máximo enterramiento ocurre a los 16 Ma. El espesor erosionado debió ser ajustado a 1000 m.

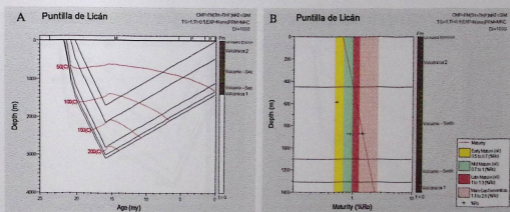


Figura 5.57. Historia de enterramiento(A) y perfil de madurez calculada (B) obtenidos de considerar una historia termal válida en la zona de la Carretera El Cobre pero aplicado a la zona de la Punta de Licán y asumiendo que el evento de máximo enterramiento ocurre a los 16 Ma. El espesor erosionado debió ser ajustado a 1300 m.

El espesor de la unidad erosionada se debe ser ajustado a 1.300 ± 400 m (Figuras 5.56 y 5.57). Con la calidad de los datos que se tienen para la zona no es posible realizar un análisis de sensibilidad de ningún tipo.

iii) **Caso 3.** Máximo Enterramiento ocurre a los 4.7 Ma para el modelo de la zona de Punta de Licán

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
4.7	160	15			
22	130	15			

Figura 5.58. Historia termal de una posible solución, caso 2, modelo Punta de Licán. La historia termal fue tomada de una solución posible de la zona de la Carretera El Cobre.

Para una historia termal como la presentada en la tabla de la Figura 5.58 se requiere ajustar el espesor erosionado a 1500 ± 500 m (Figura 5.59).

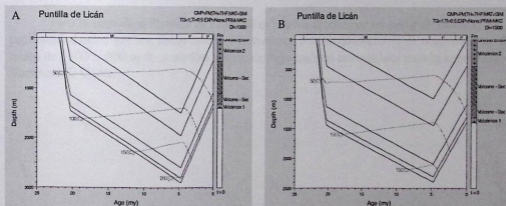


Figura 5.59. Historias de enterramiento modelo de la Punta de Licán, caso 3. La historia termal aplicada fue obtenida de una solución posible de la zona de la Carretera El Cobre. El espesor erosionado debió ser ajustado a 1000 (Gráfico B) y a 1500 m (Gráfico B).

5.7 COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS

Todos los modelos estudiados presentan una fuerte sensibilidad ante cambios en el flujo calórico para el momento que se ha considerado como el máximo enterramiento. Esta se traduce principalmente en ajustes en la erosión posterior a la deposición de las secuencias estudiadas de la Formación Coya - Machalí (=Abanico).

La edad considerada para el evento del máximo enterramiento influye muy levemente en la madurez del modelo, produciendo una disminución de la madurez a medida que se aumenta la edad de este evento. En el caso en que se considera una historia termal constante esta no varía.

Los flujos calóricos al momento del máximo enterramiento sólo se encuentran bien determinados para la zona de el Cajón de las Leñas, el cual estaría en el rango 90 - 100 mW/m², y con 5.000 y 4.000 m de espesor erosionado asociado.

Los modelos para la zona de la Carretera El Cobre sólo son compatibles con flujos calóricos superiores o iguales a 100 mW/m². El espesor erosionado asociado para estos rangos de flujo calórico sería entre 300 a 2300 m. respectivamente.

Para la zona de la Puntilla de Licán no es posible determinar un perfil de madurez en profundidad estratigráfica. Estos modelos permitieron señalar condiciones de enterramiento del orden de 1300 ± 300 m de acuerdo a rangos de flujo calórico compatibles para la zona de la Carretera El Cobre.

6. DISCUSIÓN

6.1. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS MODELOS DE HISTORIA DE ENTERRAMIENTO

Para las tres zonas de estudio, la tendencia general de las muestras de reflectancia de la vitrinita analizadas, resulta ser coherente en un contexto espacial y estratigráfico, al verificarse un aumento de la reflectancia en profundidad (Figuras 5.2, 5.4 y 5.6).

Lo anterior, confirma que los perfiles reflejan la existencia de un alto flujo calórico para el momento en que la secuencia se encontraba enterrada y no deformada. Para ese momento los estratos de la Formación Coya - Machalí (=Abanico) alcanzaron su máximo enterramiento en el contexto de la subsidencia de la misma cuenca en la cual se depositaron.

Sobre la base de la traslape de edades de la Formación Coya - Machalí (=Abanico) y la Formación Farellones, confirma que existió un período de sincronismo en la depositación de la Formación Coya - Machalí (=Abanico) con la Formación Farellones.

Como la unidad erosionada detectada en este estudio es posterior a los 15,9 Ma, parece ser razonable que esta unidad debería ser sincrónica con la Formación Farellones.

De acuerdo a los datos de madurez termal en la zona de la Carretera El Cobre, los flujos calóricos esperados son altos a muy altos (mayores que 120 mW/m²), mientras para la zona de el Cajón de Las Leñas, estos son relativamente bajos (menores de 100 mW/m²). Los espesores erosionados serían al menos de 2300 y 3100 m respectivamente.

Estas diferencias tanto en condiciones de enterramiento, como de los flujos calóricos asociados a los modelos de enterramiento pueden ser interpretadas como asimetría en una cuenca sujeta a altos flujos calóricos.

En la zona de la Puntilla de Licán la escasez de muestras y la calidad de ellas no permitió determinar una curva de madurez de las rocas, por esta razón en los modelos se consideraron rangos de madurez para soluciones en la Zona de la Carretera El Cobre. Bajo estas restricciones se estima una profundidad de enterramiento de 1300 ± 400 m.

6.2. VALOR DE LA MODELACIÓN DE LA HISTORIA DE ENTERRAMIENTO

En el contexto de la historia de maduración termal se puede hablar de las características generales de la historia de enterramiento. El modelo de enterramiento general para las tres zonas de estudios involucra tres rasgos: i) Depositación rápida de los estratos que conforman la

Formación Coya – Machalí (=Abanico). ii) Prolongada subsidencia, evidenciada por la potencia de la unidad erosionada, hasta que se alcanza el máximo enterramiento, iii) Proceso de exhumación, posiblemente discontinuo, remueve por erosión una importante cantidad de sobrecarga.

Si se considera el promedio de flujo clórico determinado por Muñoz y Hamza (1993) de 87 mW/m² como el flujo actual, en vez de los 61 mW/m² utilizados en los modelos previamente presentados, la curva de madurez calculada casi no cambia. Esta diferencia cae dentro del error intrínseco del método. Para que el flujo calórico actual pueda alterar significativamente la curva de madurez calculada de los modelos, se requieren valores cercanos a 200 mW/m², que para la región sería anómalo de acuerdo a Muñoz (1987).

Al considerar un rango amplio para los valores de flujo calórico, se concluye que espesor erosionado depende principalmente de los flujos calóricos involucrados (Figuras 6.1 y 6.2), no así para la edad del máximo enterramiento.

Una forma de complementar el estudio es utilizando técnicas clásicas en el análisis de cuencas (Allen y Allen, 1990; Busby e Ingersoll, 1995): Trazas de fisión en apatitas y/o Circones. Esta técnica permite conocer con bastante exactitud el momento en que los cristales se enfriaron bajo los 200 °C, en el caso de los circones y 150 °C, en el caso de las apatitas (Naeser et al., 1989). Este evento permitiría definir con precisión la edad del último evento de exhumación.

No se descarta la aplicación de otras técnicas, pero se debe cuidar que no puedan representar eventos hidrotermales locales dentro de la cuenca, o temporalmente puntuales dentro de la historia termal. No se descarta del todo que los datos de reflectancia de la vitrinita obtenidos no lo sean, aunque la evidencia presentada indicaría que no es así.

6.3. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA EN EL CENOZOICO, CHILE CENTRAL.

Los antecedentes sedimentarios presentados en este estudio y en otros (Charrier et al., 1994; Aguirre, 1999; Baeza, 1999, Arce, en prep.) sugieren el desarrollo de una cuenca extensional asimétrica para la Formación Coya – Machalí (=Abanico), con facies lacustres y aluviales de marcada influencia volcánica (Baeza, 1999; Arce, 1999) para la franja oriental, mientras que la franja occidental presenta depósitos de tipo flujo de detritos, depósitos canalizados, areniscas con estratificación cruzada (Aguirre, 1999).

Las condiciones de subsidencia para la Formación Coya – Machalí, habían sido descritas como rápidas en trabajos previos (Charrier et al., 1994; Zapatta, 1995; Charrier et al., 1996; Aguirre, 1999; Baeza, 1999) sobre la base de la excelente conservación de depósitos volcánoclasticos (Francis, 1983).

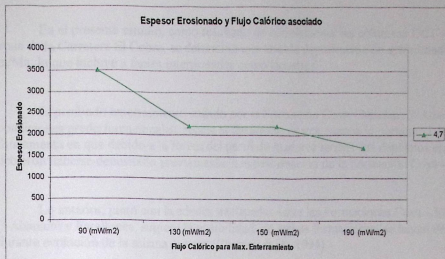


Figura 6.1. Gráfico resumen del espesor erosionado para el modelo de la zona de la Carretera El Cobre. La curva muestra el valor aproximado de los espesores requeridos para ajustar el modelo para cuatro valores del flujo calórico ocurrido a la edad del evento de máximo enterramiento (4.7 Ma), con una temperatura superficial constante de 15 C, un flujo calórico a los 24 Ma de 150 mW/m².



Figura 6.2. Gráfico resumen del espesor erosionado para el modelo de la zona del Cajón de Las Leñas. La curva muestra el valor aproximado de los espesores requeridos para ajustar el modelo para cuatro valores del flujo calórico ocurrido a la edad del evento de máximo enterramiento (4.7), con una temperatura superficial constante de 15 C, un flujo calórico a los 20 Ma de 150 mW/m².

En el presente estudio, como resultado de correlacionar las columnas CC1 y CC2 de la zona de la Carretera El Cobre, se determinó una tasa de deposición de aproximadamente 960 m/Ma, lo que incluye a facies interpretadas como lacustres.

El profundo enterramiento sufrido por la Formación Coya - Machali (=Abanico), en condiciones predeformacionales, rebela el desarrollo de una cuenca importante. Lo anterior se fundamenta en que debido a la forma del perfil de madurez termal, los depósitos erosionados debieron haberse depositado previamente a la deformación de la Formación Coya - Machali.

Lo anterior, junto con la edades traslapadas entre las Formaciones Coya - Machali (=Abanico) y Farellones, sugiere la posibilidad de ambas formaciones se hayan depositado durante evolución de la misma cuenca (Charrier et al., 1994).

Una prueba a favor de lo anterior, es que en la zona de la Puntilla de Licán se conoce el caso del paso concordante entre rocas pertenecientes a las Formaciones Abanico (=Coya - Machali) y Farellones (Aguirre, 1999). Una situación menos clara, pero posiblemente similar, se observa para las rocas asignadas a la Formación Coya - Machali y Farellones en la confluencia de los ríos Las Leñas y Cachapoal.

Los espesores totales, incluyendo 2.500 m preservados en la zona de el Cajón de las Leñas y El río Yeso, ver Baeza, (1999) junto con 3.500 m de espesor erosionado para la zona de el Cajón de Las Leñas, suman cerca de 6.000 m de espesor. Para la acomodación de estos espesores se necesita la operación de mecanismos tectónicos capaces de generar volúmenes importantes para preservar semejante cantidad de sedimentos.

La influencia en la subsidencia de los volcánicos debió haber sido importante tanto por su espesor (subsidencia por sobrecarga sedimentaria), distribución y densificación durante el enfriamiento (subsidencia termal). Sin embargo, se requiere de un mecanismo tectónico aún más eficiente capaz de generar espacio de acomodación para 6000 m de sedimentos.

Con todas las evidencias previamente expuestas, junto con la geometría, disposición de los depósitos, y altos flujos calóricos en el pasado, indican como plausible el desarrollo de un rift asociado a la deposición de las Formaciones Coya - Machali (=Abanico) y Farellones (Figura 6.3).

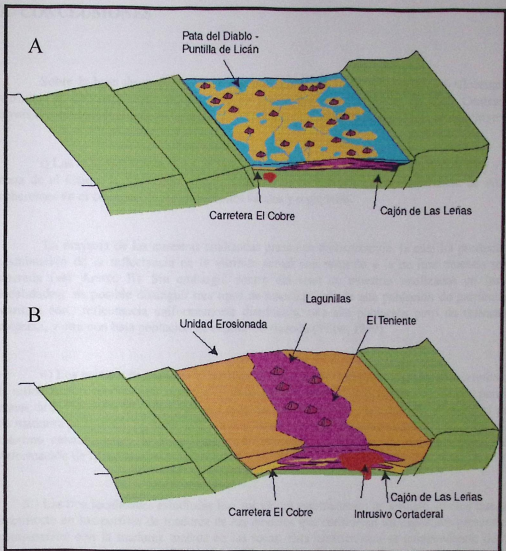


Figura 6.3. Interpretación de la evolución sedimentaria para las zonas de acuerdo a los datos de este estudio. A. Interpretación paleogeográfica de las condiciones de deposición de la Formación Coya - Machali para los 20 Ma. B. Interpretación del desarrollo posterior de la cuenca de acuerdo a los espesores erosionados y a su posible rango de edades. En morado se muestran los depósitos volcánicos, en amarillo los depósitos sedimentarios y en naranja la unidad erosionada.

7.- CONCLUSIONES

Sobre la base de mediciones de madurez termal de la materia orgánica (reflectancia de vitrinita) en tres localidades de la región de la Cordillera de Los Andes de Chile Central, y a través del modelamiento de la historia de enterramiento realizado en BasinMod, se concluye:

i) Las muestras recolectadas en la zona de la Carretera El Cobre (franja occidental) y en la zona de el Cajón de Las Leñas (franja oriental) presentan valores de reflectancia de vitrinita coherentes en el contexto de las poblaciones locales y regionales.

La mayoría de las muestras analizadas presentan meteorización, la cual ha producido la disminución de la reflectancia de la vitrinita actual con respecto a la de una muestra menos alterada (ver Anexo II). Sin embargo, dentro del total de muestras analizadas en las tres localidades, es posible distinguir tres tipos de muestras; una de alta población de partículas de vitrinita con reflectancia uniformemente distribuida; una alta población pero de reflectancia dispersa, y otra con baja población de símiles de vitrinita (Villar, 1999).

ii) Los perfiles de madurez termal de la secuencias estudiadas, presentan un aumento de la reflectancia a medida que aumenta la profundidad del nivel estratigráfico. verificado para las zonas de la Carretera El Cobre y de el Cajón de Las Leñas. Esto pone en evidencia que el perfil de madurez preservado probablemente refleja el momento de máximo enterramiento. Con ello el máximo calentamiento de la secuencia está asociado al máximo enterramiento previo a la deformación de la unidad.

iii) Las tres localidades estudiadas han sufrido un enterramiento importante, lo cual queda de manifiesto en los perfiles de madurez de los modelos que consideran los espesores presentes en comparación con la madurez medida en las rocas. Esta característica es independiente de cual haya sido la historia termal sufrida por sección estratigráfica durante la evolución de la cuenca, de acuerdo a los modelos de historia de enterramiento estudiados.

El espesor ausente ha sido removido durante uno o más procesos de exhumación, posiblemente relacionados con el alzamiento de la Cordillera de los Andes.

Justo antes de uno de estos eventos de exhumación (no necesariamente el más rápido o el más prolongado en el tiempo) las unidades estratigráficas preservadas alcanzaron su máximo enterramiento. Los perfiles de madurez estarían reflejando este momento.

iv) El modelamiento de la historia de enterramiento en BasinMod esta validado por el aumento de la reflectancia con la profundidad estratigráfica observado para las tres zonas de

estudio. Para definir los modelos de historia de enterramiento en BasinMod se han considerado tres posibles edades para el máximo enterramiento de las unidades, 16 Ma, 8 Ma y 4.7 Ma. Estas edades están basadas en eventos conocidos de la historia de exhumación para la región (Kurz et al., 1997, Skewes y Stern, 1995).

Sobre la base de estos modelos se concluye que el momento de máximo enterramiento determinó la madurez experimentada para las rocas, y se estimó el flujo calórico vigente en ese instante. Debido al profundo enterramiento alcanzado por las unidades, y a los altos flujos calóricos existentes al momento de la depositación de las unidades muestreadas (alrededor de los 20 Ma). No se tiene evidencia actualmente cuales pudieron haber sido estos valores.

v) Los datos (Villar et al., 1999) de reflectancia de la vitrinita medidos en muestras recolectadas de afloramientos asignados a la Formación Leñas – Espinoza, ubicados topográficamente debajo de rocas asignadas a la Formación Coya – Machalí, reflejan mayor madurez termal que aquellos obtenidos en rocas de la Formación Coya – Machalí. Esto concuerda bien con la estratigrafía.

vi). Para la zona de la Carretera El Cobre el espesor mínimo erosionado sería de 2.300 m, y para la zona del Cajón de Las Leñas de 4.000 m. El caso de la zona de la Puntilla de Licán presenta un rango de error mayor en el espesor, aunque es probable que el espesor mínimo erosionado sea de 1.000 m. Para el ajuste de estos espesores se consideró una temperatura superficial constante de 15 C.

El hecho que para el modelo se haya considerado un sólo evento principal de exhumación, permite caracterizar bien el evento de máximo enterramiento. Lo más probable es que el proceso de exhumación haya constado de varias etapas discretas luego del máximo enterramiento. Este hecho no presentaría ningún tipo de incompatibilidad con los modelos estudiados, ni con los espesores erosionados obtenidos. En cambio, si se considerara que el evento de máximo enterramiento estuvo precedido por otros eventos de exhumación, el espesor erosionado total aumentaría aún más de lo expuesto en los modelos. Esta es una forma en que ha sido subestimado el espesor erosionado.

vii) La importante potencia del espesor erosionado señala que debió haberse depositado dentro de una cuenca, puesto que no es posible mediante apilamiento volcánico. La subsidencia debió haber tenido su origen en alguno de los mecanismos tectónicos conocidos (ver Busby e Ingersoll, 1995). Al respecto, la geometría de los depósitos y sus espesores sugiere que habría sido un rift (Charrier et al., 1994)

Utilizando el perfil de madurez como un en la zona de la reflejo fiel del paleogradiente al momento del máximo enterramiento, entonces el flujo calórico al momento del máximo enterramiento sería mucho menor en la zona del Cajón de Las Leñas (< 100 mW/m²). Esto

último señalaría una asimetría en la depositación de la unidad erosionada. Esto ha sido interpretado como resultado de una asimetría en la subsidencia de la cuenca.

Es posible que parte de esa asimetría obedezca a las mismas razones que determinaron que para la cuenca Coya - Machalí, las facies sedimentarias más finas se encuentren en la franja oriental (Baeza, 1999) y las más gruesas en la franja occidental.

Parece ser, de acuerdo al traslape de edades entre las formaciones Coya - Machalí (=Abanico) y Farellones, que la unidad erosionada debería ser sincrónica a la depositación de Farellones, o sea, debería ser parte de la Formación Farellones.

vii) Las características previamente expuestas permiten entender que las secuencias de edad cenozoica que conforman la Cordillera de Los Andes de Chile Central, se depositaron en una gran cuenca, o sistema de cuencas, cuya duración se extendió probablemente desde los 30 hasta los 8 Ma.

Esta cuenca en un principio era de tipo sedimentario, con facies aluvio - volcánicas y lacustres (Formación Coya - Machalí =Abanico), fue evolucionando hasta hacerse cada vez más volcánica (Farellones). Esta hipótesis no es novedosa y había sido postulada por Charrier et al. (1994).

La alta preservación de volcánicos en ambas etapas refleja condiciones de subsidencia rápida, y el grado de enterramiento alcanzado señala que esta fue además prolongada. El contacto entre ambos sería concordante en el centro de la cuenca, y los bordes estarían más deformados debido a la inversión de la cuenca asociada con la exhumación de las franjas oriental y occidental de la Formación Coya - Machalí (=Abanico).

Mientras evolucionaba esta cuenca la zona del Cajón de Las Leñas alcanzó una profundidad mínima de 3.500 m, antes de deformarse. Mientras que la zona de la Carretera El Cobre, y probablemente también la zona de Puntilla de Licán, alcanza una profundidad mínima de 1.700 m dentro de una cuenca sujeta a altos flujos calóricos hasta antes de deformarse.

8. REFERENCIAS

- Aguirre, L.**, 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín No. 9, 70 p.
- Aguirre, R.A.**, 1999. Depositación y deformación de la secuencia volcánica Terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile, Ramón Aguirre, Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 60 p.
- Allen, P.A.** y **Allen, J.R.**, 1990. Basin analysis, Principles and applications, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 451 p.
- Arce, O.**, Tesis para optar al grado de Magister en Geología y al título de Geólogo, en preparación.
- Arcos, R.**, 1987. Geología del cuadrángulo Termas del Flaco, provincia de Colchagua, VI Región, Chile, Memoria, Departamento de Geología, Univ. de Chile, Santiago, 279 p.
- Aubouin, J.**, **Borrello, A.V.**, **Cecioni, G.**, **Charrier, R.**, **Chotin, P.**, **Frutos, J.**, **Thiele, R.** y **Vicente, J.C.**, 1973. Esquisse paléogéographique et structurales des Andes Méridionales. Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique, v. 15, No. 1/2, p. 11 - 72.
- Baeza, O.**, 1999. Análisis estratigráfico y estructural de la Formación Abanico (=Coya - Machalí) en el área del río Yeso, Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p.
- Barker, C.E.**, 1991. Implications for organic maturation studies of evidence for a geologically rapid increase and stabilization of vitrinite reflectance at peak temperature: Cerro Prieto geothermal system, Mexico. AAPG Bull., v. 75, No. 12, p. 1852 - 1863.
- Barazangi, M.**, e **Isacks, B.L.**, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, Geology, v. 4, p. 686 - 692.
- Biro - Bagoczky, L.**, 1964. El límite Titoniano - Neocomiano de Lo Valdés, Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 259 p.
- Busby, C.J.** e **Ingersoll, R.V.**, 1995. Tectonics of sedimentary basins, Blackwell Science Inc., Cambridge, USA., 579p.
- Carter, L.S.**, **Kelley, S.A.**, **Blackwell, D.D.** y **Naeser, N.D.**, 1998. Heat Flow and Thermal History of the Anadarko Basin, Oklahoma, AAPG Bull., v. 82, No. 2, p. 291 - 316.
- Cas, R.A.F.** y **Wright, J.V.**, 1987. Volcanic successions, modern and ancient, a geological approach to processes products and successions, Allen & Unwin (Publishers) Ltd, London, 528 p.

Casamiquela, R. y Fasola, A., 1968. Sobre pisadas de Dinosaurios del Cretácico Inferior de Colchagua (Chile): Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Publ., v. 30 p. 1 - 24.

Charrier, R. y Munizaga, F., 1979. Edades K-Ar de vulcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, (34° 15' de Latitud Sur), Revista Geológica de Chile, v. 7, p. 41 - 51.

Charrier, R. y Vicente, J.C., 1972. Liminary and geosyncline Andes; Major orogenic phases and synchronical evolution of the central and austral sectors of the southern Andes: Conferencias sobre Problemas de la Tierra Sólida, Buenos Aires, 2, p. 451 - 470.

Charrier, R., 1973. Geología de las provincias de O'Higgins y Colchagua: Inst. Investig. Recursos Naturales (IREN), Santiago, Publ. 7, 69 p.

Charrier, R., 1981a. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34° 30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Berlin, A(36), 370 p.

Charrier, R., 1981b. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinean - Chilean Andes (32° - 35° S) and chronology of their tectonic evolution: Zbl. Geol. Paläontol., Stuttgart, v. I, No ¾, p. 344 - 355.

Charrier, R., 1982. La Formación Leñas - Espinoza: Redefinición, petrografía y ambiente de sedimentación. Revista Geológica de Chile, No 17, p. 71 - 82.

Charrier, R., Arcos, R., Malbrán, F. y Rebolledo, S., 1985. Estilos estructurales en los Andes de Chile Central: algunos ejemplos de la región costera y Cordillera Principal, Actas del IV Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, p. 194 - 218.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn J.J., Swisher, C.C. III, Spichiger, S. y Zapatta, F., 1994. Nuevos Antecedentes Estratigráficos y Estructurales para las formaciones Coya - Machalí y Abanico, entre 33° 50' y 35°, Cordillera Principal Chilena, Actas del 7° congreso Geológico Chileno, Vol. II, p. 1316 - 1319.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C. y Novacek, M.J., 1996. New Evidence for Late Mesozoic - Early Cenozoic evolution of Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 9, No 5/6, p. 393 - 422.

Charrier, R., Flynn J.J., Wyss, A.R., Zapatta, F. y Swisher, C.C. III, 1997. Antecedentes bio y cronoestratigráficos de la formación Coya - Machalí - Abanico, entre los ríos Maipo y Teno (33°55' y 35°10' L.S.), Cordillera Principal, Chile Central, Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. I, p. 465 - 469.

Clauer, N., Rinckenbach, T., Weber, F., Sommer, F., Chaudhuri, S. y O'Neil J.R., 1999. Diagenetic evolution of clay minerals on oil-bearing Neogene sandstones and associated shales, Mahakam, delta basin, Kalimantan, Indonesia, AAPG Bull., v. 83, No. 1.

Covacevich, V., Varela, L., y Vergara, M., 1976. Estratigrafía y sedimentación de la Formación Baños del Flaco al sur del río Tinguiririca, Cordillera de Los Andes, Provincia de Curicó, Chile: 1^{er} Congreso Geológico Chileno, Santiago, v. , p. A191 – A 211.

Cuadra, P., 1986. Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes, Revista Geológica de Chile, No. 27, p. 3 - 26.

Davidson, J., 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de Nacientes del Teno, Curicó, Chile: Memoria, Depto. de Geología, Univ. de Chile, Santiago, 160 p.

Davidson, J.P. y Nelson, S.T., 1994. Tertiary magmatism in the southern Andes: the basement to the Tatara - San Pedro volcanic complex, 36° S. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1321 - 1325. Concepción.

Davidson, J. y Vicente, J.C., 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de los Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35° 15' latitud S.) : Actas Quinto Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, v. 5, p. 11 - 55.

Deming, D., 1994. Overburden rock, temperature and heat flow; *In* Magoon, L.B. and Dow, W.G., eds., The petroleum system - from source to trap: AAPG Memoir 60, Ch. 9, p. 165 - 186.

Derruau, M., 1966. Geomorfología, Ediciones Ariel, Barcelona, 442 p., Traducción castellana de L.S. Sugranyes de la versión original francesa; Précis de Géomorphologie, 1965, Masson et Cie., Paris.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, Geological Society of America, v. 94, p. 222 – 235.

Drake, R.E., 1974. The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the Central Chilean Andes, Tesis, Universidad de California, Berkeley, 44 p.

Drake, R.E., 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the Central Chilean Andes – latitudes 33°. Jour. Volcanol. Geothermal Research, Vol. 1, No 1, p. 265 – 284.

Drake, R.E., Curtis, G. y Vergara, M., 1976. Potassium - Argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes - latitude 33°S, Jour. Volcanol. Geothermal Research, vol. 1, No 1, p. 285 - 295.

Drake, R.E., Vergara, M., Munizaga, F. y Vicente, J.C., 1980. Geochronology of Mesozoic - Cenozoic magmatism in Central Chile, lat. 31 - 36°S., 26, Congreso Geológico Internacional, Paris.

Drake, R.E., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H. y Vergara, M., 1982. Distribución y edades K/Ar de volcanitas post - Neocomianas en la Cordillera Principal entre los 32 y 36°, L.S.: implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso - Cenozoico de Chile Central: 3^{er} Congreso Geológico Chileno, v. 2, p. D41 – D78.

- Einsele, G.**, 1992. Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget, Springer - Verlag, Berlin, 628 p.
- Elgueta, S.**, Charrier, R., Aguirre, R., Kieffer, G. y Vatin - Perignon, N., 1999. Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, Central Chile., 4º Simposio Internacional de Geodinámica Andina (ISAG4), Göttingen, Alemania, Ed. IRD (ex ORSTOM), p. 228 - 231.
- England, P.** y Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks; *Geology*, v. 18, p. 1173 - 1177.
- Flynn, J.J.**, Wyss, A.R., Charrier, R. y Swisher, C.C. III, 1995. An early anthropoid skull from the Chilean Andes. *Nature*, v. 373, p. 603 - 607.
- Fowler, C.M.R.**, 1990. The Solid Earth: an introduction to global geophysics, 1 ed, Cambridge Press University, Cambridge, 472 p.
- Francis, E. H.**, 1983. Magma and sediment - II, problems of interpreting paleovolcanics buried in the stratigraphic column, *J. Geol. Soc. London*, Vol. 140, p. 165 - 183.
- Gansser, A.**, 1973. Facts and theories on the Andes; *Journal of the Geological Society of London*, v. 129, p. 93 - 131.
- Godoy, E.** y Palma, W., 1990. El corrimiento El Fierro y su propagación como plegamiento en el alto río Maipo, Andes de Chile. 2º Simposio sobre el Terciario en Chile, Concepción, p. 97 - 104.
- Godoy, E.**, 1988. Y Klohn tenía razón: La Formación Colimapu recupera sus miembros basales: 5º congreso Geológico Chileno, Santiago, v. 3, p. H101 - H120.
- Godoy, E.**, 1991. El corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el Río Cachapoal, Chile Central: 6º Congreso Geológico Chileno, p. 515 - 519.
- Godoy, E.** y Lara, L., 1994. Segmentación Estructural Andina a los 33° - 34° S: Nuevos datos en la Cordillera Principal. *Actas del 7º Congreso Geológico Chileno*, Vol. II, p. 1344 - 1348.
- Godoy, E.**, Yañez, G. y Vera, E., 1999. Inversion os 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, p. 217 - 236.
- González, O.** y Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud S.: Instituto de Geología, Univ. de Chile, Santiago, Publ. No. 24, 121p.
- González, O.**, 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán.; *Revista Minerale*, Santiago, v. XVII, No 81, p. 20 - 61.

- Groeber, P.**, 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70: I Hoja Chos Malal.; Revista Geológica Argentina, v. 1, p. 177 – 208.
- Hallam, A.**, Biro – Bagoczky, L.Y. y Pérez, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation on the High Cordillera of central Chile, and the paleogeographic evolution of the Andean basin: Geological Magazine, v. 123, No 4, p. 425 – 435.
- Houghton, P.D.W.**, 1993. Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non – volcanic sediment in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstone, east – central Scotland, in Sepc. Publs. Int. Ass. Sediment., (1993), No 17, p. 451 – 471.
- Hoffstetter, R.**, Cecioni, G., Fuenzalida, H. et al., 1957. *Léxique Stratigraphique*, Chili, 555 p.
- Janis, C.M.**, 1989. A climatic explanation for patterns of evolutionary diversity in ungulate mammals; Palaentology, v. 32, p. 463 – 481.
- Kay, S.M. y Kurz, A.**, 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe inédito, El Teniente, 180 p.
- Kay, S.M.**, Mpodozis, C., Ramos, V.A. y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28 to 33°S). In Harmon, R.S. and Rapela, C.W., eds., Geol. Soc. Am. Special Paper 265, Andean Magmatism and its Tectonic Setting, p. 113 - 137.
- Klohn, C.**, 1956. Estado actual del estudio geológico de la Formación Porfírica: Rev. Minerale, Santiago de Chile, No. 55.
- Klohn, C.**, 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central: Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó: Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile, Bol., v. 8, 95 p.
- Kurz, A.**, Kay, S.M., Charrier, R. y Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35°S)., Revista Geológica de Chile, Vol. 24, No.1, p. 75 - 90.
- Legarreta, L.**, 1976. Análisis de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano superior) entre el río Diamante y el río Salado. Departamentos de San Rafael y Malargüe, Provincia de Mendoza, Argentina; Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires., 72 p.
- Levi, B.**, Nyström, J.O., Thiele, R., Aberg, G., 1988. Geochemical trends in Mesozoic – Tertiary volcanic rocks from the Andes in Central Chile, and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences, No. 1, p. 63 – 74.
- Malbrán, F.**, 1987. Geología del cuadrángulo Río Clarillo y de la parte norte del cuadrángulo Sierras de Bellavista, hoya del río Tinguiririca. Thesis, Departamento de Geología, Univ. Chile, 221 p.

- Muñoz, M.**, 1987. Flujo de calor en Chile con énfasis en las áreas de el Tatio y de la cuenca de Santiago, *Rev. Geofísica Brasileira*, v. 5, p. 153 - 164.
- Muñoz, M. y Hamza, V.**, 1993. Heat flow and temperature gradients in Chile, *Studia geoph. et Geod.*, 37, p. 315 - 348.
- Muñoz, N., Charrier, R. y Zentilli, M.**, 1994. Condiciones de enterramiento y exhumación de la Formación Chucal: Implicancias en el alzamiento del altiplano de Paríacota, *Actas del 7º congreso Geológico Chileno*, v. II, p. 1404 - 1408.
- Morris, J.D.**, 1998. Hot stuff under southern Chile, *Nature*, Vol. 394, p. 523 - 524.
- Naeser, N.D., Naeser, C.W. y McCulloh, T.H.**, 1989. The application of fission - track dating to the depositional and thermal history of rocks in sedimentary basins, in Naeser N.D., McCulloh, T.H., eds., *Thermal history of sedimentary basins, methods and case histories*, Springer - Verlag, New York, Inc.
- Nemec, W.**, 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes, in *Spec. Pub Int. Assoc. Sediment.*, Colella, A. y Prior, D.B., eds., p. 29 - 73.
- Pascual, R.**, 1983. *Novedosos marsupiales Paleogenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna: Argentina*. Salta, A2.
- Pons, D. y Vicente, J.C.**, 1985. Découverte d'un bois fossile de Fagacea dans la Formation Farellones (Miocène) des Andes d'Aconcagua (Chili): Importance Peléobotanique et signification Paléo - orographique, 110e Congrès national des Sociétés savantes, Montpellier 1985, *Sciences*, fasc. V., p. 187 - 207.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M. y Villarroel, R.**, 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S), *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 205 - 214.
- Slatter, J.G. y Christie, P.A.F.**, 1980. Continental stretching: an explanation of the post- mid - cretaceous subsidence of the central North Sea basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 3711 - 3739.
- Sellés, D.F.**, 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15' - 33° 30' S; 70°30' - 70°45' O), Chile Central. *Estratigrafía y Geoquímica*, Tesis para optar al grado de Magister en Geología y al título de Geólogo., 154 p.
- Sellés, D.F., Hinojosa, L.F.**, 1997. Niveles sedimentarios y paleofloras del Oligoceno superior Mioceno - inferior en la Formación Abanico, Noreste de Santiago, *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. I, p. 580 - 584.
- Sigmarsson, O., Martin, H. y Knowles, J.**, 1998. Melting of a subducting oceanic crust from U - Th disequilibria in austral Andean lavas, *Nature*, Vol. 394, p. 566 - 569.

- Skewes, M.A.** y Holmgren, C., 1993. Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile Central (33°S): aplicación de geotermometría de inclusiones fluidas, *Revista Geológica de Chile*, No. 20, p. 71 – 83.
- Skewes, M.A.** y Stern, C.R., 1995. Genesis of the giant late Miocene to Pliocene Copper Deposits of the Central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution, *International Geology Review*, v. 37, p. 893 - 909.
- Smith, G.A.**, 1986. Coarse – grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process, *Geol. Soc. of America Bull.*, v. 97, p. 1 – 10.
- Spichiger, S.**, 1993. Geología y estilo estructural de un perfil de los Andes Chilenos a 35° de L.S., con énfasis en la cordillera de la Costa, VII Región. Memoria, Departamento de Geología, Univ. de Chile, Santiago, 112 p.
- Thiele, R.**, 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000: Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 39, p. 21.
- Thomas, H.**, 1953. Informe de la Comisión geológica Thomas – Junge sobre la alta Cordillera entre los ríos Aconcagua y Colorado. Universidad de Chile., Departamento de Geología (Inédito), 75 p. En biblioteca del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Unomah, G.I.** y Ekweozor, C.M., 1993. Application of vitrinite reflectance in reconstruction of tectonic features in Anambra basin, Nigeria: Implication for petroleum potential, *AAPG Bull.*, v. 77, No. 3, p. 436 – 451.
- Uyeda, S.**, Watanabe, T., Kausel, E., Kubo, M., and Yashiro y., 1978. Report of heat flow measurements in Chile, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo*, 53: p. 131 – 163.
- Vergara, M.** y Drake R., 1978. Edades potasio – argón y su implicancia en la Geología Regional de Chile: Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones, v. 23, p. 1 – 11.
- Vergara, M.** y Drake R., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales post-Neocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas: *Asociación Geológica Argentina, Revista*, V. 34, No. 1, p. 42 - 52.
- Vergara, M.**, Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S. y Sepulvéda, P., 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes, *Jour. South Am. Earth Sciences*, V. 1, No2, p. 199 – 209.
- Vergara, M.**, Moraga, J. y Zentilli, M., 1997. Evolución termotectónica de la cuenca terciaria entre Parral y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitas, *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. II, p. 1574 - 1578.
- Vergara, M.**, Levi, B. y Villarroel, R., 1993. Geothermal – type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, central Chile, *J. Metamorphic Geol.*, 11, p. 449 – 454.

Vicente, J.C., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, A.C. y Rivano, S., 1973. La Orogénesis Subhercínica : Fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes Argentino – Chilenos centrales: 5º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 5 , p. 81 – 98.

Villar, H.J., 1999. Reflectancia de la vitrinita en muestras de afloramientos del Terciario de Chile Central, Buenos Aires, 88p.

Waples, D.W., 1994a. Maturity Modeling: Thermal Indicators, Hydrocarbon Generation, and Oil Cracking, *In* Magoon, L.B. y Dow, W.G., eds., The petroleum system - from source to trap: AAPG Memoir 60, Ch. 17, p. 285 - 306.

Waples, D.W., 1994b. Modeling of sedimentary Basins and Petroleum System, *In* Magoon, L.B. y Dow, W.G., eds., The petroleum system - from source to trap: AAPG Memoir 60, Ch. 18, p. 307 - 322.

Waples, D.W., Kamata, H. y Suizu, M., 1992a. The art of maturity modeling, part 1: finding a satisfactory geologic, model: AAPG Bulletin, v. 76, p. 31 - 46.

Waples, D.W., Suizu, M. y Kamata, H., 1992b. The art of maturity modeling, part 2: alternative models and sensitivity analysis: AAPG Bulletin, v. 76, p. 47 - 66.

Wyss, A.R., Norell, M.A., Flynn, J.J., Novacek, M.J., Charrier, R., McKenna, M.C., Frassinetti D., Salinas, P. y Meng, J., 1990. A new early mammal fauna from central Chile: implications for stratigraphy and tectonics: Journal of Vertebrate Paleontology, v. 10, N. 4, p. 518 - 522.

Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Charrier, R. y Norell, M.A., 1992. Fossil mammals from the central Chilean Andes: a new interval in the South America land mammal succession y implications for Eocene – Oligocene boundary events and Andean tectonics: 5th North American Paleontological Convention, Chicago, 1, p. 318.

Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher, C.C. III, Novacek, M.J., McKenna, M.C. y Charrier, R., 1993. South America's earliest rodent and recognition of a new interval of mammalian evolution., Nature, 365, No. 6545, p. 434 – 437.

Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher, C.C. III, Novacek, M.J., McKenna, M.C. y Charrier, R., 1994. Palogene mammals from the Andes of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assessment. American Museum Novitates, No. 3098, 31p.

Wyss, A.R., Flynn, J.J., Charrier, R., 1999. Fire, Ice, Fossils, Natural History, Vol. 108, No. 5, p. 38 - 41.

Zapatta, F., 1995. Nuevos Antecedentes Estratigráficos y Estructurales del área de Termas del Flaco, valle del río Tinguiririca, VI Región, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 122 p.

ANEXO I. PARÁMETROS PARA EL MODELO DE TIPO GEOHISTÓRICO EN BARRIOMOD*

A) MODELO DE TIPO BARRIOMOD*

El modelo de tipo BARRIOMOD se refiere a un modelo geográfico desarrollado en los años sesenta por los autores del libro *Urban Form*, centrado al estudio de la evolución de algunos asentamientos. A través de uno de los autores dependientes de él, se pueden encontrar algunos de los principales antecedentes de este modelo, como fueron, entre otros, la publicación de una cultura. La versión 1.01 de BARRIOMOD se encuentra en el archivo para Windows, y por lo tanto, puede ser el principal que se refiere a un modelo de estudio de evolución de un asentamiento de los distritos pertenecientes a un barrio o sub-barrio.

El software se encuentra programado para trabajar en un sistema de archivos de nombre de archivo en modo propietario. Este modelo de tipo BARRIOMOD, desarrollado y programado en un lenguaje de programación de tipo C, se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C.

ANEXOS

Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C.

B) TABLA DE CARACTERÍSTICAS

Las características de este modelo de tipo BARRIOMOD se refieren a un modelo de tipo BARRIOMOD. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C. Este modelo de tipo BARRIOMOD se encuentra en un archivo de nombre BARRIOMOD.C.

La información se encuentra en el archivo de nombre BARRIOMOD.C.

ANEXO I. PARÁMETROS PARA EL MODELAMIENTO GEOHISTÓRICO EN BASINMOD™

A) MODELAMIENTO BASINMOD™

BasinMod™ v5.41 es un software modular, desarrollado el año 1995 por Platte River Associates Inc. (Denver, Colorado), orientado al estudio de la evolución de cuencas sedimentarias. Mediante el uso de herramientas disponibles en él, es posible construir modelos geológicos unidimensionales de estratigrafía versus tiempo, como por ejemplo la geohistoria de una cuenca. La versión 5.41 de BasinMod se encuentra en el formato para Windows y por lo tanto, posee menús principales que permiten acceder a ventanas de dialogo de modo de facilitar la visualización de los distintos parámetros aplicados durante la modelación.

El software se encuentra programado para realizar los cálculos básicos de modo de simular un modelo geohistórico. Estos son cálculos de compactación, temperatura y maduración termal a partir de flujos de calor y simulación de calor radiogénico sobre litologías con propiedades físicas conocidas. Adicionalmente, cuenta con herramientas útiles para evaluar la generación y migración de hidrocarburos, como son el cálculo del grado de maduración termal en kerógenos, permeabilidad y porosidad.

Los datos principales para la modelación se entregan a través de una tabla estratigráfica construida por el usuario. Esta tabla da cuenta de todos los eventos depositacionales y erosivos. Además, es posible controlar, bajo ciertos límites, el tipo de modelo usado para la simulación de la compactación y maduración termal. La incorporación de datos de Maduración Termal medida a partir de análisis geoquímicos juega un papel de referencia para estimar la validez del modelo. No se realizan cálculos a partir de esta información.

B) TABLA ESTRATIGRÁFICA

Los principales datos de entrada de BasinMod™ se ingresan a través de una tabla estratigráfica (ventana Stratigraphy, en Data/Stratigraphy) (Figura I.d) la cual contiene los parámetros más importantes del modelo (o geohistoria) como eventos depositacionales y erosivos, cada uno con sus espesores presentes, erosionados y litologías. La información respecto de cada unidad estratigráfica se entrega en filas, y a su vez, cada fila está compuesta por campos en los que se debe entregar, si es pertinente, el tipo de información solicitada para la columna correspondiente.

La información requerida para cada unidad es:

- **Formación o Nombre del Evento (Formation or Event Name).** Se debe ingresar un nombre arbitrario para la unidad estratigráfica o evento estratigráfico que se esta definiendo. Los eventos pueden corresponder a eventos de erosión, depositación y hiatus.
- **Tipo de Evento (Event Type).** En esta columna se indica con una letra (F, D, H o E) el tipo de evento estratigráfico. Los tipos de eventos que se pueden definir son:
 - **Formación** (opción F). Permite definir el evento de sedimentación correspondiente a unidad litoestratigráfica que haya sido sólo parcialmente erosionada (cuyo espesor actual sea mayor o igual a una unidad de espesor, ya sea en metros o pies).
 - **Deposito Erosionado** (opción D). Es posible definir unidades litoestratigráficas que hayan sido totalmente erosionadas.
 - **Hiatus** (opción H). Esta opción permite expresar que no ha habido ni erosión, ni depositación durante un período de tiempo importante.
 - **Evento de Erosión** (opción E). Se utiliza para el caso en que se esté definiendo un evento de erosión capaz de remover una cantidad importante de la columna estratigráfica.
- **Edad de Comienzo (Begin Age).** Corresponde a la edad (en Ma) a la que comenzó a depositarse la formación (F) o el depósito erosionado (D), o cuando comenzó el evento de Erosión (E), o de hiatus (H). La convención respecto a la duración de cada evento es que un evento se termina justo en el momento en que comienza otro.
- **Profundidad del techo (Well Top).** Es la profundidad del techo de la formación observada en el pozo. Sólo para los eventos de tipo formación (F) se debe indicar la profundidad del techo, para el resto de los tipos de eventos esta casilla debe dejarse sin llenar.
- **Espesor Actual (Present Thickness).** Este dato indica el espesor actual de una unidad litoestratigráfica observada en el pozo. Sólo debe ser especificado para unidades estratigráficas tipo formación (F). Si adicionalmente se enciende la opción de compactación entonces el espesor original será mayor que el presente.
- **Espesor Ausente (Missing Thickness).** Aquí se indica el espesor ausente asociado a un depósito que se erosionó (evento tipo D) o a un evento de erosión (E). Para el caso de formaciones (F) y eventos de hiatus (H) esta información no debe ser especificada. Si se enciende la opción de compactación entonces esta información indica la cantidad de sedimento compactado (por diagénesis) que fue removido por procesos de erosión. En el caso de los depósitos erosionados, este dato corresponde al espesor máximo alcanzado por estas unidades.

El valor entregado debe ser un número positivo si se trata de un depósito erosionado, y negativo para eventos erosivos.

- **Litología (Lithology).** Especifica el tipo de litología para formaciones y depósitos erosionados. BasinMod contiene tipos de litologías predefinidas con sus respectivas

propiedades de porosidad inicial (Figura I.a), factor de compactación, conductividad de la matriz y patrón de representación gráfico. Sin embargo, el usuario tiene la posibilidad de definir un archivo con sus propios tipos de litológicos, y con sus respectivas propiedades petrofísicas. Existe también la opción de definir una litología nueva como una mezcla de litologías, y de este modo las propiedades petrofísicas serán una interpolación de sus miembros extremos. Para acceder a estas opciones basta con Activar el ícono de Litologías.

Los tipos predefinidos por BasinMod son:

Nombre De la Litología	Porosidad	Factor de Compactación (1/km)	Densidad (g/cm ³)	Conductividad de la Matriz (Watts/m °C)	Capacidad Calórica (kJ/m ³ °C)
Arenisca	0.45	1.75	2.64	3.2	2800
Limolita	0.55	2.20	2.64	2.0	2650
Lutita	0.60	2.40	2.60	1.5	2100
Caliza	0.60	1.50	2.72	2.9	2600
Dolomita	0.60	1.50	2.85	4.8	2600
Evaporita	0.0	0.0	2.15	5.4	1750
Kerógeno	0.90	3.50	1.8	0.3	950
Ígnea	0.0	0.0	2.65	2.9	2500

Figura I.a. Base de datos de las propiedades de los sedimentos que incluye BasinMod.

- **Porosidad Inicial (Init Y)** Es la porosidad del material del material tal como se depositó en la superficie. Si se enciende la opción de compactación la porosidad disminuirá rápidamente durante el enterramiento. Si acaso se especifica la porosidad inicial de una formación, entonces no será posible especificar la porosidad medida para ese mismo evento.
- **Porosidad Medida (Meas Y)** Es la porosidad del techo de la formación medida directa o indirectamente del pozo. No se podrá especificar este dato si acaso ya se ha ingresado previamente una porosidad inicial para ese mismo evento.
- **Factor de Compactación (Compact Factor)** Corresponde a la tasa de compactación para una determinada formación. Se mide en unidades de 1/km. Mientras más alto es este factor, más rápidamente ocurre la compactación .
- **Densidad Promedio (Average Density)** Especifica a la densidad promedio de la formación a definir, medida en (g/cm³).
- **Conductividad de la Matriz (Matrix Conductivity)**. Permite incorporar la conductividad termal de la matriz (medida en Watts/m * °C) de una determinada formación (F) o depósito erosionado (D), asumiendo que no existe porosidad y los poros no se encuentran llenos de fluido.
- **Conductividad Total (Total Conduct)**. Corresponde a la conductividad termal total, medida en Watts/m*°C, de la formación (F) o depósito erosionado (D).

- **Capacidad Calórica (Heat Capacity).** Permite calcular la capacidad calórica asociada a la temperatura, sin embargo, el usuario tiene la opción de calcularla en forma independiente de la temperatura. Las unidades utilizadas son $\text{kJ/m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$.
- **Patrón de la Litología (Lit Pat).** Es el patrón gráfico utilizado para colorear las formaciones en los gráficos presentados por el programa. La mayoría de los patrones son símbolos litológicos usuales en la literatura geológica.
- **Nombre del Kerógeno (Kerogen Name).** Especifica el tipo de kerógeno existente en la formación. El programa incluye una base de datos con kerógenos puros (de los tipos I, I, II y RoMaturity), pero el usuario puede crear un nuevo tipo de kerógeno como una combinación de los kerógenos predefinidos.
- **Carbón Orgánico Total (TOC = Total, Organic Carbon).** Corresponde a la cantidad total de Carbono asociado a materia orgánica, en términos porcentuales.
- **Destacar o Suprimir Formación (Label Flag).** Permite escoger entre suprimir (opción S) la representación gráfica de una formación, o destacarla (opción H).

C) TABLA DE MADUREZ TERMAL MEDIDA EN EL POZO (O SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA)

La forma de ingresar los datos de madurez termal a BasinMod es mediante una tabla (accesada a través de Data/Geochemistry/Measured Geochemistry) (ver Figura I.b) con los siguientes campos.

- **Profundidad (Depth).** Permite especificar la profundidad en el pozo a la cual se encuentra el indicador termal referido.
- **Edad (Time).** Edad asociada al valor del índice termal, expresada en Ma. En general, este dato puede ser estimado por el geólogo en ausencia de datos de valor cronológico.
- **Índice de Maduración Termal** (con su error asociado). El Programa trabaja con: Reflectancia de Vitrinita (%Ro, %Ro Error), Índice de Alteración Total de Esporas (TAI, TAI Error), Índice Tmax (TMAX, TMAX Error), Índice Especial (Special, Special Error).

Para ello se debe llenar una tabla situada en la sección Data/Measured Maturity como la siguiente:

Depth (m)	Time (Mya)	(índice termal, Ro, TAI, Tmax)	Error

Figura I.b. Tabla de almacenamiento para datos de maduración termal medida en las rocas.

Los indicadores termales más utilizados son la reflectancia de vitrinita (R_o), pirólisis (T_{max}), Índice total de Alteración de Esporas (TAI) (ver 5.2.3 Índices de Maduración Termal).

Esta información puede ser presentada, con ayuda del programa, en forma gráfica o mediante un reporte para cualquier período de tiempo. Para hacerlo se debe utilizar la opción Graphs/x vs. Depth, habiendo especificado previamente que se desea representar la madurez (maturity) en el menú Graphs/x vs. Depth/Values to Plot.

El período de tiempo que se desea representar debe señalarse en Graphs/x vs. Depth/Time Slice. Si se desean ver todos los valores debe ser llenado con un 0, o sea en el momento actual.

D) HISTORIA TERMAL Y PALEOELEVACIONES

La historia Termal de la cuenca se entrega a través de una tabla que se abre en Data/Time Values (Figura 1.b). Esta tabla contiene además los parámetros de elevación necesarios para la construcción de la geohistoria.

Time (Ma)	Heat Flow (mW/m ²)	Surface Temp (°C)	Sea Level (m)	Sea Depth (m)

Figura 1.b. Tabla de valores de dominio temporal. Se utiliza para ingresar la historia termal de la cuenca, y las paleoelevaciones de la cuenca y del nivel del mar.

Edad (Time). Se debe especificar una edad en Ma para la cual se conoce o estima un determinado flujo calórico.

Flujo Calórico (Heat Flow). En este campo se debe ingresar el valor del flujo calórico para ese momento, en las unidades especificadas.

Temperatura de la Superficie (Surface Temperature) Se precisa indicar una estimación de la temperatura superficial para distintos períodos. La razón de considerar una temperatura de la superficie es necesario como una condición de borde para las temperaturas de los distintos niveles. La temperatura superficial para cada período se puede estimar mediante un análisis paleoambiental para cada período.

Nivel del Mar (Sea Level). El nivel del mar con respecto al datum se puede estimar mediante las tablas de Haq et al. (1988) o en las de Sahagian et al. (1996) aunque ambas tienen una validez discutible para el Hemisferio Sur.

Profundidad del Mar (Sea Depth). BasinMod fue diseñado para modelar cuencas marinas, por lo tanto, la profundidad del mar para cada período de tiempo permite la referencia al nivel datum. Para el caso de cuencas subaéreas se debe indicar la elevación de la cuenca por sobre el nivel del mar (datum) en números enteros negativos. Esta información puede ser estimada sobre la base de un estudio paleogeográfico que considere la profundidad del agua (en

el caso de cuencas marinas) o la elevación de la cuenca durante la depositación (cuencas subáreas). El conocimiento de tasas de alzamiento permite acotar de forma indirecta las paleoelevaciones.

E) OPCIONES TERMALES

Para el cálculo de la evolución de la historia Termal se requieren los datos actuales de la cuenca como una condición de borde de la geohistoria. Estos se entregan a través del menú Parameters/Thermal Options):

- **Temperatura actual de la superficie** (Present Surface Temp) ($^{\circ}\text{C}$). Se debe ingresar la temperatura superficial actual, esto es la temperatura de la roca a diez metros de profundidad aproximadamente. Profundidades menores están sujetas a variaciones de temperatura estacional.
- **Flujo Calórico Presente** (Present Heat Flow) (mW/m^2). En esta parte se solicita el flujo calórico actual medido en el pozo.
- **Método de Cálculo Geotermal** (Geothermal Calculation). Es posible elegir el método de cálculo geotermal a utilizar en el modelo. Las opciones disponibles son; i) *Método de flujo calórico transiente*, utiliza una ecuación diferencial para la variación dinámica en el tiempo de la temperatura; ii) *Flujo Calórico en condiciones estáticas* (Steady State Heat Flow) para cada tiempo, es decir se utiliza la ecuación de flujo calórico – conductividad para calcular las temperaturas para cada tiempo; y iii) *Flujo Calórico de tipo Rifting* (Rifting Heat Flow), que simula un flujo calórico en dichas condiciones tectónicas.
- **Flujo Calórico del Basamento** (Basal Heat Flow). Permite introducir restricciones de flujo calórico en el basamento como calor generado por pocesos radiativos.

F) OPCIONES DE CALCULO

En el menú Opciones de cálculo (Parameters/Calculation Options) es posible controlar los supuestos para el cálculo de:

- **Compactación** (Compaction). Si se activa la opción de compactación, está se calculará utilizando la fórmula de Falvey & Middleton, de Sclater & Christie, o bien mediante una tabla de porosidad. Para este último caso, la porosidad inicial, final y el factor de compactación tendrá que ser especificado para cada depósito o formación.
- **Cálculos de Maduración** (Maturity Calculation). Esta opción permite trabajar con las relaciones de Lopatin, LLNL o Madurez Ro. Al fijarla en Lopatin la madurez será calculada en forma de TTI (Índice de tiempo - temperatura), usando el método de Lopatin. Si acaso se fija en LLNL la madurez será calculada en forma de Ro de acuerdo a las ecuaciones cinéticas desarrolladas por Lawrence Livermore National Laboratories.

- **Intervalo de Tiempo (Time Interval).** Se debe establecer el intervalo de tiempo representado para los cálculos de los modelos. Las etapas de tiempo se fijan de acuerdo al las edades de inicio y de cada evento, en la tabla estratigráfica. En el caso que una formación haya sido totalmente erosionada, automáticamente se fija una etapa de tiempo que se extiende hasta el momento en que la formación desaparece.

Al aumentar el intervalo de tiempo aumenta la precisión del modelo a expensas de mayor tiempo - computador. Generalmente esta opción se selecciona para que el computador la determine automáticamente.

- **Integración en profundidad.** Esta opción permite controlar el tiempo de los cálculos termales, en cualquiera de los métodos de cálculos termales que se esté utilizando (paleogradiante o paleoflujo calórico). Al activarla, los cálculos termales se realizarán para toda la secuencia a partir de una profundidad fijada por el usuario. Al desactivarla, los cálculos termales se realizarán sólo para los techos y bases de las formaciones, disminuyendo el número de cálculos y de tiempo - computador.

G) DATOS ACTUALES

Tanto para la generación de la historia de enterramiento, como para ejecutar un modelo geohistórico es necesario considerar la información actual de la cuenca. Los datos presentes son interpolados con los datos del pasado y por lo tanto, juegan un papel importante en el proceso de modelación.

- **Temperatura Superficial Actual.** Es necesario ingresar la temperatura actual de las rocas más superficiales, que se encuentran aproximadamente a 10 metros bajo la superficie. Rocas situadas a niveles más próximos a la superficie pueden estar afectadas por las variaciones estacionales de temperatura. Este dato debe ser proporcionado en Parameters/Thermal Options.
- **Flujo Calórico Actual.** Al especificar el flujo calórico actual medido en el pozo, o determinado en pozos cercano, conjuntamente con la temperatura superficial, es posible calcular el gradiente geotermal actual. Para ingresar esta información acuda a Parameters/Thermal Options.
- **Elevación Actual.** Esta información corresponde a la elevación actual de la cuenca representada por la cota de la boca del pozo. Esta información debe ser entregada en Parameters/Geohistory.

H) REPRESENTACIÓN GRÁFICA DEL MODELO

BasinMod permite tres tipos de representaciones gráficas.

i) Representación Básica (Estratigrafía v/s Tiempo)

Dentro de este tipo de representaciones se puede obtener la historia geológica (Figura I.v) de la sección estratigráfica o bien la historia de enterramiento (Figura I.s). Sin haber activado el switch de la geohistoria, el programa mostrará la historia de enterramiento.

ii) Representación de algún parámetro en tiempo (X v/s Time)

Este tipo de gráficos permite conocer la evolución de uno o más parámetros en el tiempo, para una o más de las formaciones que se está modelando. Estos parámetros son:

- Espesor (thickness)
- Porosidad del Techo (porosity top), Porosidad de la Base (porosity bottom)
- Temperatura del Techo (temperature top), Temperatura de la base (temperature bottom)
- Conductividad termal del techo (conductivity top), Conductividad Termal de la Base (conductivity bottom)
- Madurez del Techo (maturity top), Madurez de la Base (maturity bottom)
- Razón de Petróleo en el Techo (oil ratio top), Razón de petróleo en la base (oil ratio bottom)
- Razón de gas en el techo (gas ratio top), Razón de gas en la base (gas ratio bottom)
- Razón de residuo en el Techo (residue ratio top), Razón de Residuo en la Base (residue ratio bottom), Razón total en el techo (total ratio top).

iii) Representación de uno o más Parámetros en Profundidad

Permite la representación gráfica de uno o más parámetros en profundidad para alguna etapa del tiempo de modelación. Para indicar que se desea ver el efecto de todos los tiempos previos, se debe definir que el tiempo sea 0 en el cuadro X v/s Depth/Time Slice.

Los parámetros que se pueden representar son: Porosidad (porosity), Temperatura (temperature), Conductividad Termal (conductivity), Madurez Termal (maturity), Razón de Petróleo (oil ratio), Razón de Gas (gas ratio), Razón de Residuo (residue ratio), Razón Total de hidrocarburos (total ratio), Generación de Hidrocarburos (hc generation).

I) AJUSTE DEL MODELO GEOHISTÓRICO CON LOS DATOS TERMALES MEDIDOS

La historia termal puede ser definido con los datos paleotermales (flujo calórico o perfiles de madurez termal) (ver Figura I.b). Al correr el modelo se realizan los cálculos de temperatura y madurez termal para cada etapa de tiempo y para cada litología, dando como resultado un perfil de maduración termal para las diferentes unidades. Si el perfil de maduración termal calculado no se ajusta a los datos de maduración medidos en la sección estratigráfica significa que la geohistoria construida no es compatible con la geohistoria sufrida por la sección estratigráfica estudiada.

El conocimiento de los datos de maduración termal provee de una excelente test de comprobación para conocer la validez del modelo geohistórico. Sin embargo, aunque el perfil de maduración generado por el modelo se ajusta a los datos de maduración termal medidos, **esto no**

significa que la geohistoria sufrida por la sección estratigráfica es idéntica a las condiciones que indica el modelo geohistórico.

En general, lo que se obtiene es una familia de modelos geohistóricos posibles que se aproximan a la geohistoria sufrida por la sección estratigráfica. Algunos de estos modelos pueden ser incompatibles con datos geológicos independientes de naturaleza regional, y esto disminuye el grado de control que se tiene del modelo final.

Para comparar el perfil de maduración termal generado a partir de los datos medidos, con aquel que resulta de la ejecución del modelo geohistórico, se debe representar gráficamente los parámetros de maduración termal en un diagrama del tipo X v/s Profundidad (x v/s depth).

i) Parámetros Críticos para ajustar el Modelo Geohistórico

No existe una metodología estándar para realizar este proceso. El programa BasinMod permite sólo un modelamiento "hacia adelante", es decir, que ejecuta (o corre) el modelo que el usuario ha entregado. Lo anterior significa que deberá ser ajustado mediante la modificación de los parámetros estratigráficos o termales.

En general son cuatro los parámetros críticos para ajustar el modelo; estos en orden de importancia son:

- Espesores Erosionados. Las variaciones en el grado de maduración termal pueden ser corregidos al modificar la cantidad erosionada en la tabla estratigráfica, que es equivalente a variar la profundidad de enterramiento de una unidad estratigráfica. Lo anterior se traduce en que la recta de maduración termal calculada se desplaza en forma paralela con respecto a sí misma. (Figuras I.j y I.n).
- Flujo Calórico. Cambios en el flujo calórico son responsables de los paleogradientes termales. Modificando la historia termal, es decir variando el flujo calórico en los períodos de tiempo que precedieron, se modificará la pendiente del gradiente registrado por los indicadores termales. Esto se traduce en una variación en la pendiente de la recta de maduración termal calculada. Al aumentar el flujo calórico, la recta tiende a horizontalizarse y a desplazarse hacia la derecha.
- Litologías. La definición de las propiedades termales de las litologías con que se caracterizaron a las unidades estratigráficas, influyen conjuntamente con el flujo calórico, en los paleogradientes calculados en los períodos previos. Por esta razón las conductividades termales del modelo deben representar en forma precisa el comportamiento termal de la secuencia (al menos entre los tramos limitados por la ubicación estratigráfica de los indicadores termales medidos). La existencia de gaps en la columna o de espesores erosionados, debe ser corregida por estimaciones que consideren el tipo de litología mediante predicciones de la secuencia litológica (Figuras I.n y I.r).

Si se ha sobrestimado la conductividad termal de las unidades litológicas situadas entre indicadores termales, entonces los resultados de máximo enterramiento estarán subestimados, y viceversa. Esto se traducirá en gradientes mas bajos (rectas más verticales).

- **Temperatura Superficial.** La temperatura superficial es una condición de borde para el cálculo de las temperaturas en profundidad. La influencia de esta variable no determina el modelo, pero puede ayudar a refinarlo en etapas avanzadas del proceso de modelamiento. Mientras más se sobrestima la temperatura superficial, más se estará sobrestimando el enterramiento máximo de la secuencia (Figura I.u).

ii) Análisis de Sensibilidad Mediante el uso de la Matriz de Sensibilidad (Sensitivity Matrix)

La matriz de sensibilidad es una herramienta que permite variar los parámetros de erosión, gradientes y flujos calóricos del modelo (o geohistoria) en un amplio rango de valores, y generar una tabla de valores de madurez calculada asociados a los parámetros variados. Comparando los valores de madurez calculada para el techo y la base de la sección estratigráfica, calculados con los valores de madurez medida es posible determinar la mejor combinación de parámetros del modelo.

J) EJEMPLO DE MODELACIÓN EN BASINMOD

Para aclarar el manejo del programa BasinMod se realizará a continuación el modelamiento de una situación geológica ficticia y general. Para ello se utilizarán los siguientes datos:

Unidad	Edad	Espesor	Litología	% de clastos de origen ígneo	% de arena	% de Limo	% Arcilla
	(Ma)	(m)					
Unidad Joven	10	1000	Conglomerados	70	30		
Discordancia							
Miembro Medio	60	400	Areniscas Fojas	20	70	10	
Miembro Inferior		100	Brechas Violáceas	40	60		

Figura I.d. Datos estratigráficos que definen la cuenca que se esta modelando en el ejemplo.

1.- Definición de Litologías

En general se trabaja con litologías no puras (mezcladas) y para trabajar con ellas es necesario definir las previamente en el Programa. Con este propósito existe una tabla de litologías en la cual es posible definir las siguientes propiedades; Nombre de la litología, Patrón de representación gráfica, porosidad inicial, factor de compactación, densidad, Conductividad de la Matriz, Capacidad calórica y composición modal (% de arenisca, limo, arcilla, carbonatos, dolomita, kerógeno y clastos (o bloques) de origen ígneo.

En el caso del ejemplo se definen las siguientes litologías y sus propiedades

Nombre de la Litología	Color de la Litología	Patrón Litológico	%db arena	%db limo	%db arcilla	%db dolomita	%db evaporita	%db kerógeno	%db igneos	Total %
Conglomerados	Light Red	Conglomerate	30						70	100
Areniscas Fojas	Red Orange	Sandstone	70	10					20	100
Brechas Violáceas	Light Blue	Conglomerate	60						40	100

Figura I.e. Tabla utilizada para definir los distintos tipos de litologías que se consideran para la cuenca del ejemplo.

2.- Definición de la Tabla Estratigráfica.

Una vez definidas las litologías es posible definir la tabla estratigráfica, la cual es en sí el modelo estratigráfico. Para hacer correr el programa con una determinada sección estratigráfica es necesario precisar las edades de deposición de todos los eventos. En general, es difícil encontrar una sección que contenga un registro completo de la información geocronológica, por ello el geólogo deberá estimar edades de inicio para la deposición de estas unidades. Si bien estas edades estimadas pueden parecer un tanto arbitrarias, es posible probar todas las combinaciones y estudiar la influencia que tienen en el modelo.

Los datos deben ser entregados tal como si se hubiesen obtenido a partir de un pozo exploratorio vertical. Para el ejemplo se define una tabla estratigráfica como la siguiente:

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Unidad Joven	F	10	0	1000		Conglomerados
Miembro Superior	F	60	1000	400		Areniscas Rojas
Miembro Inferior	F	65	1400	100		Brechas Violáceas

Figura I.f. Tabla de entrada de datos estratigráficos. Esta tabla se utiliza para definir los eventos responsables de la deposición y erosión de unidades litoestratigráficas.

Para la siguiente Etapa de modelamiento se deben ingresar los datos de Maduración Termal, que en el caso de el ejemplo consisten en medidas de reflectancia de vitrinita. Los datos de maduración, al igual que la tabla estratigráfica debe ser presentada como si hubiesen sido sacados de un pozo vertical, es decir, con su profundidad equivalente respectiva.

Profundidad (m)	R _o %	Error %	Edad (m)
100	0,44		
300	0,5	0,064	
700	0,57	0,099	
1200	0,85	0,217	
1400	0,89	0,3	
1700	1,1	0,25	

Figura I.g. Tabla de entrada de datos de maduración Termal. En esta tabla se ingresan los datos de madurez medida en la roca. En este caso se están definiendo datos de reflectancia de vitrinita.

3.- Valores Temporales

Debido a que la modelación se realiza con datos de maduración termal, es necesario ingresar las condiciones termales de la cuenca, tanto en el pasado como en el presente. Para definir los datos para períodos anteriores se utiliza una tabla que resume el flujo calórico en el pasado y la temperatura superficial de las rocas de la cuenca.

El flujo calórico debe ser ajustado de acuerdo al perfil de datos termales medidos en la sección. Sin embargo, los datos de temperatura superficial deben ser estimados por el geólogo a veces, sin más precisión que dentro de un rango aproximado.

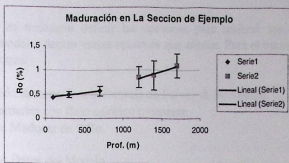


Figura I.h. Perfil de reflectancia para la cuenca ficticia del ejemplo.

En el ejemplo, debido a que se observan dos tendencias claras dentro del perfil de maduración, es posible asegurar que hubo un evento de enterramiento y exhumación de una unidad que no conocemos, o parte de una de las unidades. La primera etapa de la cuenca se inicia antes de los 50 Ma, y esta termina cerca de los 44 Ma con un evento tectónico importante. De lo anterior resulta conveniente definir al menos dos flujos calóricos, uno para la cuenca más antigua y otro para la cuenca más joven. Para el ejemplo se asumirá un flujo igual en ambos períodos sólo para ejemplificar cómo a partir de un flujo arbitrario es posible ajustarlo para que sea coherente con el modelo definido.

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
10	50	5			
25	50	5			
60	50	5			

Figura I.i. Tabla de entrada de la historia termal y paleoelevaciones de la cuenca que se esta modelando en el ejemplo.

5.- Datos Actuales de la cuenca

Para realizar la modelación hasta el presente es necesario definir las condiciones actuales de la cuenca. Para ello se requiere la siguiente información:

- Flujos de Calor Actuales
- Temperatura Superficial Actual

Estos pueden haber sido medidos para el mismo pozo, lo que representa la situación ideal, o en su defecto para pozos adyacentes. Si la cuenca ha sufrido una exhumación importante en el último tiempo, los datos termales actuales de la cuenca serán mucho menores a las condiciones

sufridas anteriormente por ella, y por consiguiente, tendrán una importancia menor para el estudio.

6.- Opciones de Cálculo

Finalmente es necesario definir las opciones para realizar los cálculos implicados en el desarrollo del modelo, dentro varias opciones que ofrece. Para el ejemplo en curso se elegirán las siguientes opciones:

- Compactación de acuerdo a la fórmula de Falvey & Middleton.
- Cálculos Termal con flujo calórico transiente.
- Unidades de Madurez en %Ro.

7.- Ajuste de los Datos del Modelo

Para realizar los ajustes que sean necesarios al modelo es necesario conocer cual es la madurez calculada por el programa de acuerdo a los datos mismos del modelo. La forma de representar esta información es mediante del gráfico madurez v/s profundidad.

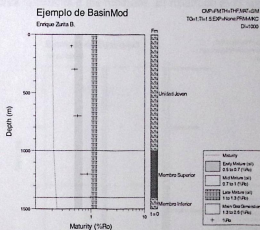


Figura I.j. Perfil de madurez calculada para el modelo que considera solamente los datos estratigráficos existentes.

La primera observación que se puede dar del gráfico es que recta de madurez calculada resulta ser mucho menor que la madurez medida. Una posible explicación para este efecto puede relacionarse con que las unidades presentes sufrieron un enterramiento mayor que el que actualmente se encuentran.

Paso 1: crear un evento de erosión en el cual se erosione una unidad desconocida depositada luego de la ultima unidad definida.

Con esto La tabla Estratigráfica queda como sigue;

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Evento de Erosión	E	5			-5000	
Unidad Erosionada	D	8			5000	Conglomerados
Unidad Joven	F	10	0	1000		Conglomerados
Miembro Superior	F	60	1000	400		Areniscas Rojas
Miembro Inferior	F	65	1400	100		Brechas Violáceas

Figura I.k. Tabla estratigráfica que considera una unidad que se erosionó (Unidad erosionada) por un evento erosivo (Evento de Erosión), para edades de inicio de 8 y 5 Ma respectivamente.

La unidad Erosionada fue definida tentativamente con litologías de conglomerado y con una edad de inicio de la deposición de 8 Ma. El evento erosivo se define tentativamente a los 5 Ma.

El espesor depositado y erosionado de la unidad X fue ajustado para que generara rangos de madurez similares a los medidos. El resultado es el siguiente perfil de madurez.

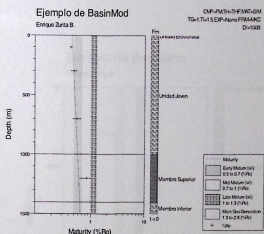


Figura I.l. Perfil de Madurez calculada se ajusta a los datos medidos salvo para el más profundo.

Del perfil obtenido es posible observar que la recta de madurez calculada correspondiente a la unidad Joven se ajusta con bastante similitud a los datos de maduración medida para esta unidad. Sin embargo, el perfil de madurez calculada para los miembros superior e inferior no se ajusta bien a la madurez medida.

Una posible explicación para esta discrepancia es que el flujo calórico para las unidades antiguas era mayor y/o que hubo un evento de erosión entre la Unidad Joven y el Miembro Superior.

Paso 2. Definición de una unidad erosionada antes de la depositación de la unidad Joven

Se define la tabla estratigráfica como sigue:

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Evento de Erosión	E	5			-5000	
Unidad Erosionada	D	8			5000	Conglomerados
Unidad Joven	F	10	0	1000		Conglomerados
Evento de Erosión 1	E	30			-7000	
Unidad Erosionada 1	D	58			7000	Areniscas Rojas
Miembro Superior	F	60	1000	400		Areniscas Rojas
Miembro Inferior	F	65	1400	100		Brechas Violáceas

Figura I.m. Tabla Estratigráfica que considera dos eventos de erosión, uno ocurrido en a los 58 Ma, y otro a los 8Ma. Estos eventos habrían sido los responsables de erosionar la Unidad erosionada (edada de inicio 60 Ma) y a la unidad Joven.

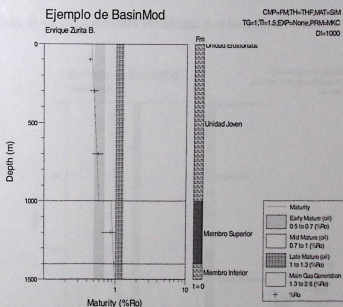


Figura I.n Perfil de madurez calculada se acerca a todos los valores de madurez medida pero no lo suficiente para los datos de madurez más profundos.

Con este ultimo modelo se logra una muy buena aproximación a los rangos de maduración termal medidos en el miembro superior e inferior. Sin embargo si se revisa con detalle se puede observar que el perfil de maduración medida no corresponde a aquel que resulta de correr el modelo.

Suponer que esta discrepancia pueda deberse a la erosión de una unidad suprayacente lleva a un modelo erróneo que sigue manteniendo la misma pendiente de la recta de maduración.

La explicación alternativa se relaciona con flujo calórico que se haya producido en la cuenca en la cual se depositaron los sedimentos. Debido a que la inclinación de la recta es menor que la que presenta la madurez calculada, se supone que el flujo calórico debió haber sido mayor.

Paso 3. Modificación del flujo calórico apara la cuenca en donde se depositaron las unidades más antiguas.

Para modificar la historia termal se utiliza la tabla de datos temporales como la siguiente:

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m2)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
10	50	5			
25	50	5			
60	60	5			

Figura I.o. Tabla de valores temporales Modificada para los valores de 60 Ma.

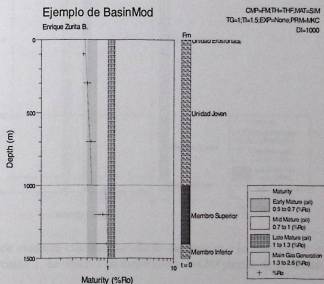


Figura I.p. El efecto del aumento del flujo a los 60 Ma produce un desplazamiento hacia la derecha de la curva de madurez calculada.

En el perfil de maduración se puede apreciar que el último cambio produce que aumente la madurez sufrida por la roca en el primer período de enterramiento. Este efecto desplaza la curva de maduración hacia la derecha, sobrepasando la madurez medida en la roca. Una forma de disminuir la madurez es disminuyendo el espesor erosionado (otra podría ser aumentando la temperatura superficial).

Paso 4. Disminución del espesor erosionado en el primero período de enterramiento.

Evento o Formación	Tipo	Edad de Inicio (Ma)	Profundidad del Techo (m)	Espesor Presente (m)	Espesor Ausente (m)	Litología
Evento de Erosión	E	5			-5000	
Unidad Erosionada	D	8			5000	Conglomerados
Unidad Joven	F	0	1000		Conglomerados	
Evento de Erosión 1	E	30			-6500	
Unidad Erosionada 1	D	58			6500	Areniscas Rojas
Miembro Superior	F	60	1000	400		Areniscas Rojas
Miembro Inferior	F	65	1400	100		Brechas Violáceas

Figura I.q. Tabla que muestra la disminución del espesor erosionado en el evento de erosión 1.

El nuevo perfil de madurez termal de la roca sería:

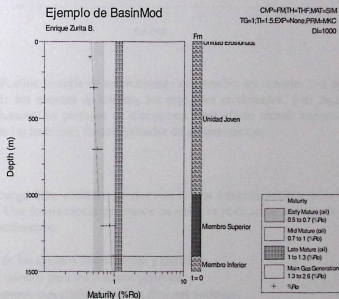


Figura I.r. Perfil de madurez calculado resultado de disminuir la cantidad de espesor erosionado en el evento de erosión 1. Se observa un mejor calce con los puntos de madurez medida.

Al modificar el espesor erosionado en 6500 m. produce un desplazamiento de la curva de madurez hacia la izquierda. Con esto se observa que el perfil de madurez medido resulta ser bastante bueno, y la historia de enterramiento respectiva es:

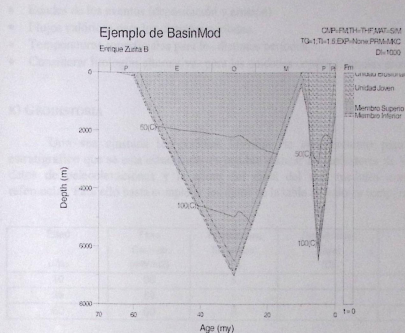


Figura I.s. Posible historia de enterramiento que resulto del modelo. Del ejemplo. Obsérvese la extensión de los eventos de erosión, los espesores erosionados, y el ascenso temporal de las isotermas durante los períodos de alzamiento. Otro efecto termal importante se observa en la depresión de las isotermas durante períodos de sedimentación.

Sin embargo debe considerarse que esta es una solución posible, pero existen muchas otras soluciones. Una forma rápida de conocerlas todas es realizar un análisis de sensibilidad para los siguientes parámetros.

- Edades de los eventos (depositación y erosión)
- Flujos calóricos para los distintos períodos
- Temperaturas superficiales para las distintas períodos.
- Considerar posibles litologías para las unidades deposicionales erosionadas.

Es importante siempre tener en consideración que la sensibilidad de una determinada variable depende exclusivamente de cada modelo.

A través de este método hemos llegado a una solución posible de historia de enterramiento para las rocas consideradas en la sección o pozo estratigráfico, pero no es la única. Una forma rápida de conocerlas es realizar un análisis de sensibilidad para los siguientes parámetros.

- Edades de los eventos (depositación y erosión)
- Flujos calóricos para los distintos períodos.
- Temperaturas superficiales para los distintos períodos.
- Considerar litologías alternativas para las unidades depositacionales erosionadas.

K) GEOHISTORIA

Una vez ajustada las posibles historias de enterramiento para la sección o pozo estratigráfico que se esta estudiando, es posible realizar la geohistoria de la cuenca si se poseen datos de paleoelevaciones y la altura del nivel del mar medidos con respecto al geoido referencial. Para ello basta completar los datos de la tabla de valores temporales:

Edad (Ma)	Flujo Calórico (mW/m ²)	Temperatura Superficial (C)	Temperatura Basal (C)	Nivel (m)	Elevación (m)
10	50	5		50	-1000
25	50	5		100	-500
60	60	5		200	0

Tabla I.t. datos de paleoelevaciones considerados para la geohistoria de la cuenca.

La Geohistoria asumiendo estos valores sería de:

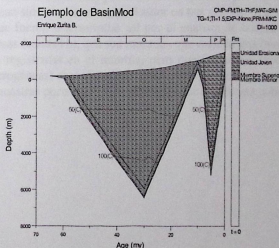


Figura I.u. Geohistoria de la cuenca del ejemplo asumiendo datos de paleoelevaciones mostrados en la tabla B.13.

ANEXO II: RESUMEN DE LOS DATOS DE MADURACIÓN TERMAL MEDIDOS EN MUESTRAS TOMADAS DE AFLORAMIENTOS DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL (33° - 34°50`).

A) INTRODUCCIÓN

Entre noviembre del año 98 y Febrero del Año 1999, se realizó un muestreo de fangolitas a partir de afloramientos de tres localidades en las cuales se encuentran expuestas secuencias estratificadas asignadas a la Formación Coya – Machalí (=Abanico).

Estas muestras fueron enviadas para ser analizadas en los laboratorios de ... , Buenos Aires, Argentina, por el geoquímico Hector Villar (Villar et al., 1999) en el marco del proyecto Fondecyt No. 1970736. dirigido por el Profesor Dr. Reynaldo Charrier G. Para estudiar el estado de maduración termal sufrido por las rocas de la Formación Coya – Machalí (=Abanico).

El resultado de los análisis se describe con detalles en el informe remitido desde el laboratorio responsable. El presente anexo tiene como propósito resumir las características más relevantes de este informe para efectos del presente estudio, la evolución geohistórica de la Formación Coya – Machalí (=Abanico).

En líneas generales el analista determinó que las muestras en general presentan un grado avanzado de maduración termal, posteriormente afectado por las condiciones de meteorización. Las muestras han sido clasificadas por el autor en tres grupos; el grupo de las muestras confiables (calidad a), que fueron determinadas así por el analista de acuerdo a su criterio particular. Las muestras dudosas (calidad b), que son muestras que definen una buena población de acuerdo a las observaciones registradas en el informe, pero que por algún motivo (como meteorización y partículas heterogéneas) el analista las señaló como muestras poco confiables. Finalmente esta el grupo de las muestras poco confiables, definidas por una escasa población de partículas.

B) Resumen Datos de Maduración Termal

Zona de Estudio Carretera El Cobre

Columna CC2 Carretera El Cobre

Muestra	F ₀ %	p %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
v1107	1.08	0.064	11	simil-vitrinita	buena población	valor poco confiable	a
v1036	1.22	0.103	7	simil-vitrinita (bitumen sólido?)		valor poco confiable	c
v1031	0.96	0.058	6	simil-vitrinita (bitumen sólido?)		valor poco confiable	c
v1030	0.87	0.028	6	simil-vitrinita		valor poco confiable	c
ca07	2.05	0.209	10	simil-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v1021	1.31	0.115	3	simil-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v1017	1.21	0.158	3	vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v1019	1.77	0.069	22	vitrinita	Relativamente abundante		a
v1013	1.12	0.078	6	simil-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c

Columna CC1 Carretera El Cobre

Muestra	F ₀ %	s %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
v1103	1.03		1	simil-vitrinita	escasa	valor poco confiable	c
v1101	2.08	0.157	2	simil-vitrinita	escasa	valor poco confiable	c
v1102	1.22		12	simil-vitrinita	población aceptable		a

Columna CC3 Carretera El Cobre

Muestra	F ₀ %	s %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
v1110	1.41	0.095	4	simil-vitrinita	muy pequeña	valor poco confiable	c
v1109	2.35	0.217	9	simil-vitrinita		valor poco confiable	c

Muestras de reflectancia sin columna

Muestra	F ₀ %	s %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
oa916	1.99	0.247	14	simil-vitrinita	aceptable		a
po1002	0.92	0.109	3	simil-vitrinita	escasa	valor muy dudoso	c

Zona de Estudio Cajón de Las Leñas

Columna LL1 Cajón de Las Leñas

Muestra	Flo % %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
oa20	3.56	19	simil-vitrinita heteropéneas	aceptable	valor poco confiable	b
oa13	3.19	6	simil-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c

Columna LL2 Cajón de Las Leñas

Muestra	Flo % %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
oa33	4.24	6	simil-vitrinita	escasas	muy alta, valor poco confiable	c

Columna LL3 Cajón Las Leñas

Muestra	Flo % %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
oa63	2.69	4	simil-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v4002	3	6	simil-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v4001	2.62	5	simil-vitrinita (bitumen sólido?)	escasas	intensa meteorización, valor poco confiable	c
oa57	3.02	20	simil-vitrinita	bucina	escasas	a
v4006	2.84	3	simil-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
c20	3.06	2	simil-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v4005	2.8	9	simil-vitrinita	abundante	valor poco confiable	a
v4004	1.42	12	vitrinita	abundante	intensa meteorización, valor poco confiable	b
v4003	2.79	6	simil-vitrinita	abundante	valor poco confiable	c
v4008	3.14	28	vitrinita	abundante	intensa meteorización, valor poco confiable	c
v4007	3.65	30	vitrinita	abundante	valor poco confiable	a
v4009	3.02	5	simil-vitrinita	aceptable	valor poco confiable	c
v4010	3.47	11	vitrinita	aceptable	partículas heteropéneas, valor poco confiable	b
v4011	3.35	13	vitrinita	aceptable	partículas heteropéneas, valor poco confiable	b
v4012	3.06	13	vitrinita	aceptable	partículas heteropéneas, valor poco confiable	b
v4015	3.21	18	vitrinita	aceptable	valor poco confiable	a
v4014	2.74	10	simil-vitrinita	aceptable	valor poco confiable	c
v4015	1.76	1	vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v4017	3.12	53	vitrinita	abundante	intensa meteorización, valor poco confiable	b
v4016	3.48	311	simil-vitrinita	abundante	valor poco confiable	b
v4020	2.3	4	vitrinita	escasas	valor poco confiable	c

Columna LL4

Cajón Las Leñas

Muestra	H _o % %	s %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
v4021	2.72	0.218	7	simi-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v4022	2.96	0.329	10	simi-vitrinita		valor poco confiable	c
v4023	1.91	0.16	6	simi-vitrinita		vitrinita primaria, valor poco confiable	c
v4023	3.32	0.276	6	simi-vitrinita		valor poco confiable	c
c16	3.45	0.311	18	simi-vitrinita	aceptable	intensa meteorización, valor poco confiable	b
v4024	2.75	0.326	10	simi-vitrinita	abundante	valor poco confiable	c
v4026	3.3	0.256	28	vitrinita	abundante	intensa meteorización, valor poco confiable	a
v4025	2.74	0.216	30	vitrinita	abundante	intensa meteorización, valor poco confiable	b

Formación Leñas - Espinoza

Muestra	H _o % %	s %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
c28	3.92	0.215	50	vitrinita	abundante	muy alta reflectancia	a
c219	3.72	0.28	50	vitrinita	abundante		a

Zona de Estudio

Pata del Diablo

Muestra	H _o % %	s %	n	Tipo de Partículas	Población	Comentarios	Calidad de La Muestra
v3002	0.92	0.128	3	simi-vitrinita	heteropénea	vitrinita primaria, valor poco confiable	c
v3003	1.42	0.168	6	simi-vitrinita	escasas	valor poco confiable	c
v3005	0.54	0.046	5	bitumen sólido		valor poco confiable	c
v3002	2.45		1	simi-vitrinita	heteropénea	meteorización, valor poco confiable	c