

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

ESCUELA DE INGENIERÍA

**“LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO DEL SECTOR COMPRENDIDO
ENTRE LAS LATITUDES 2° 37' S Y 2° 50' S, PROVINCIAS DE
CAÑAR Y AZUAY, CON ESPECIAL ENFOQUE SOBRE LAS
SECUENCIAS MIOCÉNICAS”**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

PATRICIO ABRAHAM VERDEZOTO VILLACÍS

DIRECTOR: DR. JACQUES BOURGOIS

Quito, Noviembre de 2006

DECLARACIÓN

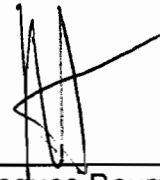
Yo, Patricio Abraham Verdezoto Villacís, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido en la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normativa institucional vigente.

Patricio Abraham Verdezoto Villacís

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue realizado por Patricio Abraham Verdezoto Villacis, bajo mi supervisión.

A handwritten signature in black ink, consisting of several vertical strokes and a diagonal line crossing them.

Dr. Jacques Bourgois
Director del Proyecto

DEDICATORIA

A DIOS, por ser la luz que ilumina mi camino

A mis padres:

Vicente Verdezoto y Eulalia Villacís, por todo su esfuerzo, sacrificio y amor, con el cual he logrado ser la persona que soy.

A mis hermanos:

Edinson, Henry y Tatiana, por el apoyo y comprensión brindada, ya que son la inspiración para este logro.

A mi sobrino y ahijado David, que vino a llenar de alegría y esperanza el corazón de toda la familia.

AGRADECIMIENTOS

Al Institut de Recherche pour le Développement (IRD), por financiar este proyecto, y especialmente al Dr. Jacques Bourgois, por darme la oportunidad de trabajar con él durante todo este tiempo.

A todos los profesores de la Carrera de Geología por los conocimientos impartidos.

Al Dr. Arturo Egüez y al Ing. Renán Cornejo, por revisar este trabajo y aportar con consejos valiosos.

A Wilmer, Cristian y Juan Carlos, por el apoyo brindado en el trabajo de campo.

A los ingenieros Eduardo Almeida y Luis Pilatasig, por su tiempo y ayuda desinteresada.

A mis amigos, por que con su amistad me ayudan a crecer en todos los aspectos. En especial a Alexandra, por que a pesar de la distancia nuestra amistad sigue tan fuerte como en un principio. A Manolo y su familia, por acogerme como un miembro más en su núcleo familiar. A Nayda, Milton y Cristian por que durante todos estos años y a pesar de los inconvenientes, hemos logrado consolidar una amistad que supera el tiempo. También, un agradecimiento a todos los compañeros de la Carrera de Geología, por el sin número de ocasiones en las que compartimos momentos inolvidables.

A toda mi familia, por el inmenso cariño y amor brindado.

CONTENIDO

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN Y ASPECTOS GENERALES

1.1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.1	JUSTIFICACIÓN Y ANTECEDENTES.....	1
1.1.2	OBJETIVOS.....	2
1.1.3	ALCANCE	3
1.1.4	METODOLOGÍA.....	3
1.2	ASPECTOS GENERALES.....	5
1.2.1	ACCESO	5
1.2.2	GEOMORFOLOGÍA	5
1.2.3	CLIMA Y VEGETACIÓN.....	7
1.2.4	ASPECTOS HUMANOS	8
1.3	TRABAJOS ANTERIORES	9

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA DE LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DE CUENCA

3.1	INTRODUCCIÓN.....	38
3.2	ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD TECTÓNICA COCHA HUMA - AZOGUES	40
3.2.1	FORMACIÓN YUNGUILLA.....	41
3.2.2	GRUPO SARAGURO.....	43
3.2.2.1	Intrusión del Descanso	44
3.2.3	FORMACIÓN BIBLIÁN	44
3.2.4	FORMACIÓN LOYOLA.....	45
3.2.5	FORMACIÓN AZOGUES	50
3.2.5.1	Miembro Azogues	50
3.2.5.2	Miembro Guapán.....	52
3.3	ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD TECTÓNICA INGAPIRCA-TORAY 53	
3.3.1	GRUPO SARAGURO.....	54
3.3.2	FORMACIÓN BIBLIÁN	55
3.3.3	FORMACIÓN LOYOLA.....	56
3.3.4	FORMACIÓN AZOGUES	57
3.3.4.1	Miembro Azogues	57
3.3.4.2	Miembro Guapán.....	59
3.3.5	FORMACIÓN MANGÁN	59
3.3.6	INTRUSIÓN DEL COJITAMBO	61
3.4	ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD TECTÓNICA CAÑAR-DELEG	62
3.4.1	GRUPO SARAGURO.....	63
3.4.2	FORMACIÓN MANGÁN	64
3.4.3	FORMACIÓN TURI.....	64
3.4.3.1	Miembro Santa Rosa	64

3.4.3.2	Miembro Turi	65
3.5	DEPÓSITOS DE COBERTURA	58
3.5.1	FORMACIÓN TARQUI	68
3.5.1.1	Miembro Tarqui.....	68
3.5.1.2	Miembro Llacao	68
3.5.2	DEPÓSITOS GLACIARES	69
3.5.3	COLUVIALES	70
3.6	DATAACIONES.....	71
3.6.1	DISCUSIÓN EDADES PREVIAS	71
3.6.1.1	Formación Biblián	71
3.6.1.2	Formación Loyola	72
3.6.1.3	Formación Azogues.....	72
3.6.1.4	Formación Mangán.....	74
3.6.1.5	Depósitos de cobertura	75
3.6.2	ESTIMACIÓN DE LA TASA DE SEDIMENTACIÓN	75
3.6.3	ESTIMACIÓN DE LA TASA DE ACORTAMIENTO	76

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS TECTÓNICO

4.1	INTRODUCCIÓN.....	77
4.2	ESTRUCTURAS.....	77
4.2.1	ESTRUCTURAS REGIONALES.....	77
4.2.1.1	Falla Deleg.....	77
4.2.1.2	Falla Toray.....	79
4.2.1.3	Falla San Miguel.....	82
4.2.1.4	Falla de San Antonio	84
4.2.1.5	Anticlinal Regional de Biblián	85
4.2.1.6	Sinclinal de Azogues	86
4.2.2	ESTRUCTURAS MENORES.....	88
4.2.2.1	Falla Cojitambo	88
4.2.2.2	Falla Río Burgay.....	89
4.2.2.3	Franja de deformación Biblián	90
4.3	PLANO DE DESPEGUE.....	90
4.3.1	Modelo para el cálculo de la profundidad del detachment: área de exceso y profundidad de detachment (Epard et al., 1993)	91
4.3.2	Aplicación del método gráfico en el área de estudio.....	93

CAPÍTULO 5

EVOLUCIÓN TECTÓNICA

5.1	INTRODUCCIÓN.....	96
5.2	EVOLUCIÓN.....	97
5.2.1	MODELOS UTILIZADOS	97
5.3	EVOLUCIÓN TECTÓNICA	101

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES	107
--------------------	-----

BIBLIOGRAFÍA	111
--------------------	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1. Ubicación del área de estudio	2
FIGURA 2.1. Mapa geológico regional del área de estudio. Tomado y modificado de Steinmann (1997), Dunkley y Gaibor (1997b) y BGS-CODIGEN (1994)	13
FIGURA 2.2. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de Cuenca en el área de estudio. Tomado y modificado de Steinmann (1997).....	20
FIGURA 2.3. Mapa de la Cordillera Real entre las regiones de Riobamba y Azogues. Tomado y modificado de BGS-CODIGEM (1994)	29
FIGURA 2.4. Columna estratigráfica de los sedimentos terciarios de la cuenca de Cuenca (Tomado de Lavenu y Noblet, 1989).....	33
FIGURA 2.5. Evolución geodinámica de las cuencas intramontañosas del Sur del Ecuador durante el Neógeno (Tomado de Noblet et al., 1988)	34
FIGURA 2.6. Reconstrucción palinspática del Ecuador sureño durante el Mioceno Medio a Tardío (Tomado de Hungerbühler et al., 2002).....	36
FIGURA 3.1. Esquema general del área de Cañar-Azogues.....	39
FIGURA 3.2. Columna estratigráfica general de la Unidad Tectónica Cocha Huma – Azogues	40
FIGURA 3.3. Columna estratigráfica local de capas basales de la Formación Loyola (739971 - 9692988)	47
FIGURA 3.4. Curva isotópica de Sr para el agua marina. Tomado y modificado de Smalley et al., 1994.	49
FIGURA 3.5. Columna estratigráfica general de la Unidad Tectónica Ingapirca – Toray	54
FIGURA 3.6. Columna estratigráfica general de la Unidad Tectónica Honorato Vásquez – Deleg.....	62
FIGURA 3.7. Corte geológico A-A', mostrando las relaciones estratigráficas entre los miembro Santa Rosa y Turi.	65
FIGURA 3.8. Correlación de edades para las formaciones de la cuenca.	73

FIGURA 3.9. Edades para la Formación Mangán, respecto a la ubicación relativa en la columna estratigráfica.....	74
FIGURA 4.1. Ploteo de planos de estratificación del anticlinal mayor de Biblián.	86
FIGURA 4.2. Ploteo de planos de estratificación del sinclinal de Azogues.	87
FIGURA 4.3 Imagen satelital del sector comprendido entre El Cojitambo y Biblián. .	88
FIGURA 4.4. Balance de área de exceso para el desplazamiento sobre un horizonte de detachment (Tomado de Epard et al., 1993).....	92
FIGURA 4.5. Balance de área de exceso en dos niveles en un anticlinal de área constante (Tomado de Epard et al, 1993).	92
FIGURA 4.6. Balance de área de exceso en dos niveles donde la profundidad del horizonte de detachment es desconocido. (Tomado de Epard et al, 1993).	93
FIGURA 4.7. Ampliación del perfil 9691000, utilizado para la obtención de valores de área de exceso, y elevación con respecto al nivel de referencia.	94
FIGURA 4.8. Diagrama del área de exceso para el área de estudio.....	95
FIGURA 5.1. Relación entre la dirección de campo cercano y lejano del esfuerzo principal máximo. Tomado y modificado de Ben-Avraham et al., 1992.	98
FIGURA 5.2. Evolución del patrón de discontinuidad estructural debido al deslizamiento a lo largo de una zona de detachment. Tomado y modificado de Exadaktylos et al., 2003.	100
FIGURA 5.3. Evolución esquemática de la cuenca de Cuenca.....	102

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

FOTOGRAFÍA 1.1. Mosaico de fotografías aéreas del área de estudio	4
FOTOGRAFÍA 3.1. Sill andesítico de 3m de espesor, sector quebrada Tacshana (741715 – 9695090).	41
FOTOGRAFÍA 3.2. Dique andesítico en la Formación Yunguilla (740298 – 9692154).....	42
FOTOGRAFÍA 3.3. Anticlinales presentes en el sector del puente del tren sobre el río Burgay (737743 – 9698750).....	45
FOTOGRAFÍA 3.4. Capas basales la Formación Loyola sobreyaciendo discordantemente depósitos de la Formación Yunguilla (740302 – 9693420)	46
FOTOGRAFÍA 3.5. Fósil de pez encontrado en la Formación Loyola, sector quebrada Toray [737029 9696348].....	48

FOTOGRAFÍA 3.6. Nódulos de arenisca cementada por carbonato de Calcio, presentes en la Formación Azogues	51
FOTOGRAFÍA 3.7. Plegamiento menor en capas de lutita del Miembro Guapán, 737947 – 9694170.....	51
FOTOGRAFÍA 3.8. Megaclasto de la Formación Loyola incluido en areniscas del Miembro Azogues.	58
FOTOGRAFÍA 3.9. Afloramientos de la Formación Mangán. Nótese el contacto discordante entre el Miembro Llacao (parte superior derecha) y la Formación Mangán (parte inferior).....	60
FOTOGRAFÍA 3.10. Capas deformadas de la Formación Mangán (734379 – 9693244).....	61
FOTOGRAFÍA 3.11. Depósitos al tope del Miembro Turi, areniscas intercaladas con conglomerados (733122 – 9708686)	67
FOTOGRAFÍA 4.1. A. Falla inversa menor posiblemente asociada a la Falla Toray, observada en el sector de la Quebrada Agua Sucia (736554 – 9697258). B. Plegamiento asociado a la falla Toray.....	81
FOTOGRAFÍA 4.2 Fallamiento inverso afectando a la Formación Yunguilla.....	82
FOTOGRAFÍA 4.3. Sistemas de fallas menores afectando a los depósitos volcánicos del Grupo Saraguro.....	84
FOTOGRAFÍA 4.4. Falla inversa afectando al Miembro Guapán, sector Quebrada Huabanas (740065 – 9694804).....	88

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 3.1. Resultados de los análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ realizados en muestras de las formaciones Loyola y Mangán.	49
TABLA 3.2. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la Formación Turi (Sector Cañar) y Miembro Llacao (Sector Azogues).	69
TABLA 4.1. Resultados de las mediciones de áreas realizadas con el programa AutoCad 2004.....	94

ANEXOS

ANEXO 1. Descripciones y fotografías de láminas delgadas.

ANEXO 2. Tablas de edades previas.

MAPAS

HOJA 1 Mapa Geológico de Azogues entre las latitudes 2° 37' y 2° 50' S.

HOJA 2 Cortes geológicos O-E a través de las latitudes: (A) 9704000, (B) 9695000 y (C) 9691000.

RESUMEN

El área de estudio está localizada a lo largo de la depresión de Azogues. Esta puede ser dividida en tres unidades tectónicas que son la prolongación hacia el sur de las unidades identificadas en el área de Cañar por Lahuathe (2005). Las fallas de Deleg y Toray del área de Azogues son la prolongación hacia el sur de las fallas Honorato Vásquez e Ingapirca respectivamente. Estas fallas mayores, las cuales se extienden alrededor de 70 -80 km a lo largo del rumbo limitan las unidades tectónicas Coca Huma – Azogues, Ingapirca – Toray y Cañar – Azogues, de Este a Oeste respectivamente. Análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ llevados a cabo sobre fósiles de las formaciones Loyola y Mangán, y el análisis tectónico de estructuras regionales permiten proponer un modelo para la evolución geodinámica del área de estudio. La cuenca de Cuenca se desarrollo en un ambiente continental en dos etapas principales. Un régimen extensional E-W caracterizó la primera etapa, la cual comenzó durante el Mioceno Temprano. En ese tiempo, la Falla de Deleg controló la subsidencia en conexión con un plano de despegue buzante al este en profundidad, siendo la Falla de Deleg más activa que la Falla Toray. Las formaciones Biblián, Loyola, Azogues y parte de Mangán se acumularon a lo largo de un semi-graben localizado al este de la Falla de Deleg. Durante ese tiempo, la rata de sedimentación fue suficientemente alta para balancear la rata de subsidencia. Entre 8,7 y 8,0 Ma, un régimen de compresión E-O caracterizó la segunda etapa. Esta induce la deformación tectónica del relleno sedimentario de la cuenca, siendo la Falla Toray más activa que la Falla de Deleg en ese tiempo. Se sugiere que la inversión tectónica ocurrió durante esta segunda etapa tectónica de fallamiento inverso actuando a lo largo del plano de despegue inferido en profundidad. La parte superior de la Formación Mangán se acumuló durante un período de transición entre las dos etapas tectónicas mayores. Al término de la segunda etapa tectónica, la Formación Tarqui se acumuló discordantemente sobre las series previamente plegadas. La inconformidad a la base del Miembro LLacac, un equivalente lateral de la Formación Tarqui, marca el fin de la segunda etapa tectónica a lo largo del eje de la cuenca. De acuerdo a dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ llevadas a cabo en muestras del Miembro LLacac, la etapa compresiva ocurrió antes de los 8 Ma.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN Y ASPECTOS GENERALES

1.1 INTRODUCCIÓN

1.1.1 JUSTIFICACIÓN Y ANTECEDENTES

El presente proyecto es la continuación hacia el sur del trabajo realizado por Lahuathe (2005), en el marco del CONVENIO ESPECÍFICO DE INVESTIGACIÓN ENTRE EL INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE DEVELOPPEMENT (IRD) Y EL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA DE LA ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL (EPN), para el estudio de la geodinámica del Sistema Dolores – Guayaquil en los Andes del Sur del Ecuador.

El área de estudio esta localizada entre las latitudes 2°37' y 2°50' S, y las longitudes 78°48' y 79°00' O aproximadamente (Fig. 1.1). El área forma parte de la cuenca intramontañosa de Cuenca, cuyo origen y desarrollo ha sido interpretada de distintas formas. Noblet et al. (1988), propuso que la cuenca se desarrolló en un ambiente continental a lo largo de fallas de rumbo. Posteriormente, Steinmann (1997), propuso que la cuenca se desarrolló en dos etapas, una inicial en ambientes deltáicos a marino salobres, y una final en un ambiente intramontaña.

Varios estudios han sido realizados en la cuenca de Cuenca, pero ninguno de estos se ha reflejado en la actualización de las hojas geológicas publicadas por la DGGM. Es así que, el presente proyecto se orienta a la obtención de nuevos datos, que aporten información valiosa acerca del ambiente de depositación de la secuencia sedimentaria. La información obtenida será correlacionada con aportes de estudios anteriores, que servirán para realizar la actualización de la hoja geológica de Azogues.

1.1.3 ALCANCE

Levantamiento geológico a escala 1:50000 del área de la depresión de Azogues entre las vertientes de la Cordillera Occidental y la prolongación sur de la Cordillera Real (Figura 1.1), que cubre una extensión de 466 Km² aproximadamente.

Debido a lo extenso del área de estudio, el trabajo de campo se realizó mediante varias travesías, en sectores donde existía mayor exposición de las formaciones. Estas travesías fueron planificadas mediante la observación de fotografías aéreas y un reconocimiento previo del área. Las muestras fueron tomadas aleatoriamente, de acuerdo con el esquema de travesías.

Análisis ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sobre muestras fósiles y ⁴⁰Ar/³⁹Ar sobre muestras de rocas volcánicas, fueron llevados a cabo para el presente proyecto. Los resultados de dichos análisis son reportados en el capítulo 3.

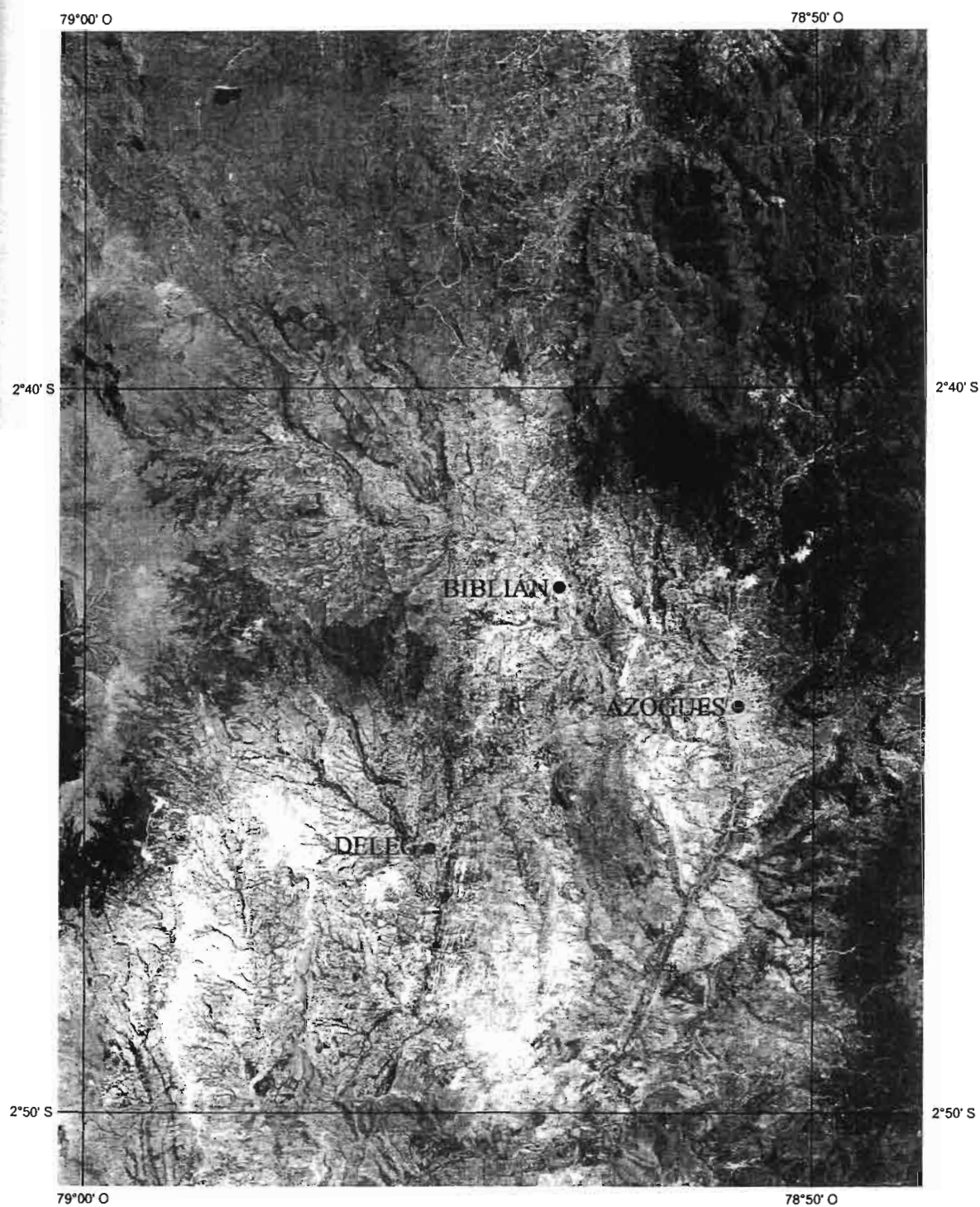
1.1.4 METODOLOGÍA

La metodología utilizada en el presente proyecto incluye las siguientes actividades:

- Recopilación de información bibliográfica y cartográfica.
- Interpretación de fotografías aéreas a escala 1:60000
- Trabajo de campo para recopilar datos en superficie y toma de muestras.
- Procesamiento de la información en paquetes computacionales
- Interpretación de datos.
- Preparación del documento final.

Para el trabajo de campo se utilizaron las fotografías aéreas del Proyecto Carta Nacional del año 1989 a escala 1:60000, Rollo 144 desde 27626 hasta 27631, Rollo 144 desde 27674 hasta 27678 y Rollo 144 desde 27654 a 27658, mostradas en el mosaico de la figura 1.2.

Para el levantamiento geológico se emplearon las cartas topográficas de Azogues y Cañar escala 1:50000, y las hojas geológicas de Azogues escala 1:50000 y Cañar 1:100000.



OTOGRAFÍA 1.1. Mosaico de fotografías aéreas del área de estudio elaborado a partir de fotografías del Proyecto Carta acional del año 1989 a escala 1:60000.

1.2 ASPECTOS GENERALES

1.2.1 ACCESO

El área de estudio está atravesada por la carretera Panamericana que pasa por las poblaciones de Biblián y Azogues. A partir de esta arteria vial principal, varios caminos de segundo y tercer orden conducen a las poblaciones menores y partes más alejadas. A su vez todas las poblaciones menores están conectadas entre si por medio de caminos vecinales transitables tanto en invierno como en verano.

Caminos de menor importancia en un estado relativamente bueno son:

- El carretero asfaltado Azogues-Cuenca, que atraviesa las poblaciones de Cojitambo, Deleg y poblaciones menores hasta llegar al sector de Ricaurte. Una serie de caminos lastrados parten desde esta vía hacia las poblaciones de Solano, Ayancay, Santa Rosa y Checa.
- El camino asfaltado Azogues-Paute, a partir de este, un camino lastrado se divide para ingresar a las parroquias de Taday y Pindilig, este camino está siendo ensanchado para propósitos de acceso hacia el proyecto Hidroeléctrico Mazar.

1.2.2 GEOMORFOLOGÍA

El área de estudio está dominada por un relieve irregular, con variaciones de elevación que van desde los 2320 m.s.n.m. en la parte sur (valle del río Paute) a los 4000 m.s.n.m. en la parte noroeste (parque del Cajas). El valle en el que se asienta parte de la ciudad de Azogues, presenta una morfología amplia con un fondo relativamente plano, que está ubicado entre una vertiente oeste abrupta y una vertiente este de pendientes bajas a moderadas. El valle va estrechándose hacia el sur, hasta casi desaparecer en el sector entre Huarangu Grande y El Descanso.

El rasgo más sobresaliente ubicado en la parte central del área, corresponde a un cuerpo volcánico alargado (domo del Cojitambo), el cual se alinea con escarpes presentes al sur, en una dirección N-S. Un relieve similar, pero de menor importancia (loma Legabuga), está presente inmediatamente al NE de la ciudad de Azogues y alcanza una elevación máxima de 3080 m.s.n.m.

Al sur del área, se presenta una meseta subhorizontal (loma Pacchamama) constituida por materiales de origen volcánico, los cuales han sido afectados por procesos de inestabilidad dando lugar a deslizamientos antiguos de gran magnitud (Deslizamiento de Solano).

Pequeñas lomas con facetas triangulares se desarrollan en las vertientes del valle de Azogues y en la margen izquierda del río Deleg. Estas facetas triangulares son resultado de la erosión fluvial de la secuencia sedimentaria plegada.

El patrón de drenaje es dendrítico a sub paralelo, donde el Río Burgay forma parte de la principal cuenca hidrográfica y atraviesa el área desde el noroeste hacia el sur en una trayectoria medianamente sinuosa, dejando sitios donde el valle se estrecha (sectores de Biblián y Huarangu Grande) como resultado de la erosión fluvial de materiales competentes.

El Río Deleg, a lo largo de su trayectoria presenta importantes cambios de dirección. En un inicio (Río Gulag) sigue aproximadamente una dirección NO-SE que cambia a una dirección N-S a la altura de la población de Deleg, luego de un recorrido de aproximadamente 4 km cambia a una dirección O-E para descargar sus aguas al río Burgay y formar el río Paute. Una situación similar ocurre con la quebrada Shullín.

Se nota que el drenaje regional presenta una cierta tendencia que se orienta en dirección aproximada N-S, tal es el caso de las quebradas Teney Coray, Salto, Corazón Urco (al norte), Shullín, Deleg, Paluncay (al sur), probablemente reflejando el control de estructuras regionales.

En general, el sistema fluvial drena el área desde el norte hacia el sur descargando sus aguas al río Paute.

En la parte noroeste, la erosión glaciaria ha dejado pequeños valles colgados que terminan en escarpes donde afloran las formaciones más jóvenes de la cuenca. En este sector la morfología es irregular, caracterizada por depósitos morrénicos que limitan depresiones pequeñas.

La morfología del área, es el producto de la erosión de estructuras regionales. El pliegue anticlinal regional de Biblián, ha sido erosionado moderadamente dejando escarpes y vertientes con una planicie central que en conjunto presentan una dirección N-S. Hacia el este del anticlinal se desarrolla el sinclinal de Azogues. En los flancos de estos pliegues regionales se desarrollan las facetas triangulares mencionadas anteriormente.

1.2.3 CLIMA Y VEGETACIÓN

El área de estudio presenta diferencias climáticas en función de la altura del terreno, así, en las partes altas se presenta un clima húmedo y frío, mientras en las partes bajas predomina un clima temperado fresco, con una temperatura promedio de 13,5° C. Las mayores precipitaciones ocurren en el mes de abril (<http://www.deleg.com>).

En las partes altas la vegetación está conformada por gramíneas herbáceas que se esparcen sobre grandes áreas formando un manto uniforme. Actualmente, este manto está siendo devastado debido al desarrollo de la ganadería y actividades como la quema de pajonal cada vez más frecuentes, que dan paso al establecimiento de amplios campos de pastoreo. La vegetación natural está constituida por gramíneas y plantas de altura como el laurel de cera, ñacchac, zhadan, chilca, retama, sigse y helechos. En las pendientes se observan pequeñas manchas de chaparro bajo, chilca, laurel y árboles de eucalipto, capulí y guaba (<http://www.deleg.com>).

Existe un desarrollo de áreas forestales, las cuales están constituidas principalmente por especies como el eucalipto, pino y ciprés.

1.2.4 ASPECTOS HUMANOS

Azogues, Biblián y Deleg pertenecientes a la Provincia de Cañar son las poblaciones de mayor importancia presentes en el área de estudio.

En los últimos años se ha notado un importante desarrollo urbano en la parte sur del Ecuador. El fenómeno masivo de migración ha aportado en gran parte al desarrollo económico de este sector y en la actualidad es la principal fuente de recursos para la construcción de viviendas tanto en las áreas urbanas como rurales. Desafortunadamente un buen porcentaje de viviendas están abandonadas.

Las principales actividades económicas son la ganadería y la agricultura. Entre los productos agrícolas más frecuentes se tiene el maíz, papas, habas, porotos (frijoles) y frutas. En el sector de Burgay, al NO de Nazón, grandes invernaderos son usados para el cultivo de flores para exportación, convirtiéndose así en una actividad creciente.

Dos fabricas para la elaboración de ladrillos y tejas se ubican dentro del área. Los materiales de la Formación Biblián (arcillolitas) son usados como materia prima, para obtener un producto de buena calidad. Varios depósitos de travertino son explotados para diferentes actividades tales como la elaboración de cemento y la comercialización como rocas ornamentales. En varias canteras se explotan materiales volcánicos y sedimentarios, que se utilizan como materiales de construcción y para el lastrado de caminos.

Se ha reportado la presencia de ruinas arqueológicas en Pacchamama relacionadas con el camino incaico en la zona de cuenca. Según estudios arqueológicos el complejo incluye numerosas construcciones de viviendas,

templos, plazas, altares, así como caminos empedrados, pozos de agua, tumbas y decenas de basamentos de vivienda (<http://www.deleg.com>).

1.3 TRABAJOS ANTERIORES

Las principales referencias para el presente trabajo son los autores Bristow (1973), Bristow y Guevara (1974^a), Noblet et al. (1988), Steinmann (1997) y Hungerbühler et al. (2002). Bristow (1973) realizó una reseña histórica de estudios realizados desde el año 1823.

Bristow y Guevara (1974^a) publicaron el mapa geológico de Azogues a escala 1:50000, en el cual plantearon que el basamento de la parte occidental de la cuenca está constituido por rocas volcánicas de la Formación Piñón; posteriormente Noblet et al. (1988), realizaron modificaciones al trabajo de Bristow, determinando que estos depósitos volcánicos forman parte de la Formación Saraguro y proponiendo un modelo de evolución de la cuenca a lo largo de fallas de rumbo en un ambiente continental. Además consideran a los miembros Turi y Santa Rosa como parte de la Formación Mangán.

Durante la década de los 80 e inicio de los 90, varios trabajos se orientaron a la determinación de edades de rocas volcánicas de la parte sur del Ecuador, por medio del método K/Ar. A finales de la década de los 90, la determinación de edades por el método de trazas de fisión en circón y apatito fue usado en el estudio de rocas volcánicas y metamórficas. Las edades reportadas ubican a las rocas del Grupo Saraguro en el Eoceno a Mioceno (Dunkley y Gaibor, 1997). La misma situación ocurrió con los depósitos volcánicos ubicados inmediatamente al este de Biblián, los cuales eran considerados como parte de la Formación Biblián (Bristow 1973), pero Steinmann (1997) mediante trazas de fisión en circón, ubicó estos depósitos volcánicos en el Oligoceno Tardío, concluyendo que los depósitos del sector de Biblián pertenecen a la Formación Saraguro. Steinmann (1997) también estableció una cronología detallada de las formaciones de la cuenca, introduciendo nuevos miembros y proponiendo un modelo de evolución en el cual, el relleno de la cuenca tuvo lugar en dos

etapas distintas, la primera etapa entre 15 y 9 Ma, en ambientes que varían de deltaicos a marino salobres; entre los 9,5 y 8 Ma tuvo lugar la deformación del relleno de la cuenca, y sobre estos materiales deformados se depositaron secuencias intramontañas descansando discordantemente sobre las series más jóvenes, constituyendo la segunda etapa (8 y 5 Ma).

Hungerbühler et al. (2002) proponen un modelo geodinámico en el cual, la reactivación de la zona de falla Calacali-Pallatanga en el Mioceno, provocó el desplazamiento dextral de los terrenos de origen oceánico de la Cordillera Occidental con respecto al continente Sur Americano, dando lugar a la formación de cuencas pull apart en la región del ante arco (cuencas de Manabí y el Progreso), las cuales se conectaron con las áreas de Cuenca/Girón-Santa Isabel y Loja, Catamayo-Gonzanamá y Malacatos-Vilcabamba, respectivamente, mediante incursiones marinas desde el Océano Pacífico hacia el este. Estos autores concluyen que las facies sedimentarias en la región del ante arco, pueden haber representado facies marinas marginales más profundas de las facies correlativas en la región inter-Andina.

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN

El Ecuador continental está dividido en tres regiones fisiográficas importantes que presentan características morfológicas y geológicas propias. De este a oeste estas regiones son: el Oriente o región Amazónica, la región Andina y la Costa.

La región Andina o Sierra, está constituida por las cordilleras Occidental (CO) y Real (CR), separadas por el valle interandino (VIA). Hacia el sur de Riobamba, las cordilleras Occidental y Real convergen formando una sola cordillera. En estas latitudes el valle interandino pierde identidad y es reemplazado por una serie de cuencas sedimentarias formadas en el Neógeno.

La CR está constituida por una serie de divisiones litotectónicas que se extienden con dirección andina. Estas divisiones incluyen diversos tipos de rocas, cuyos límites corresponden a fallas y zonas de cizalla regionales. De este a oeste las divisiones litotectónicas son: Zamora, Salado, Loja, Alao y Guamote. Los límites tectónicos en el mismo orden son: Falla Cosanga-Méndez, Falla Llanganates, Frente de Baños y Falla Peltetec (Aspden et al., 1992; Litherland et al, 1994). Las edades de estas divisiones están comprendidas entre el Paleozoico y el Cretácico.

La CO está constituida por dos terrenos mayores (terrenos Pallatanga y Macuchi) separados por zonas de cizalla regionales. El terreno más antiguo es conocido como Pallatanga e incluye varias unidades litoestratigráficas cuyo basamento está constituido por rocas máficas y ultramáficas de afinidad plateau oceánico de edad Cretácico Temprano a Tardío (Hughes y Pilatasig, 2002). El Terreno Macuchi (más joven) consiste de una secuencia volcánico-

sedimentaria de arco de islas que domina gran parte de la geología de la Cordillera Occidental, la edad del terreno estaría comprendida entre el Paleoceno y Eoceno Medio (Egüez, 1986).

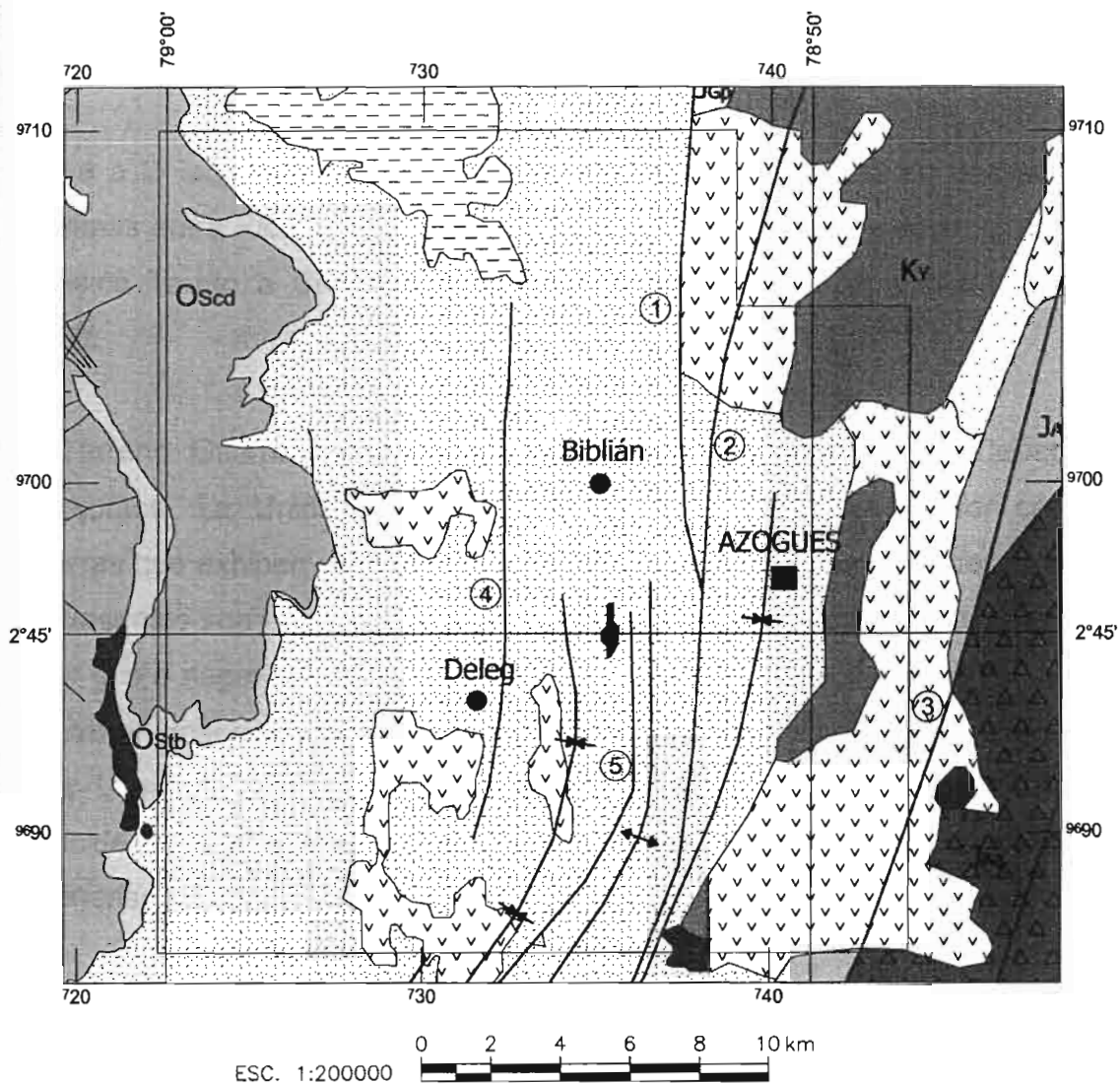
La cuenca de Cuenca ubicada al sur del Ecuador, está limitada al oeste por la Cordillera Occidental y al este por la Cordillera Real. Presenta una forma alargada de dirección NNE-SSO que se extiende desde 2°25' S a 3°05' S y 79° 05' O a 78°40' O, cubriendo un área de aproximadamente 3000 km² (Steinmann, 1997). El área de estudio se encuentra ubicada en la depresión de Azogues (parte central de la cuenca de Cuenca), entre las vertientes de la cordillera Occidental (Parque Nacional del Cajas), donde afloran los terrenos volcánicos del Grupo Saraguro de edad Eoceno Medio a Mioceno Temprano (Dunkley y Gaibor, 1997), y la prolongación sur de la Cordillera Real, donde afloran principalmente rocas metamórficas antiguas y rocas sedimentarias de la Formación Yunguilla.

2.2 ESTRATIGRAFÍA

2.2.1 BASAMENTO

En el área de estudio, el basamento de la secuencia sedimentaria de la cuenca de Cuenca está formado por rocas sedimentarias de la Formación Yunguilla y rocas volcánicas del Grupo Saraguro. Inmediatamente al este de la Formación Yunguilla y en contacto fallado están presentes rocas metamórficas del Terreno Alao (Figura 2.1). Los terrenos Guamote y Alao de la Cordillera Real, posiblemente constituirían las rocas más antiguas que conforman el basamento de la cuenca.

Adicionalmente, en esta apartado se describe de manera general a la Formación Quingeo, que inicialmente fue considerada como parte de la Formación Biblián por autores como Bristow (1973) y Noblet et al. (1988), entre otros.



LEYENDA

Cuaternario		Depósitos glaciares		Pliegue Sinclinal		Falla
Plioceno		Formación Tarqui		Pliegue Anticlinal		
Mioceno		Secuencia sedimentaria de la cuenca	①	Falla Ingapirca		
		Formación Cerro Cauca	②	Falla Peltetec		
Eoceno-Oligoceno		Formación Chanlud	③	Falla de San Antonio		
		Unidad Tomebamba	④	Falla de Deleg		
Cretácico Tardío		Formación Yunguilla	⑤	Falla Paccha-Cojitambo		Intrusiones
		Unidad Punín				Area de estudio
Jurásico		Unidad Maguazo				
		Unidad Alao				

FIGURA 2.1. Mapa geológico regional del área de estudio. Tomado y modificado de Steinmann (1997), Dunkley y Gaibor (1997b) y BGS-CODIGEN (1994).

2.2.1.1 Terreno Guamote

Aflora a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Real, en una serie de ventanas entre Riobamba y Azogues. Comprende cuarcitas y pizarras de edad Jurásico Tardío a Cretácico (Aspden y Litherland, 1992a; Litherland et al., 1994).

El Terreno Guamote está constituido por las unidades Punín, Cebadas y Guasuntos. La Unidad Punín comprende cuarcitas y en menor cantidad pizarras que exhiben cambios litológicos de norte a sur. Las unidades Cebadas y Guasuntos son esencialmente pizarras negras con cuarcitas subordinadas de color gris o negro. El Terreno Guamote es una secuencia marina que contiene cuarzo ahumado y cuarzo azul, posiblemente producto de la erosión del granito Tres Lagunas (Litherland et al., 1994). En el sur, los límites del terreno coinciden con la Falla Ingapirca al oeste y con la Falla Peltetec al este (Aspden y Litherland, 1992a; Litherland et al., 1994).

2.2.1.2 Terreno Alao

Aflora en el flanco occidental de la Cordillera Real como una faja de dirección NE-SO desde la latitud de Cuenca al sur hasta Ambato al norte. El Terreno Alao está en contacto tectónico con el Terreno Loja al este, y con el Terreno Guamote al oeste (Litherland et al., 1994). Comprende rocas metavolcánicas y metasedimentarias correspondientes a cuatro unidades que son: la Unidad Alao – Paute interpretada como un arco de islas, la Unidad El Pan interpretada como secuencias meta-sedimentarias de tras-arco marino, la Unidad Maguazo descrita como una secuencia turbidítica de ante-arco de edad Jurásica, y la Unidad Peltetec que constituye una secuencia ofiolítica (Litherland et al., 1994).

La *Unidad Maguazo*, comprende una zona de 5 a 10 km de ancho, dominada por una secuencia de basaltos andesíticos y turbiditas levemente metamorfizadas. Exhibe contactos tectónicos con la Ofiolita Peltetec al oeste (Falla Peltetec) y la Unidad Alao-Paute al este (Falla San Antonio). La unidad

ha proveído importantes restos fósiles del Oxfordiano/Calloviano y restos fósiles del Ordovícico, que han sido re TRABAJADOS dentro de los sedimentos jurásicos (Litherland et al., 1994).

La *Unidad Alao-Paute* comprende el principal cinturón de rocas verdes del terreno Alao y está expuesto en secciones de caminos y afloramientos a lo largo de los ríos Alao, Paute y Pastaza. Las litologías dominantes son rocas verdes meta andesíticas, esquistos verdes, esquistos graníticos, esquistos pelíticos, cuarcitas y mármoles. Entre el Descanso y Gualaceo, existen afloramientos de lavas masivas, aglomerados y bandas de filitas verdes. Algunas de estas lavas no están metamorfizadas y contrastan fuertemente con las rocas y esquistos verdes al este y norte. La edad de depositación de la unidad es probablemente 160 Ma, la cual está relacionada con edades obtenidas en granos de polen de la unidad Maguazo (Litherland et al., 1994).

La *Unidad El Pan* ocurre como un cinturón de 70 km de longitud y hasta 7 km de ancho. Consiste de facies volcanosedimentarias metamorfizadas que comprenden esquistos verdes, esquistos graníticos y filitas cuarzo-sericita con menor presencia de esquistos cuarzo-albita-epidota-clorita, esquistos actinolita-clorita, mármoles negros, rocas calco-silicatadas ricas en epidota y rocas con tremolita-clinozoicita. La edad propuesta para esta unidad es Jurásico Medio a Cretácico Temprano en base a la identificación de esporas (Litherland et al., 1994).

El *Cinturón Ofiolítico Peltetec* es una zona estrecha de 1 a 2 Kilómetros de ancho, que aflora a lo largo de la Falla Peltetec y consiste de metagabros y metabasaltos en una serie de estrechos afloramientos que incluyen cherts y filitas, basaltos espilíticos, serpentinitas, gabros y peridotitas (Aspden y Litherland, 1992a; Litherland et al., 1994). La unidad está en contacto tectónico con Terreno Guamote al oeste, y con la Unidad Maguazo al este (Litherland et al., 1994).

2.2.1.3 Formación Yunguilla

La Formación Yunguilla aflora en un cinturón de dirección NNE-SSW sobre el lado este de la cuenca, desde Cumbe en el sur hasta Ingapirca en el norte. Denominada anteriormente como Formación San Marcos, Bristow en 1973 la redefine como Formación Yunguilla con base a similitudes con la Formación Yunguilla reconocida inicialmente por Thalmann en 1946.

La Formación Yunguilla yace inconformemente sobre las rocas metamórficas de los terrenos Guamote y Alao (Litherland et al., 1994) y está sobreyacida discordantemente por la secuencia sedimentaria de la cuenca de Cuenca. Bristow (1973) estima un espesor de 1200 m en la región de Santa Ana y de 1500 m en la región de Cumbe.

En la zona entre Azogues y Cuenca, Bristow (1973) describe tres unidades litológicas distintas: 1) Argilitas gris oscuro a negro, las cuales gradan a lutitas negras que comúnmente contienen mica en pequeñas cantidades y ocasionalmente pirita. Silicificación es marcada en varios niveles. Calizas gris oscuro de grano fino ocurren ya sea en capas o lentes en toda la secuencia. Areniscas pueden ser vistas en pocos sitios en capas menores de 50 cm de espesor. Estas litologías fueron agrupadas como flysh del Grupo Inferior con un escaso contenido de foraminíferos del Maastrichtiano. 2) Grupo Superior de arcillas plásticas color gris con abundantes lentes de calizas. 3) Arcillas duras de color púrpura y violeta con intercalaciones de grawacas.

La Formación Yunguilla, en la zona entre Cumbe y Azogues puede ser dividida en cuatro: Formación Jadán de edad Campaniano Medio-Superior, Formación Quimas de edad Campaniano Superior a Maastrichtiano basal, Formación Tabacay del Maastrichtiano Inferior, la cuarta formación es relacionada con la Formación Saquisilí (Hughes y Bermúdez, 1997) de la zona de Guaranda de edad Paleoceno Temprano a Medio (Vaca, 2005).

La edad para la Formación Yunguilla en base a evidencia fósil recolectada al este de Charasol por Bristow (1973) es del Maastrichtiano.

Steinmann (1997), mediante la determinación de edad con trazas de fisión para una muestra de la Formación Yunguilla en el área de Cumbe, reveló un amplio esparcimiento de edades heredadas (151 a 80 Ma) con un promedio de $97,8 \pm 6,7$ Ma correspondiente al Cretácico Tardío.

2.2.1.4 Formación Quingeo

La Formación Quingeo inicialmente considerada como parte de la Formación Biblián fue redefinida por Steinmann (1997), quién en basa a nueve determinaciones de edad en trazas de fisión, reportó un rango de edades desde 42 a 35 Ma para esta formación. Afloramientos aislados pueden ser encontrados entre el río Quingeo y La Tranca, al este de Cañar, cerca de Cumbe y en la región del Cajas en la Cordillera Occidental. Steinmann (1997) estimó un espesor de 1200 m para la formación.

Comprende un rango de litologías desde conglomerados gruesos a areniscas de grano fino. Los conglomerados son de color gris o café, con clastos de cuarzo de veta y clastos de la Formación Yunguilla. Las areniscas y limos sobreyacentes son de color rojo y púrpura. Capas de ceniza volcánica son muy raras y flujos andesíticos son expuestos al norte de Jadán (Steinmann, 1997).

Según Steinmann (1997), la depositación de la Formación Quingeo ocurrió en un sistema fluvial (mixed load fluvial system), con una fuente de sedimentos al este y transporte hacia el oeste y noroeste.

Las edades reportadas por Steinmann (1997), ubican a la Formación Quingeo en el Eoceno Medio a Tardío.

2.2.1.5 Grupo Saraguro

Aflora sobre una gran extensión en el sur de la Cordillera Occidental. Dunkley y Gaibor (1997a), le dan el estatus de grupo, el cual incluye 11 unidades litológicas: Formación Ocaña, Unidad Chulo, Unidad Filo Cajas, Unidad

Tomebamba, Formación Chanlud, Formación Río Blanco, Formación Cerro Cauca, Formación Soldados, Formación Plancharumi, Formación Jubones y la Unidad Puñay. Es definido como una secuencia de rocas volcánicas calco alcalinas intermedias a ácidas de edad Eoceno Medio a Mioceno Temprano.

El Grupo Saraguro está en contacto tectónico o descansa inconformemente sobre rocas metamórficas, las cuales forman el basamento de la Cordillera Occidental al sureste de la Falla Bulubulu. Rocas del Grupo Saraguro también descansan inconformemente o en contacto fallado sobre basaltos oceánicos deformados de la Unidad Pallatanga (Dunkley y Gaibor, 1997a).

Al oeste de Azogues, en el Parque Nacional del Cajas aflora ampliamente la Formación Chanlud y localmente la Unidad Tomebamba (Dunkley y Gaibor, 1997b).

La Unidad Tomebamba aflora en el valle de Tomebamba y consiste de tobas masivas con lapilli lítico, de composición andesítica y dacítica básica. Brechas y depósitos volcanoclásticos retrabajados ocurren hacia el tope. Descansa sobre la Formación Ocaña y la Unidad Chulo.

La Formación Chanlud comprende lavas andesíticas en mantos subhorizontales con brechas e intercalaciones menores de sedimentos volcánicos y tobas. Descansa sobre rocas plegadas de la Formación Ocaña, y las unidades Chulo, Filo Cajas y Tomebamba, y está sobreyacida por las formaciones Soldados y Cerro Cauca (Dunkley y Gaibor, 1997a).

El desarrollo de los enormes volúmenes de ignimbritas de la Formación Saraguro indican un ambiente tectónico extensional (Steinmann, 1997).

Dunkley y Gaibor (1997a), determinaron una edad de $34,1 \pm 1,3$ Ma para la Unidad Tomebamba, ubicando a esta unidad y a la Formación Chanlud en el Oligoceno Temprano. Esto es confirmado por Steinmann (1997), el cual reportó edades de $28,5 \pm 3,0$ y $26,4 \pm 2,6$ Ma, para afloramientos del Grupo Saraguro ubicados al oeste de Santa Rosa.

2.2.2 FORMACIONES DE LA CUENCA DE CUENCA

Todas las formaciones de la cuenca de Cuenca afloran en el área de estudio y están cubiertas discordantemente por depósitos volcánicos (Fig.2.2).

2.2.2.1 Formación Biblián

Aflora en el núcleo del principal anticlinal, extendiéndose en una dirección NNE-SSW desde el norte de Biblián hasta cerca del Valle al SSE de Cuenca (Bristow, 1973; Steinmann, 1997).

La Formación Biblián está representada por arcillolitas limosas y arenosas de color rojo a rojo púrpura. Las rocas varían desde areniscas finas a gruesas, y conglomerados. En el sector Biblián – Azogues, la secuencia es más argilácea, con sedimentos gruesos que ocurren en formas lenticulares algo más finas (Bristow, 1973). Los sedimentos de la Formación Biblián contienen cuarzo y líticos de rocas metamórficas (Steinmann, 1997). Descansa con marcada discordancia sobre la Formación Yunguilla (Bristow, 1973) y sobre rocas del Grupo Saraguro (Steinmann, 1997).

Bristow (1973) estimó un espesor mínimo de 1000 m para la Formación. Posteriormente, Steinmann (1997) con base en la discriminación de las formaciones Biblián y Quingeo, que anteriormente eran consideradas como una sola, estimó que el espesor de la formación no excedía los 300 m.

Los sedimentos de la Formación Biblián se depositaron en un ambiente de sedimentación fluvial de un sistema en trenza. Localmente las facies proximales (conos aluviales) están inter-estratificadas. Las medidas de paleo-corrientes realizadas sobre la parte meridional de la zona de estudio, indican claramente un transporte dominante de sedimentos desde el SSE hacia el NNW para las facies fluviales (Lavenue y Noblet, 1990). Según Steinmann (1997), la Formación Biblián fue depositada en un sistema fluvial meándrico

con transporte de sedimentos desde el este al oeste, asumido a partir de la presencia de componentes metamórficos derivados de la Cordillera Real.

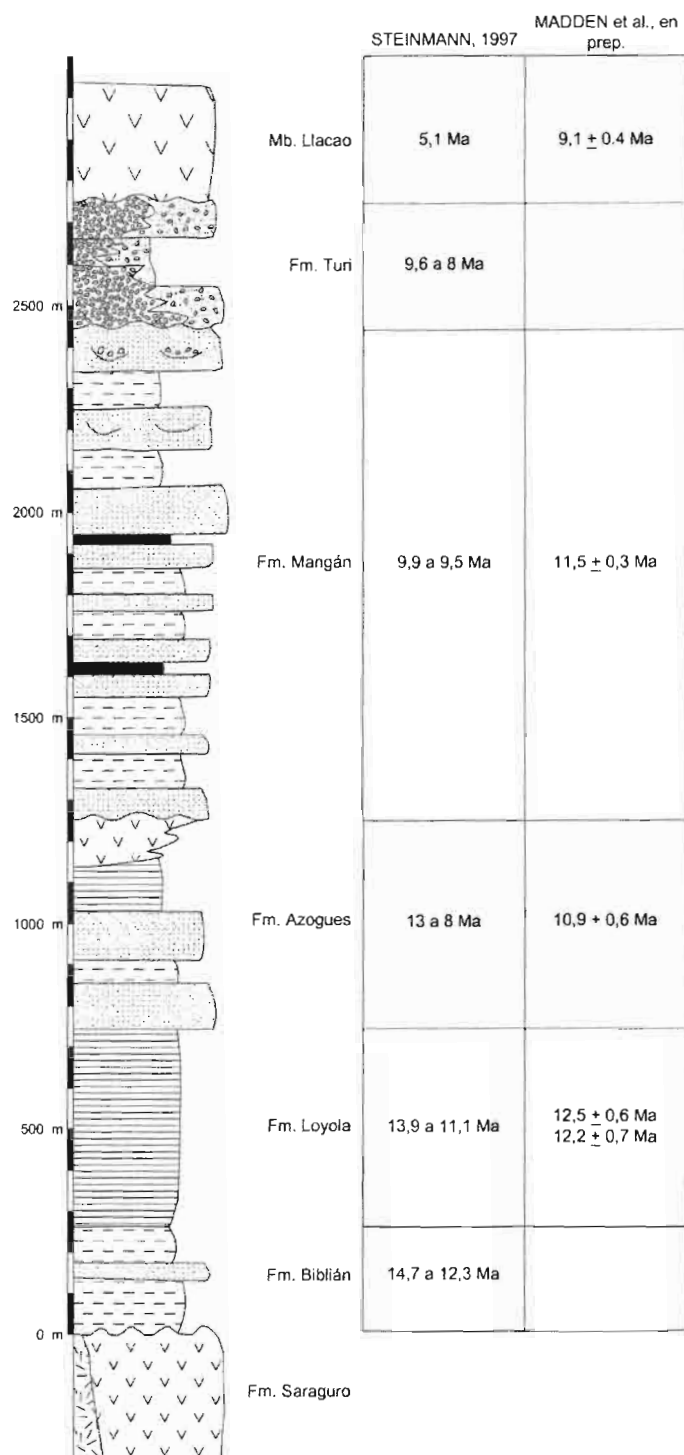


FIGURA 2.2. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de Cuenca en el área de estudio. Tomado y modificado de Steinmann (1997).

Bristow (1973) y Noblet et al. (1988) le asignan a la formación una edad del Mioceno Inferior.

Las formaciones Biblián y Quingeo consideradas anteriormente como una sola debido a su similitud litológica, fueron diferenciadas por Steinmann (1997), el cual mediante trazas de fisión en circón obtuvo edades del Mioceno Medio (14,7 y 12,3 Ma), para muestras de la Formación Biblián tomadas al sureste de Cuenca y edades del Eoceno Medio a Tardío (42 a 35 Ma), para muestras de la Formación Quingeo tomadas al este y sureste de Cuenca.

2.2.2.2 Formación Loyola

Aflora a cada lado de la estructura anticlinal de Biblián desde Cuenca hasta Ingapirca (Bristow, 1973; Steinmann, 1997).

La formación consiste principalmente de lutitas color gris oscuro a negro, cubiertas con limonita y veteadas con yeso. Localmente poseen lentes de caliza. Azufre es frecuente y contiene una abundante fauna y flora (Bristow, 1973; Bristow y Parodiz, 1982, Steinmann, 1997).

Según Noblet et al. (1988), los depósitos de Loyola descansan discordantemente sobre la Formación Biblián. Según Steinmann (1997) el contacto con la subyacente Formación Biblián es generalmente concordante, pero algunas veces una ligera inconformidad angular puede ser observada. La Formación Loyola sobrepasa a la Formación Biblián hacia el este, para descansar discordantemente sobre la Formación Yunguilla. El contacto con la Formación Azogues es interdigitado.

Bristow (1973) estimó un espesor de 360 m, mientras Steinmann (1997) estimó un espesor total de 450 m para la formación.

Los sedimentos de la Formación Loyola son predominantemente pelíticos. Sobre el horts de Santa Ana – San Miguel, presenta facies más proximales tal que conglomerados gruesos y depósitos en masa descansan discordantemente sobre el substrato (Noblet et al., 1988).

La Formación Loyola forma un complicado patrón de interdigitación de facies marina/salobre, fluvial distal y lacustre. Los sedimentos predominantemente de grano fino indican deposición en ambientes de baja energía. Los ostrácodos, bivalvos, restos de peces y camarones sugieren deposición en aguas cuya salinidad varía desde dulce a salobre (Steinmann, 1997)

Steinmann (1997), mediante dataciones por trazas de fisión ubicó a la formación en el Mioceno Medio a Tardío (13,9 a 11,1 Ma). Madden et al. (en prep.) mediante dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinan dos edades del Mioceno Medio ($12,5 \pm 0,6$ y $12,2 \pm 0,7$ Ma) que se ubican dentro del rango de edades definidas por Steinmann (1997).

2.2.2.3 Formación Azogues

La Formación Azogues aflora a cada lado del sinclinal de Azogues y se extiende desde el norte de Azogues hasta cerca del Valle al SSE de Cuenca (Bristow, 1973). Esta puede ser dividida en los miembros Azogues, Guapán y Cochabamba (Steinmann, 1997).

La secuencia está dominada por areniscas tobáceas, de grano medio a grueso, con capas de limonitas, arcilla y lutita dispuestas en pequeñas intercalaciones. Conglomerados están presentes en varios niveles. Guijarros bien desarrollados de 1-10 centímetros de diámetro consisten mayormente de rocas ígneas meteorizadas, cuarzo y posiblemente lutitas y calizas de la Formación Yunguilla (Bristow, 1973).

El contacto con la subyacente Formación Loyola es gradacional o interdigitado. Entre el Descanso y Biblián un cambio de facies caracteriza el límite entre las dos formaciones (Steinmann, 1997). El adelgazamiento de la Formación Azogues en el área de Azogues parece ser el resultado de un espesamiento de la Formación Guapán a expensas de las facies de la Formación Azogues (Bristow 1973). En la región de Santa Ana, las areniscas de la Formación

Azogues sobrepasan las formaciones Loyola y Biblián para descansar discordantemente sobre la Formación Yunguilla (Steinmann, 1997).

Un espesor total de 450 a 500 m es estimado para la Formación Azogues (Steinmann, 1997)

El Miembro Azogues en la parte sur y sureste presenta una configuración que es típica para un delta dominado fluvialmente, mientras en la parte norte y noroeste, la depositación tuvo lugar en la parte proximal de una pendiente de delta (Steinmann, 1997).

Facies de ambiente turbidítico están presentes dentro del Miembro Azogues, y aparecen en dos tipos de depósitos. Depósitos turbidíticos y mega turbidíticos, con tamaño de grano grueso y espesores métricos, correspondientes a flujos de alta densidad. Y depósitos con tamaño de partículas menores y espesores decimétricos, correspondientes a flujos gravitacionales de baja densidad que cumplen con secuencias de Bouma. Las turbiditas y mega turbiditas presentan una distribución que se caracteriza por la presencia de depósitos proximales al sur y distales al norte de la cuenca, indicando una fuente para el abanico turbidítico al sur con una programación hacia el norte (Robalino, 1988).

Bristow (1973) asignó a la Formación una edad del Mioceno Medio. Posteriormente, Steinmann (1997) llevó a cabo un total de 5 determinaciones de edad en trazas de fisión, ubicando al Miembro Azogues en un período de tiempo que varían desde el Mioceno Medio (13,0 Ma) al Mioceno Tardío (8,0 Ma). Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $10,9 \pm 0,6$ Ma fue obtenida para el Miembro Guapán por Madden et al. (en prep.).

2.2.2.4 Formación Mangán

Forma parte del Grupo Ayancay, que corresponden a los sedimentos más jóvenes sobre el flanco oeste del anticlinal de Biblián (Bristow, 1973).

Bristow (1973) dividió a la Formación Mangán en tres unidades. La Unidad Inferior incluye los estratos ubicados bajo la veta de carbón inferior Washington, y consiste predominantemente de limonitas, lutitas y areniscas de grano fino y colores claros, intercaladas en capas menores a 1 m de espesor. La Unidad Media, comprende los estratos desde la veta Washington a la veta de carbón Cañari. La Unidad Superior, arriba de la veta de carbón Cañari, consiste principalmente de areniscas tobáceas gruesas, con frecuentes guijarros, volviéndose más y más conglomerática hacia arriba. La actividad volcánica contemporánea a la sedimentación es acentuada por la presencia de varias tobas interestratificadas (Noblet et al., 1988).

El contacto entre la Formación Mangán y la Formación Azogues parece ser interdigitado (Bristow, 1973). En el centro de la cuenca, una inconformidad angular entre la Formación Mangán y la subyacente Formación Azogues puede ser observada (Steinmann, 1997).

Un espesor máximo de 1000 a 1200 m es preservado en la parte centro oeste de la cuenca (Steinmann, 1997).

Según Steinmann (1997), las facies de Mangán presentan una configuración que puede ser encontrada sobre un plano de delta dominado fluvialmente, con incursiones marinas de extensión y duración limitada

La Formación se ubica en el Mioceno Superior a Plioceno (Lavenu y Noblet, 1990). Steinmann (1997) por medio de trazas de fisión obtuvo edades que varían de 9,9 a 9,5 Ma, correspondientes al Mioceno Tardío. Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $11,5 \pm 0,3$ Ma fue obtenida por Madden et al. (en prep.) en una muestra de la parte inferior de la Formación Mangán. Las edades reportadas son muy distintas, a pesar que las muestras analizadas fueron tomadas probablemente en el mismo sector y nivel estratigráfico.

2.2.2.5 Formación Turi

La Formación Turi representa la secuencia más joven del relleno de la cuenca y comprende los miembros Turi y Santa Rosa. Noblet et al. (1988) consideró a los miembros Turi y Santa Rosa como parte de la Formación Mangán. Posteriormente, Steinmann (1997) agrupa estos miembros y les da el estatus de Formación Turi. Los dos miembros sobreyacen inconformemente a las formaciones antiguas con un ángulo de hasta 60° (Steinmann, 1997).

El *Miembro Turi* consiste de conglomerados pobremente sorteados con clastos bien redondeados de hasta 40 cm de diámetro. Intercalaciones de areniscas gruesas con estratificación cruzada son frecuentes. Los componentes son mayormente fragmentos de rocas volcánicas derivados desde la Cordillera Occidental. Clastos metamórficos son menos abundantes o aún ausentes. El estilo de estratificación y tamaño de grano indican la depositación en un sistema de ríos trenzados con un transporte dirigido de oeste a este (Steinmann, 1997).

Steinmann (1997) estimó un espesor máximo de alrededor de 300 m para el Miembro Turi en el sector del Cerro Monjas, donde los sedimentos yacen horizontalmente con una aguda inconformidad angular sobre la Formación Mangán.

El *Miembro Santa Rosa* consiste mayormente de conglomerados gruesos, pobremente sorteados con clastos volcánicos (de hasta 50 cm diámetro) y brechas compuestas de fragmentos de rocas volcánicas (Steinmann, 1997).

Steinmann (1997) estimó un espesor máximo de alrededor de 150 m cerca de Nazón. El contacto con la subyacente Formación Mangán no es claramente visible, pero debido al prominente cambio de tamaño de grano, dirección de flujo y estilo de sedimentación, se interpreta una discordancia angular (Steinmann, 1997).

La depositación del Miembro Santa Rosa tuvo lugar sobre un abanico aluvial, el cual fue suministrado desde el oeste (Noblet et al., 1988; Steinmann, 1997).

Cuatro muestras colectadas en el Miembro Turi proveen edades del Mioceno Tardío (9,6 a 8,0 Ma). Para el Miembro Santa Rosa, las relaciones estratigráficas con las formaciones subyacentes y sobreyacentes, implican una depositación contemporánea con el Miembro Turi (Steinmann, 1997).

2.2.2.6 Formación Tarqui

La Formación Tarqui puede ser subdividida en los miembros Tarqui y Llacao, los cuales fueron depositados al mismo tiempo, pero en diferentes ambientes (Steinmann, 1997).

El Miembro Tarqui consiste enteramente de depósitos de caída volcanoclásticos primarios, pobremente consolidados y profundamente alterados. La depositación ocurrió en un ambiente volcánico durante una fuerte fase eruptiva y depósitos de caída cubrieron por completo el área. El espesor no excede los 300 m (Steinmann, 1997).

El Miembro Llacao forma el plateau Loma Cochamama, y consiste enteramente de depósitos piroclásticos y volcanoclásticos. La depositación ocurrió sobre un abanico aluvial volcanoclástico durante un periodo de pronunciada actividad volcánica. El espesor puede alcanzar los 250 m (Steinmann, 1997).

Los depósitos de los miembros Tarqui y Llacao sobreyacen discordantemente la secuencia sedimentaria de la cuenca y los bordes de las viejas formaciones (Steinmann, 1997).

Steinmann (1997) por medio de trazas de fisión obtuvo edades que varían del Mioceno más tardío a Plioceno temprano (6,8 a 5,1 Ma) para el Miembro Tarqui, y una edad del Plioceno temprano (5,5 Ma) para el Miembro Llacao.

Estas edades contrastan con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $9,1 \pm 0,4$ Ma reportada por Madden et al. (en prep.) en el Miembro Llacao.

2.3 INTRUSIONES

La intrusión del Descanso está expuesta a lo largo del camino que va desde el Descanso a Gualaceo siguiendo el río Paute, y corta los depósitos de la Formación Yunguilla. Consiste de rocas intermedias de grano fino, de color gris oscuro. Las edades publicadas muestran un gran esparcimiento que va de 35 a 20 Ma (Steinmann 1997). Madden et al. (en prep.) reportó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $33,0 \pm 0,6$ Ma, confirmando que la intrusión del Descanso es parte del Grupo Saraguro.

El rasgo más prominente en el sector de Azogues corresponde a la intrusión del Cojitambo, denominada como loma Curiquina. Lavenu et al. (1992), reportó una edad K-Ar de $7,1 \pm 0,3$ Ma; Steinmann (1997) realizó determinaciones de edad en trazas de fisión reportando edades de $7,8 \pm 0,8$ Ma y $5,4 \pm 0,6$ Ma. Madden et al. (en prep.) reportan una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $7,5 \pm 0,4$ Ma. Todas las edades reportadas son concordantes y ubican la intrusión del Cojitambo en el Mioceno Tardío – Plioceno.

2.4 ESTRUCTURAS

La Falla Peltetec es considerada como una de las estructuras fundamentales del basamento metamórfico, se conecta hacia el norte con un lineamiento visible en imágenes satelitales, el cual sigue el curso del río Chambo. Esta vieja falla separa los terrenos Guamote y Alao (Figura 2.3), y es marcada por el melange ofiolítico de Peltetec (Litherland et al., 1994).

La Falla de Ingapirca se extiende desde el norte de Riobamba hacia el sur de Cañar (Figura 2.3), donde se une a la Falla Peltetec para continuar su trazo hacia el sur. Esta falla pone en contacto tectónico a la unidad Punín con la

secuencia sedimentaria de la cuenca, constituyéndose en el límite occidental del Terreno Guamote en el sur (Aspden et al., 1992a). Steinmann (1997) denomina a esta como Falla Paccha – Cojitambo, la cual tiene una dirección subparalela a la Falla Santa Ana-Tahual y provocó plegamientos que afectaron a los sedimentos de la cuenca de Cuenca.

Falla San Antonio es considerada como una falla de basamento que separa las unidades Maguazo y Alao-Paute (Litherland et al., 1994). Según un reconocimiento de campo, la falla posiblemente es paralela a la quebrada Huairacajas, afluente del río Paute.

La Falla Santa Ana-Tahual de dirección NE-SO, definida por Steinmann (1997), provocó el cabalgamiento de la Formación Yunguilla del Cretácico Tardío sobre los sedimentos de la Formación Quingeo del Eoceno, rasgo observado en afloramientos ubicados al oeste de Quingeo. Los depósitos de la Formación Tarqui sobreyacen inconformemente la Falla Santa Ana-Tahual, sellando la actividad de dicha falla. Steinmann (1997) también propone una actividad alrededor de los 9 Ma, lo cual es sugerido por el estudio de trazas de fisión en apatitos en la cuenca de Quingeo.

La Falla Paccha-Cojitambo, es una falla inversa que afectó a secuencia sedimentaria de la cuenca, y provocó el plegamiento de las capas. Evidencias de dicho plegamiento pueden ser encontrados al este de Honorato Vásquez y al oeste del Cojitambo (Steinmann, 1997).

Finalmente, la Falla Deleg es una estructura menor con pequeños desplazamientos (Steinmann, 1997).



FIGURA 2.3. Mapa de la Cordillera Real entre las regiones de Riobamba y Azogues (Tomado y modificado de BGS-CODIGEM, 1994). En el área de Azogues, se añaden fallas tomadas de Steinmann (1997).

2.5 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA

En el Triásico, el rifting que guió la separación de Gondwana y América del Norte se produjo a través de una zona de cizalla que provocó el emplazamiento de granitos tipo S y el metamorfismo de sedimentos preexistentes de la División Loja, este primer evento metamórfico/plutónico es datado entre 220 y 200 Ma, y corresponde a metamorfismo y anatexia en la Cordillera Real y El Oro, referido como Evento Tres Lagunas y Evento Moromoro respectivamente (Litherland et al., 1994).

Durante el Jurásico Medio a Tardío, como consecuencia de la subducción tuvo lugar una importante actividad volcano-plutónica en la Cordillera Real y Zona sub-Andina, emplazando granitoides calco-alcalinos de la División Zamora (190 – 140 Ma) y los correspondientes productos volcánicos de la Unidad Misahualli. Contemporáneamente se emplazaron los batolitos y las formaciones volcánicas del Terreno Salado (Aspden et al., 1992a; Egüez et al., 1993; Litherland et al., 1994).

En el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano (140 a 120 Ma), la región Oriente fue levantada y erosionada, y la cordillera fue afectada por un importante evento dinamotermal (cizalla), el cual provocó el reseteo de edades plutónicas antiguas (Aspden et. al., 1992a; Egüez et al., 1993). Este evento tectonometamórfico representó un evento mayor de acreción – colisión, el cual estableció el mosaico de terrenos del Ecuador antes de la acreción del Terreno Piñón, referido como Evento Peltetec en la Cordillera Real y como Evento Palenque en el Oro (Litherland et al., 1994). Este evento corresponde a la acreción de terrenos de origen oceánico (Unidad Ofiolítico Peltetec), metavolcánicos de afinidad arco de islas (Unidad Alao-Paute) y secuencias sedimentarias de ante arco y tras arco (Unidades Maguazo y EL Pan) del Terreno Alao, mientras al oeste de la sutura Peltetec tuvo lugar el emplazamiento del Terreno Guamote (Aspden et. al., 1992a; Egüez et al., 1993; Litherland et al., 1994).

Según trabajos realizados en los Andes de Colombia por Bourgois et al. (1982, 1987), la evolución del occidente colombiano, que consiste de dos secuencias principales de complejos ofiolíticos de diferentes edades, fue el resultado de dos procesos de obducción. El complejo ofiolítico más antiguo (Complejo Ofiolítico Río San Francisco de edad no conocida exactamente) está relacionado al primer proceso de obducción, que se originó por el emplazamiento hacia el este sobre el basamento de la Cordillera Central durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano (140 a 90 Ma; Bourgois et al., 1987). Este evento comparte características similares entre Ecuador y Colombia, el período de tiempo en el que ocurren y las litologías involucradas, permiten suponer que la evolución de los Andes nortños durante esta época, puede ser unificada en un solo esquema geodinámico.

Durante el Cretácico Temprano a Tardío (120 a 85 Ma) las condiciones fueron relativamente estables en la Cordillera Real, mientras hacia la región sub-Andina las formaciones Hollín y Napo eran depositadas con una marcada inconformidad sobre las rocas más antiguas (Aspden et. al. 1992a; Egüez et al., 1993).

En el Cretácico Tardío, se produjo la acreción del Terreno Pallatanga de edad Cretácico Medio a Tardío (Hughes y Pilatasig, 2002), provocando el reseteo de edades en las rocas metamórficas de la Cordillera Real (Aspden et al., 1992a; Egüez et al., 1993; Litherland et al., 1994). Entre 2° y 3 ° Sur, la sutura para esta acreción es representada por la Falla Bulubulu (Dunkley y Gaibor, 1997a). Períodos de enfriamiento acelerado entre 65 y 55 Ma, estarían posiblemente relacionados con este evento acrecionario (Spikings, 2001).

En Colombia, el complejo ofiolítico ubicado principalmente en la Cordillera Occidental, está relacionado a un segundo proceso de obducción, que fue el resultado del emplazamiento del complejo joven sobre el basamento de la Cordillera Central durante el Cretácico Tardío a Paleoceno Temprano (80 a 68 Ma; Bourgois et al., 1987).

En el Cretácico Tardío, la secuencia turbidítica de la formación marina Yunguilla fue depositada en parte, sobre la ya acrecionada Unidad Pallatanga al oeste de la proto-Cordillera Real (Egüez et al., 1993; Dunkley y Gaibor, 1997a). A través del Paleoceno–Eoceno, el arco de islas Macuchi fue activo durante la depositación del Grupo Angamarca (Hughes y Pilatasig, 2002), la cual se depositó probablemente en una cuenca marginal de ante arco ubicada entre el borde continental y el arco de islas Macuchi (Dunkley y Gaibor, 1997a). Para esta época, la actividad volcánica en el arco está representada por flujos piroclásticos dacíticos y riolíticos del Grupo Saraguro, que están presentes inclusive dentro del Grupo Angamarca (Dunkley y Gaibor, 1997a).

En el Eoceno Tardío el Arco Macuchi fue acrecionado oblicuamente al margen continental y trasladada hacia el norte, deformando al Grupo Angamarca, Grupo Saraguro y a la Formación Yunguilla (Dunkley y Gaibor, 1997a). La zona de Falla Chimbo – Toachi representaría la línea de sutura para esta segunda acreción (Hughes y Pilatasig, 2002). En la Cordillera Real este evento posiblemente se relacionaría con períodos de enfriamiento acelerado entre 43 y 30 Ma (Spikings, 2001).

En el Oligoceno-Mioceno Temprano, alrededor de los 27 - 25 Ma se produjo el rompimiento de la Placa Farallón, estableciéndose un nuevo esquema en la tectónica de placas provocando un cambio en la velocidad y dirección de convergencia entre las placas Nazca y Sur América (Lonsdale, 1978; Pennington, 1981; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Daly, 1989), una fase de extensión E-O coincide con un rápido decremento en la velocidad de convergencia (Pardo Casas y Molnar, 1987; Daly, 1989), que da como resultado un segundo período de actividad volcánica del Grupo Saraguro, más andesítica asociada a esfuerzos tensionales de dirección NE-SW (Dunkley y Gaibor, 1997a).

En el Mioceno Temprano, un período de extensión E-O dio lugar a la formación de cuencas intramontañosas, incluyendo la cuenca de Cuenca. A partir de este punto, se cuenta con dos esquemas geodinámicos principales para el Mioceno-Plioceno, estos se detallan a continuación:

Según Noblet et al. (1988), la cuenca se desarrolló en un ciclo sedimentario entre dos episodios volcánicos (formaciones Saraguro y Llacao). Después de los depósitos de la Formación Saraguro, la sedimentación comenzó con facies relativamente proximales de la Formación Biblián que se desarrollan brutalmente después de una crisis volcánica y tectónica hacia facies lacustres de la Formación Loyola. Este desarrollo caracteriza la apertura de la cuenca que comienza en dos subcuencas elongadas durante los depósitos de la Formación Biblián (Fig. 2.4). Solo la subcuenca occidental continuó funcionando a partir de los depósitos de la Formación Loyola. El episodio volcánico sincrónico al abandono de la subcuenca oriental está representado por edificios andesíticos aislados tales como el Descaso datado en 19 a 20 Ma.

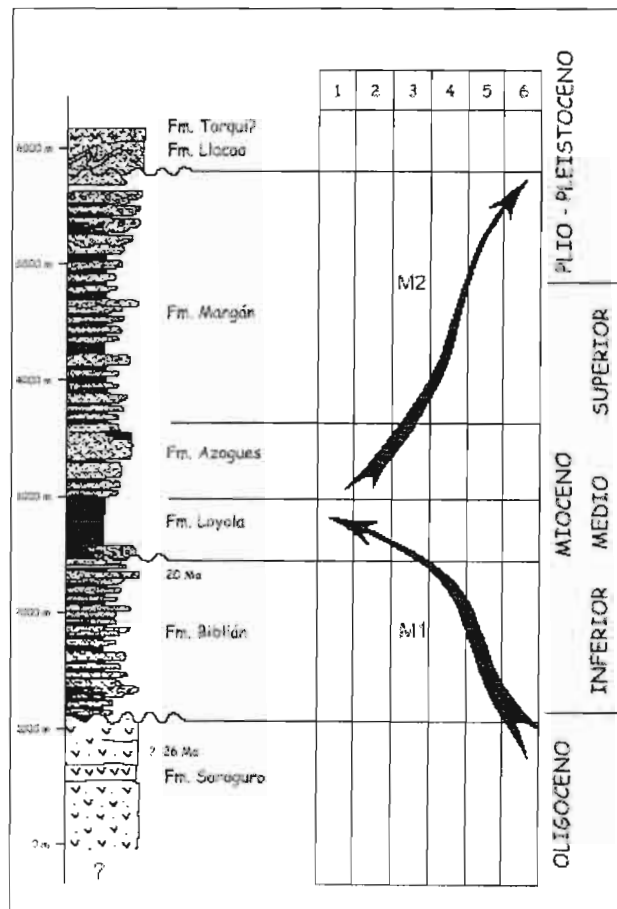


FIGURA 2.4. Columna estratigráfica de los sedimentos terciarios de la cuenca de Cuenca. Evolución sedimentaria en dos megasecuencias: M1 y M2. Ambientes sedimentarios: 1 Lacustre; 2 Turbiditas; 3 delta; 4 llanura de inundación; 5 Fluvial en trenza; 6 Abanico aluvial. (Tomado de Lavenu y Noblet, 1989).

El relleno continuó con un cambio brutal en el centro de la cuenca de potentes megaturbiditas sobre lacustres (Formación Azogues). Después de esto, un sistema fluviodeltáico invade toda la cuenca hasta el fin de la Formación

Mangán, estado durante el cual se desarrollaron conjuntamente conos aluviales alimentados por el borde occidental. Los depósitos posteriores a la Formación Loyola, aun esos más proximales de la Formación Mangán caracterizan el cierre progresivo de la cuenca (Fig. 2.4). Dentro de este intervalo de tiempo se depositaron más de 4000 m de sedimentos. La velocidad de sedimentación mínima, sin tener en cuenta la cantidad de compactación sería de alrededor de 200 mm/Ma y correspondería a una subsidencia ligada a una importante actividad tectónica probablemente en transpresión.

Lavenu y Noblet (1989) reportan que las direcciones de esfuerzo muestran un rotación horaria desde el Mioceno Inferior al Plioceno, período en el cual se desarrolló la cuenca de Cuenca (Figura 2.5). Según estos autores, la apertura de la cuenca fue el resultado de un régimen transpresivo regional, responsable de movimientos dextrales a lo largo de fallas de rumbo N 170° a N 180°, y para movimientos extensivos a lo largo de fallas N 20° a N 40°. De la misma manera, el cierre de la cuenca es el resultado de un régimen de transpresión regional, que provocó en un principio movimientos dextrales sobre todas las fallas, y finalmente movimientos dextrales sobre las fallas N 20° a N 40° y dextrales-inversos sobre las fallas de dirección N 170° a N 180°.

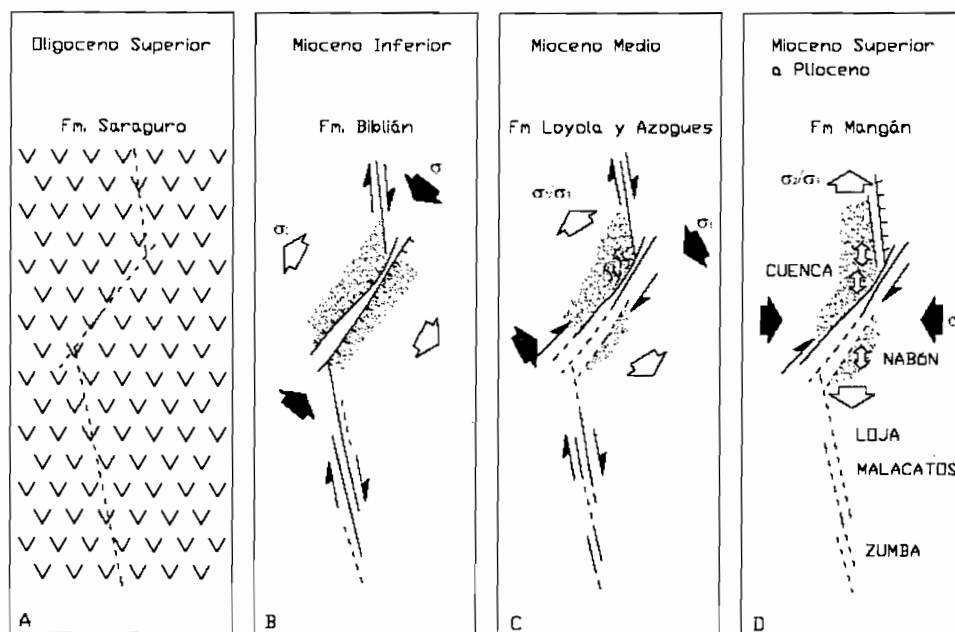


FIGURA 2.5. Evolución geodinámica de las cuencas intramontañosas del sur del Ecuador durante el Neógeno. Las flechas dobles blancas representan las estructuras syn-sedimentarias (Tomado de Noblet et al., 1988).

Según Steinmann (1997), la cuenca de Cuenca se desarrolló en dos etapas distintas, la primera etapa tuvo lugar entre 15 y 9 Ma, en ambientes que varían de deltáicos a marino salobres (Etapa Pacífico Costero), las formaciones Biblián, Loyola, Azogues y Mangán fueron depositadas en este período de tiempo. Entre los 9,5 y 8 Ma las series de relleno de la cuenca fueron deformadas en un régimen compresional, es así que sobre las secuencias deformadas tuvo lugar la depositación de las series intramontañosas, en ambientes de sedimentación aluvial y fluvial, en este período se depositó la Formación Turi, cuya fuente de aportes se localizaba en la creciente Cordillera Occidental.

Hungerbühler et al. (2002) proponen un modelo geodinámico (Figura 2.6) en el cual, la reactivación de la zona de Falla Calacalí-Pallatanga en el Mioceno, provocó el desplazamiento dextral de los terrenos de origen oceánico de la Cordillera Occidental con respecto al continente Suramericano, dando lugar a la formación de cuencas pull apart en la región del ante arco (cuencas de Manabí y el Progreso), las cuales se conectaron con las áreas de Cuenca/Girón-Santa Isabel y Loja, Catamayo-Gonzanamá y Malacatos-Vilcabamba, respectivamente, mediante incursiones marinas desde el Océano Pacífico hacia el este. Estos autores concluyen que las facies sedimentarias en la región del ante arco, pueden haber representado facies marinas marginales más profundas de las facies correlativas en la región inter-Andina.

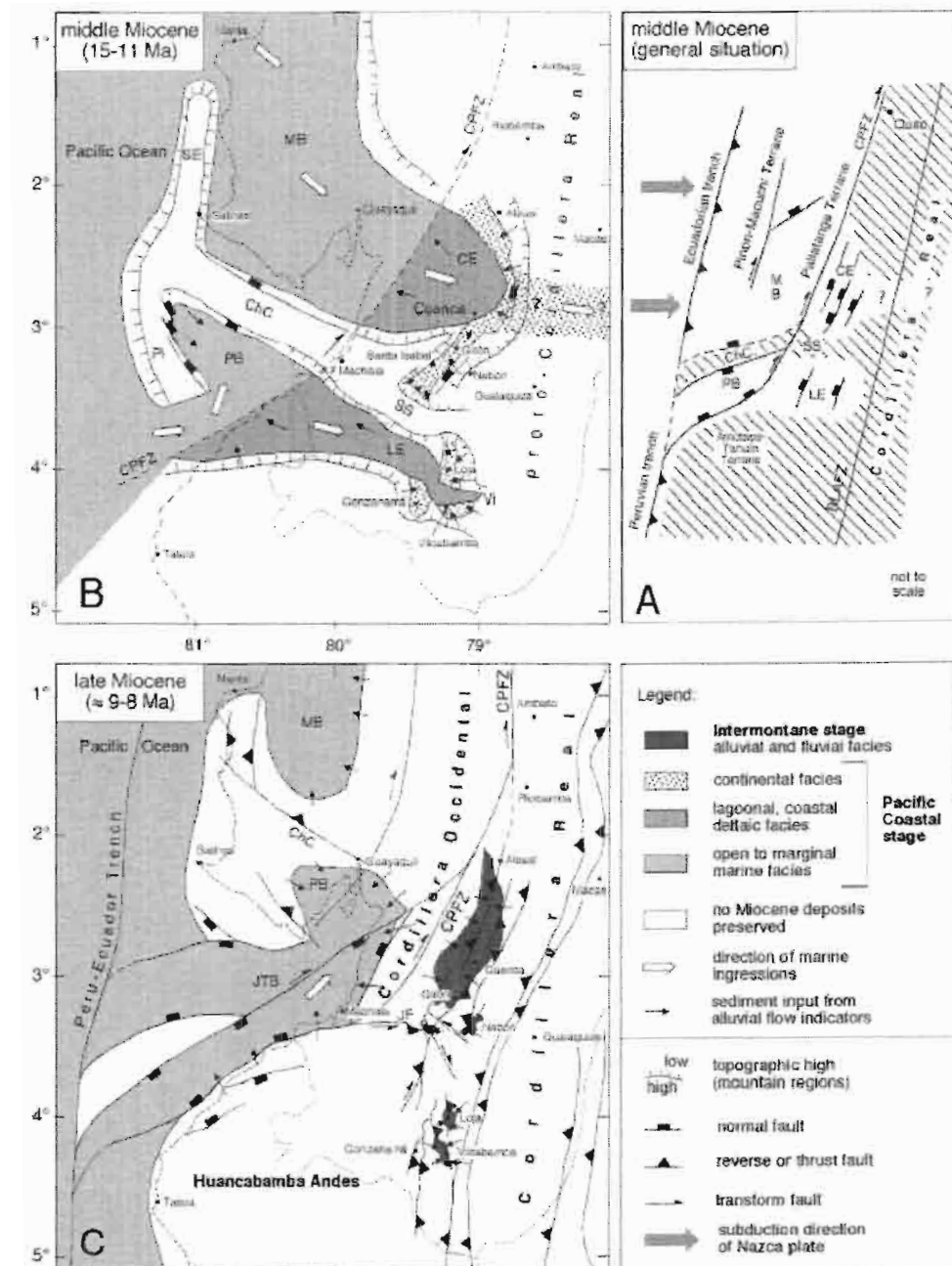


FIGURA 2.6. Reconstrucción palinspática del Ecuador sureño durante el Mioceno Medio a Tardío. En (B) y (C) Las actuales líneas de costa son mostradas. Abreviaciones en inglés: BLAFZ (Baños-Las Aradas Fault Zone), ChC (Chongón-Colonchi High), CE (Cuenca Embayment), CPFZ (Calacali-Pallatanga Fault Zone), JF (Jubones Fault), JTB (Jambeli-Túmbez Basin), LE (Laja Embayment), MB (Manabi Basin), PL (Playas High), PB (Progreso Basin), SE (Santa Elena High), SS (Santa Rosa-Saraguro High). (A) Reconstrucción esquemática regional de la situación tectónica del Mioceno medio. El desplazamiento lateral dextral del Terreno Piñón-Macuchi a lo largo de la Zona de Falla Calacali-Pallatanga manejo la subsidencia en las cuencas de ante arco pull apart de Manabi y el Progreso, las cueles estuvieron separadas por el alto de Chongón-Colonchi, más probablemente yuxtapuestos al alto de Santa Rosa-Saraguro en la acreción. Esto causo la remoción del soporte cortical y el colapso extensional en la región del arco inter andino. (B) Consecuentemente, incursiones marinas ocurrieron en las bahías de Cuenca y Loja donde sistemas deltáicos y fluviales entraron y llenaron el mar somero desde el este. Desde la Bahía de Cuenca, una conexión a través de la temprana Cordillera Real con el sistema deposicional de Pebas (Cuenca Amazónica en Perú y Brasil) puede haber existido. (C) Compresión general E-O comenzó en el Mioceno tardío, pero movimientos hacia el NNE de las unidades del ante arco causaron la subsidencia contemporánea de la cuenca de Jambeli-Túmbez. En la región interandina levantamiento y sedimentación continental ocurrió en cuencas compresivas limitadas geográficamente (Tomado de Hungerbühler et al., 2002).

2.5.1 SUBDUCCIÓN

La subducción de corteza oceánica joven, formada a partir de la ruptura de la placa Farallón en las placas Cocos y Nazca aproximadamente hace 27 Ma (Lonsdale, 1978; Pennington, 1981), está ocurriendo a lo largo de la fosa de Ecuador-Colombia. La corteza joven está separada de corteza más vieja subduciéndose a lo largo de la fosa Perú-Chile a través de la Zona de Fractura Grijalva, que intercepta oblicuamente la fosa cerca de 3° S, con un rumbo NNE (Lonsdale, 1978; Pennington, 1981).

Estudios llevados a cabo con sistemas de posicionamiento global (GPS, siglas en inglés) definen una rápida subducción de 58 ± 2 mm/año en la fosa Colombia-Ecuador, en una dirección de movimiento de la placa Nazca orientada aproximadamente al este relativo a Sur América (Trenkamp et al., 2002).

La subducción de la cordillera asísmica de Carnegie ha provocado el levantamiento de parte de la región costera en el margen ecuatoriano (Lonsdale, 1978). Daly (1989) propuso que la colisión de esta cordillera submarina pudo haber tenido lugar a los 8 Ma. Según Spikings (2001), la Cordillera de Carnegie puede haber colisionado con la fosa ecuatoriana en algún tiempo entre 15 y 9 Ma. Estudios posteriores revelan edades tales como: Pleistoceno Temprano (Cantalamesa y Di Celma, 2004; en imprenta), ~1.75 Ma (Witt et al., 2005). Actualmente los estudios más recientes, tienden a converger a una edad supuesta para la colisión de alrededor de los 2 Ma.

Simultáneamente con la convergencia entre las placas Nazca y Sur América, y la colisión de la Cordillera de Carnegie, el bloque Norandino está siendo desplazado al NNE con respecto al resto de Sur América a través de un sistema de fallas dextral con componentes inversos (Pennington, 1981; Lavenu et al., 1995; Ego et al., 1996). Trenkamp et al. (2002), con base en mediciones GPS determina una velocidad de escape del Bloque Nor Andino de 6 ± 2 mm/año, que refleja una transferencia de movimiento entre la placa en subducción y la placa superior.

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA DE LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DE CUENCA

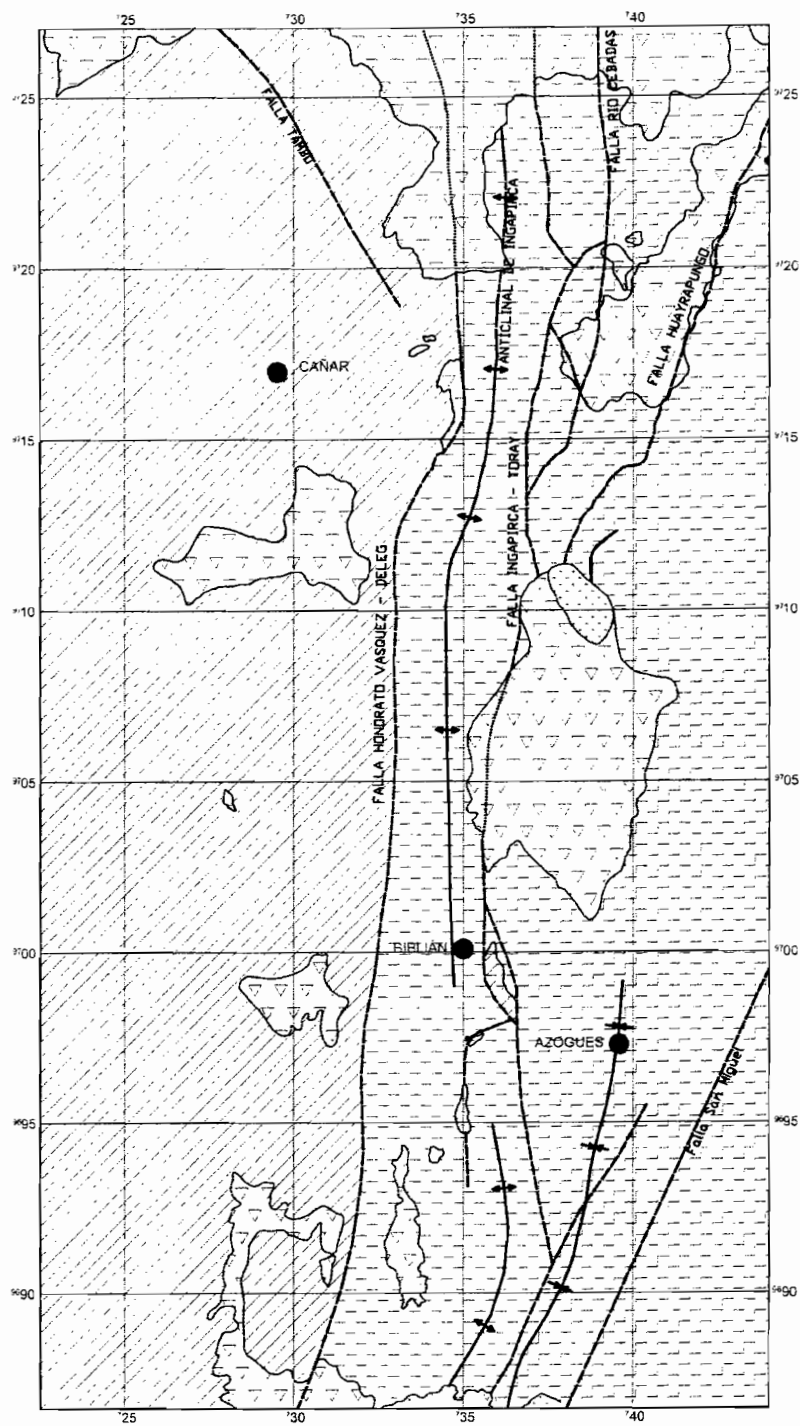
3.1 INTRODUCCIÓN

Siguiendo el trabajo realizado por Lahuathe (2005), se ha encontrado que las fallas Honorato Vásquez e Ingapirca, tienen su prolongación hacia el sur en las denominadas fallas Deleg y Toray respectivamente. Las fallas Honorato Vásquez-Deleg e Ingapirca-Toray dividen las áreas de Cañar y Azogues en tres unidades tectónicas que se caracterizan por presentar diferentes estados de deformación. De este a oeste estas unidades tectónicas son: Cocha Huma - Azogues, Ingapirca – Toray y Cañar – Deleg (Figura 3.1).

La Falla Honorato Vásquez – Deleg, constituye una estructura regional que separa las unidades tectónicas Cañar – Deleg e Ingapirca – Toray, y jugó un rol importante durante el desarrollo de la cuenca de Cuenca. La Falla Ingapirca – Toray separa las unidades tectónicas Cocha Huma - Azogues e Ingapirca - Toray.

La prolongación hacia el sur de la Unidad Ingapirca, corresponde a un corredor donde se encuentra parte del anticlinal de Biblián, que incluye a las formaciones Biblián, Loyola, Azogues y Mangán. Cabe mencionar que en la Unidad Tectónica Cocha Huma - Azogues, la Unidad Punín se acuña al norte (área de Cañar) y no aflora en el área de Azogues, en cambio la secuencia sedimentaria de la cuenca de Cuenca está descansando discordantemente sobre la Formación Yunguilla.

Los depósitos de cobertura corresponden a depósitos de origen volcánico y glaciario, estos últimos presentes ampliamente al norte del área de estudio.



LEYENDA

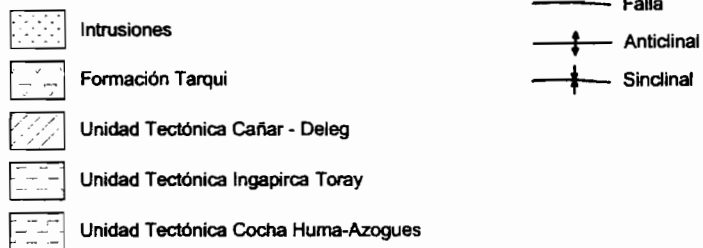


FIGURA 3.1. Esquema general del área de Cañar-Azogues.

3.2 ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD TECTÓNICA COCHA HUMA - AZOGUES

La Unidad Tectónica Cocha Huma – Azogues, se desarrolla al este de la Falla Ingapirca – Toray. Las litologías más antiguas que afloran en esta unidad, corresponden a depósitos sedimentarios de la Formación Yunguilla y a depósitos volcánicos del Grupo Saraguro, sin descartar la presencia de los terrenos Guamote y Alao en profundidad. La secuencia sedimentaria de la cuenca (formaciones Biblián, Loyola y Azogues), descansa discordantemente sobre las formaciones más antiguas (Figura 3.2), y a su vez es sobreyacida por depósitos volcánicos de la Formación Tarqui.

El sinclinal de Azogues esta presente dentro de está unidad, y se caracteriza por presentar un valle estrecho al sur, que se vuelve amplio y plano en el sector de Azogues. Hacia el norte pierde definición y en su lugar se desarrolla una serie de plegamientos menores.

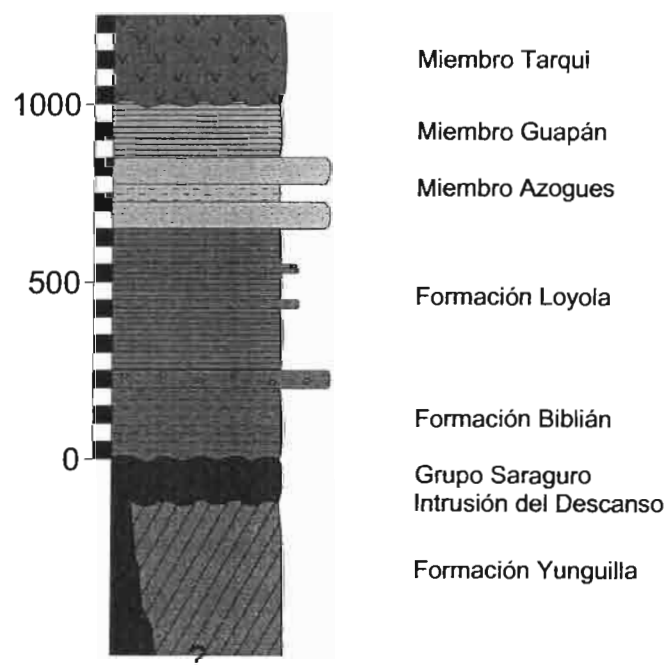


FIGURA 3.2. Columna estratigráfica general de la Unidad Tectónica Cocha Huma – Azogues.

3.2.1 FORMACIÓN YUNGUILLA

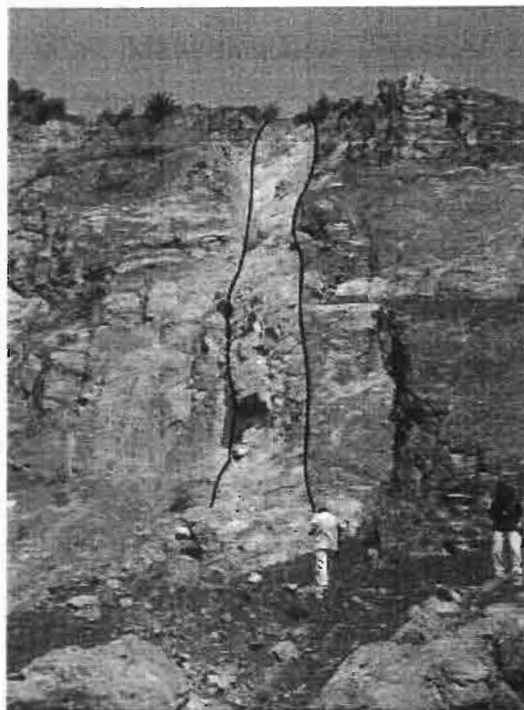
La Formación Yunguilla aflora al este del área de estudio, en una franja amplia en el norte hasta desaparecer al sur bajo depósitos sedimentarios y volcánicos jóvenes. Al oeste, fuera del área de estudio, está en contacto tectónico con la Unidad Maguazo de la Cordillera Real. La Falla San Antonio marcaría este contacto.

La Formación está sobreyacida discordantemente por la secuencia sedimentaria de la cuenca, y por depósitos volcánicos de la Formación Tarqui y el Grupo Saraguro.



FOTOGRAFÍA 3.1. Sill andesítico de 3m de espesor, sector Quebrada Tacshana (741715 – 9695090).

Consiste de secuencias bien estratificada lutitas a veces silíceas, limolitas y en menor proporción areniscas de grano fino de colores negro y gris verdoso. Las areniscas pueden alcanzar espesores de hasta 50 cm. En los sectores donde las rocas están alteradas los colores son caquis, inclusive blanquecinos. También se presentan nódulos de limonita y calizas micríticas. Se puede observar sills andesíticos color gris verdoso con pirita (Fotografía 3.1) y diques (Fotografía 3.2) de hasta 3 metros de espesor.



FOTOGRAFÍA 3.2. Dique andesítico en la Formación Yunguilla (740298 9692154). Fotografía cortesía del Ing. Renán Cornejo (EPN).

Vaca (2005) en base al tamaño de grano y al aporte del material detrítico divide a esta formación en tres secuencias.

- La secuencia inferior muy deformada, está compuesta por una progradación de sedimentos finos lutáceos a areniscas líticas y grauwas feldespáticas líticas.
- La secuencia media representada por sucesión bien estratificada de lutitas a veces muy silicificadas de colores negros, alternadas con estratos de grauwas de colores verdes y arcosas líticas de colores blancos a caquis bien clasificadas. Contiene un mayor porcentaje de feldespato que la secuencia inferior.
- La secuencia superior caracterizada por lutitas grises-verdes a negras, con alternancias de grauwas líticas y areniscas de colores caqui a verde en la base, conglomerados aparecen localmente. Hacia las partes superiores de la secuencia se puede encontrar estratos de limolitas-arcillolitas de colores caquis con alternancias de areniscas finas y tobas de color blanco.

Se la considera de edad Maastrichtiana (Faucher et al., 1971; Bristow y Hoffstetter, 1977; Duque, 2000).

3.2.2 GRUPO SARAGURO

En la parte sureste del área de estudio, en el sector entre San Miguel y El Descanso, la Formación Loyola se encuentra sobreyaciendo discordantemente depósitos volcánicos, no se conoce la distribución de estos depósitos ya que se confunden con depósitos del Miembro Tarqui.

En el sector de San Cristóbal se nota la presencia de lavas andesíticas, brechas volcánicas y tobas. En el sector de San Miguel, estudios realizados en el Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas (U.N.D.P., 1972), indican que la secuencia volcánica está compuesta por dos ciclos separados por un contacto ondulatorio. El ciclo más antiguo, correspondiente al Grupo Saraguro, consiste de una secuencia espesa de dacíticas – andesíticas porfíricas. También reportan la presencia de un enjambre de diques andesíticos que cortan una secuencia de aglomerados. El espesor de los diques varía de 0,5 a 4 m de espesor.

Egüez y Noblet (1988), diferencian los depósitos volcánicos del sector entre San Miguel y el Descanso en tres tipos. El tipo A, consiste de mantos de lava, brechas andesíticas y tobas con texturas subporfíricas a porfíricas, de colores gris y verde. En el tipo B, agrupan a los cuerpos volcánicos andesíticos, entre estos la andesita del Descanso. En el Tipo C, agrupan cuerpos volcánicos ácidos con carácter tobáceo de colores blanco amarillento con patinas de alteración superficial.

La edad de estos depósitos es desconocida, pero según Egüez y Noblet (1988) los depósitos volcánicos existentes en el sector entre San Miguel y el Descanso son equivalentes a los del Grupo Saraguro.

3.2.2.1 Intrusión del Descanso

Aflora en la parte sureste del área de estudio en el sector del Descanso, corta discordantemente la secuencia sedimentaria de la Formación Yunguilla y es sobreyacido por los sedimentos de la Formación Loyola.

La intrusión del Descanso está constituida por rocas de composición intermedia (andesíticas) de color gris oscuro a gris claro, con textura fanerítica de grano fino a medio. Presenta diaclasamiento columnar.

Madden et al. (en prep.) reportaron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $33,0 \pm 0,6$ Ma, ubicando a la intrusión del Descanso en el Oligoceno Temprano. Confirmando que la intrusión forma parte del Grupo Saraguro.

3.2.3 FORMACIÓN BIBLIÁN

Aflora localmente a lo largo del camino entre Biblián y Azogues, en el núcleo de pliegues anticlinales de pequeña escala, entre estos el conocido anticlinal de Biblián. El espesor observado en el anticlinal oriental (Figura 3.3 B) puede alcanzar los 30 m.

No es visible el contacto de la Formación Biblián con los depósitos más antiguos, pero con base en la configuración de los depósitos (estratificación, deformación) y el período de tiempo que los separa, se puede interpretar una discordancia angular y erosiva con la Formación Yunguilla y el Grupo Saraguro.

Los pliegues presentes en los alrededores del cruce de la vía del tren sobre el Río Burgay [737661 – 9898954], dejan al descubierto el contacto entre las formaciones Biblián y Loyola. En este sector las capas basales de la Formación Loyola descansan concordantes sobre la Formación Biblián (Fotografía 3.3).



A.



B.

FOTOGRAFÍA 3.3. Anticlinales presentes en el sector del puente del tren sobre el río Burgay. A. Vista hacia el sur (737743 – 9698750) y B. Vista hacia el norte (737845 – 9699046).

La Formación Biblián consiste de arcillolitas de colores púrpura (dominante) y verde con niveles de areniscas y conglomerados finos. Los clastos consisten de cuarzo lechoso y cuarcitas, en menor proporción se nota filitas y volcánicos.

La edad asignada a la Formación Biblián es del Mioceno Medio (Ver 2.2.2).

3.2.4 FORMACIÓN LOYOLA

Aflora principalmente en la parte centro y sur del área de estudio, en los flancos del sinclinal de Azogues. Hacia el norte, la Formación Loyola está cubierta por

depósitos volcánicos de la Formación Tarqui. El espesor estimado es de alrededor de 450 metros.

Descansa en concordancia sobre la Formación Biblián. Al este del área de estudio, la Formación Loyola descansan discordantemente sobre depósitos de la Formación Yunguilla (Fotografía 3.4) y del Grupo Saraguro. En el sector del Descanso, la formación sobreyace discordantemente al intrusivo del mismo nombre.



FOTOGRAFÍA 3.4. Capas basales la Formación Loyola sobreyaciendo discordantemente depósitos de la Formación Yunguilla [740302 – 9693420]. Fotografía tomada desde el norte, cortesía del Ing. Eduardo Almeida.

Consiste principalmente de lutitas color café oscuro, meteorizadas, con capas delgadas de limolitas, que van en el orden de 5 a 20 centímetros de espesor. En varios sitios las lutitas presentan patinas de limonita y azufre pulverulento en planos de estratificación y discontinuidades. Yeso es abundante principalmente en zonas deformadas.

En la parte este de la zona de estudio, puede notarse la presencia de intercalaciones de capas de lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados con cemento calcáreo y abundantes fósiles. Los conglomerados se presentan principalmente en el camino que va hacia el pueblo de San Juan Bosco, tienen aporte de origen volcánico y en menor proporción clastos de la Formación

Yunguilla y metamórficos. El tamaño de los líticos es de hasta 20 cm de diámetro. En conjunto estas litologías conforman los depósitos basales de la Formación Loyola. Las capas de areniscas y limolitas presentan abundantes gasterópodos y en menor proporción bivalvos, los cuales se esparcen a lo largo del borde oriental.

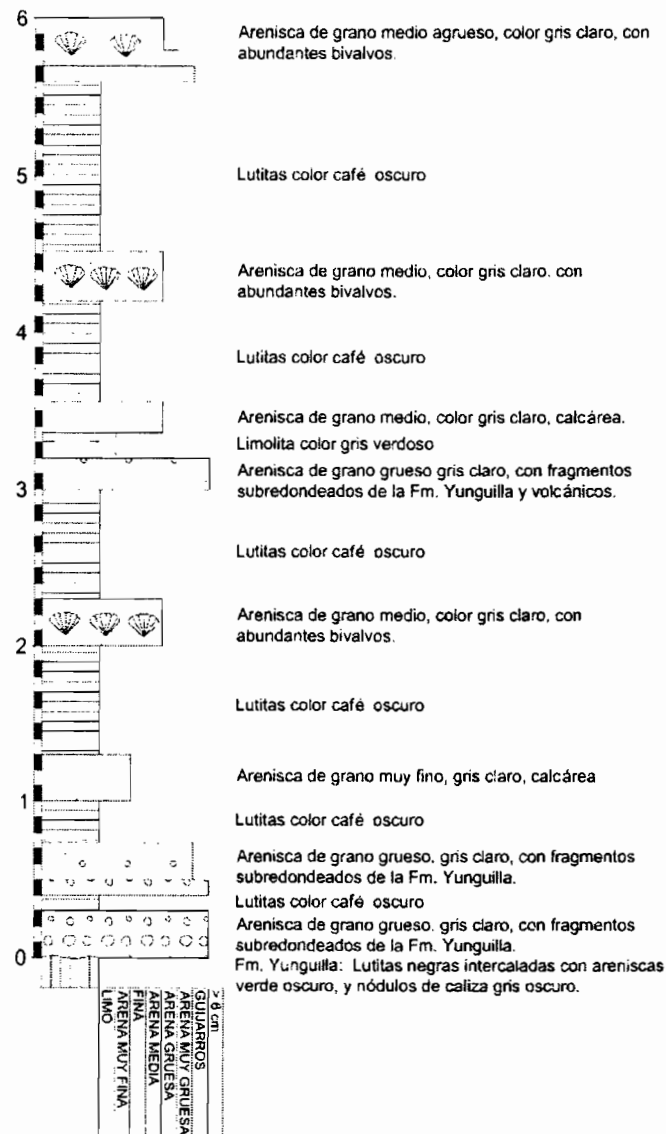
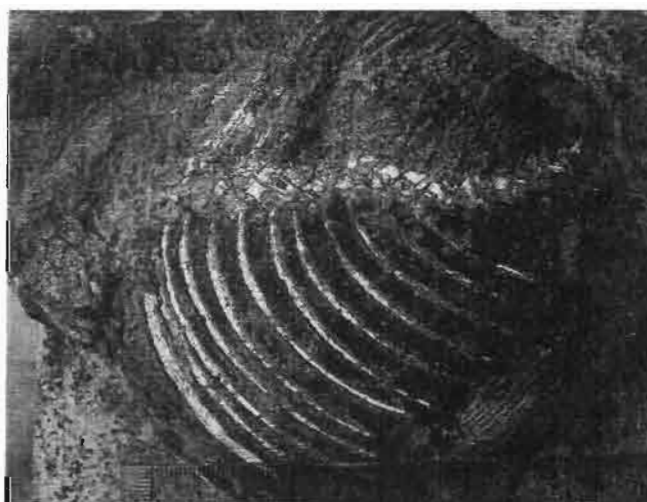


FIGURA 3.3. Columna estratigráfica local de capas basales de la Formación Loyola, sector Quebrada Purca (739971 – 9692988).

Hay que notar que hacia el norte y sur del pueblo de San Juan Bosco, en los depósitos basales predominan limolitas, areniscas y areniscas líticas de colores amarillentos con fósiles. Capas de conglomerados son menos frecuentes y los clastos pueden alcanzar hasta 8 cm de diámetro.

Capas de conglomerados de colores claros amarillentos, también están presentes en el sector de Sageo, al este de Biblián. Los clastos son principalmente de origen volcánico y en menor proporción metamórficos. También están presentes clastos de la Formación Yunguilla pero en una proporción mínima. Los clastos son subangulares a subredondeados, con tamaños de hasta 30 cm. Estas capas marcan el contacto entre la Formación Biblián y las Formación Loyola.

Restos fósiles de peces fueron encontrados en el sector de la quebrada Toray (737029 9696348; Fotografía 3.5), los cuales están presentes en capas de lutitas limosas a veces calcáreas, de color café oscuro, que exteriormente presentan un color amarillento. Las capas son bien duras, y resaltan en los afloramientos.



FOTOGRAFÍA 3.5. Fósil de pez encontrado en la Formación Loyola, sector quebrada Toray [737029 9696348].

Muestras de limolitas y areniscas con fósiles fueron tomadas de las capas basales de la formación para el análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Estos análisis fueron llevados a cabo en el Laboratorio de Geociencias Rennes por Aline Dia. Los resultados obtenidos (Tabla 3.1), fueron comparados con curvas patrones de variación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en función del tiempo para el agua marina. Todos los valores obtenidos caen muy por fuera de la curva referencial para fósiles de origen marino (Figura 3.4).

Muestra	UTM		87Sr/86Sr		FORMACIÓN
	X	Y	87Sr/86Sr	ERROR	
PA-002	737743	9698750	0,705394	0,000006	Loyola
PA-016	739971	9692988	0,706078	0,000009	Loyola
PA-024	737215	9698856	0,704936	0,000007	Loyola
PA-029	733673	9695332	0,704944	0,000007	Mangán
PA-032	737320	9700948	0,704778	0,000008	Loyola
Cañ 1*	736500	9716100	0,705155	0,000007	Mangán
			0,705163	0,000011	Mangán

TABLA 3.1. Resultados de los análisis 87Sr/86Sr llevados a cabo en muestras de las formaciones Loyola y Mangán.
* Muestra tomada en el área de Cañar por Lahuathe (2005).

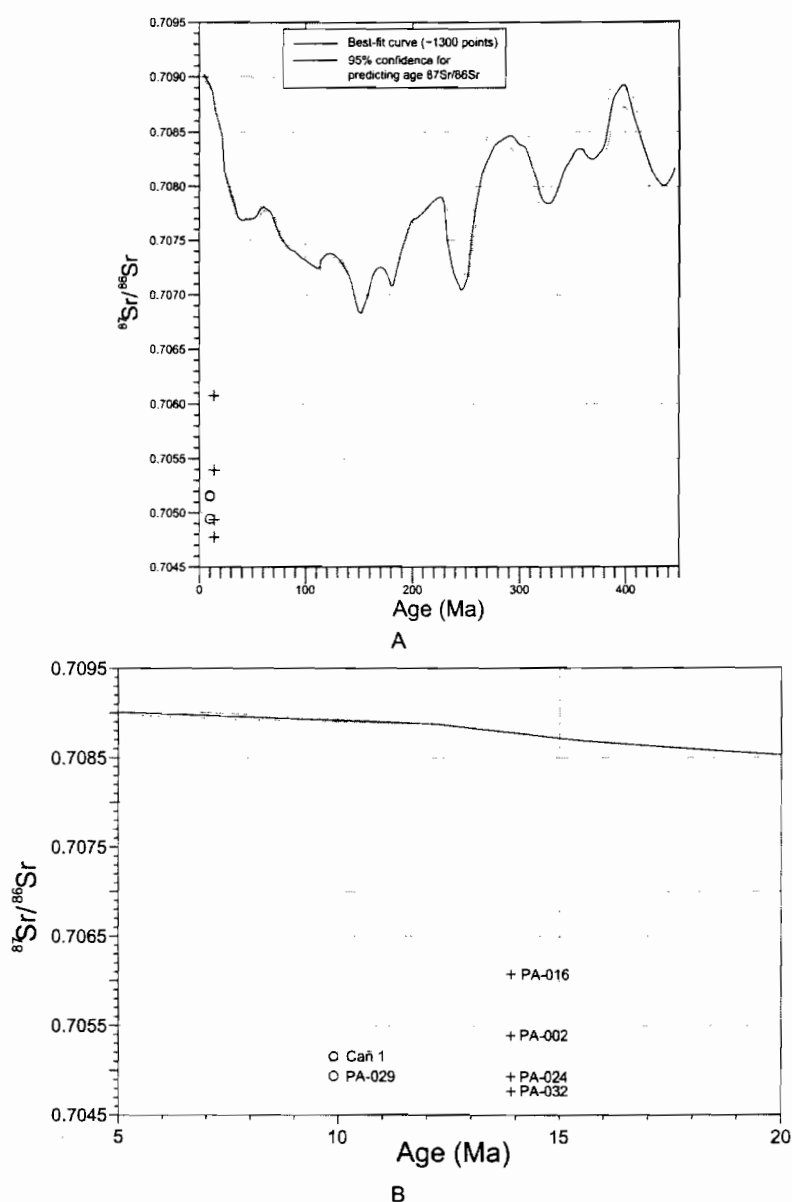


FIGURA 3.4. A. Curva isotópica de Sr para el agua marina ajuste de LOWESS (línea continua) con intervalos de confianza del 95% (líneas punteadas), tomado y modificado de Smalley et al., 1994. B. Gráfico ampliado. Los resultados de análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ están representados con cruces para la parte basal de la Formación Loyola y círculos para muestras de la Formación Mangán. En el gráfico se incluyen resultados de análisis en muestras de la Formación Mangán, obtenidos en el área de Cañar por Lahuathe (2005).

Dado que estos valores confirman la presencia de fósiles de ambiente continental dentro de la formación, puede retomarse la interpretación que la cuenca se desarrolló en un ambiente continental.

De acuerdo a Bristow (1973), la fauna presente en las capas basales de la parte este de la cuenca, tienen elementos marinos menores, los cuales desaparecen hacia el oeste. Parodiz (1969) demostró que ciertas especies dentro de la Formación Loyola, eran alóctonas. Posteriormente, Bristow y Parodiz (1982) determinaron que foraminíferos arenáceos provenientes de las capas basales de la Formación Loyola, eran derivados desde la Formación Yunguilla. Estas evidencias demuestran que los fósiles presentes en las capas basales de la formación, tienen un componente marino alóctono.

La edad asignada a la formación es del Mioceno Medio (Ver 2.2.2)

3.2.5 FORMACIÓN AZOGUES

3.2.5.1 Miembro Azogues

Al igual que la Formación Loyola, la Formación Azogues aflora principalmente en la parte centro y sur del área de estudio. El espesor estimado es de alrededor de 200 metros en el flanco occidental del sinclinal de Azogues.

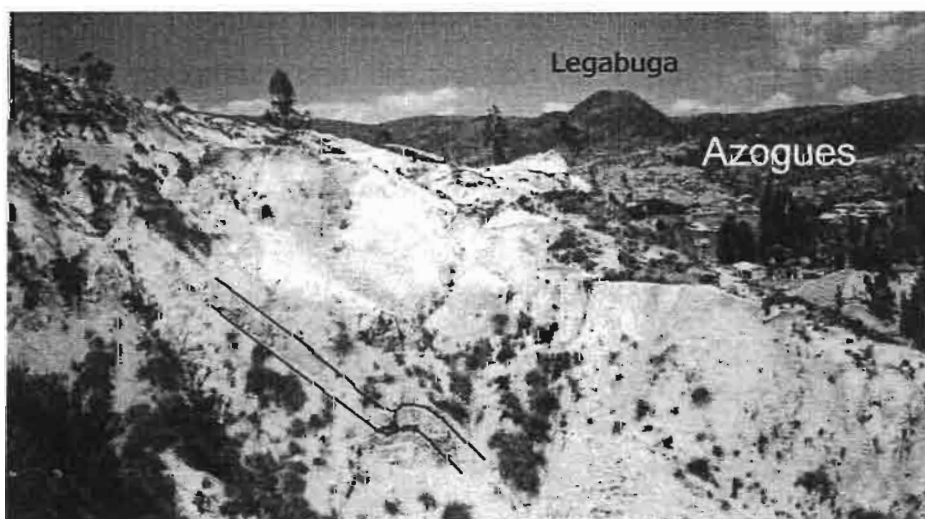
El contacto entre las formaciones Loyola y Azogues es transicional, evidenciado por la intercalación de lutitas, limolitas y areniscas tobáceas, estas últimas más potentes en la Formación Azogues.

El Miembro Azogues consiste principalmente de areniscas tobáceas de grano fino a grueso de color gris claro cuando frescas, y colores claros a amarillentos de alteración. Las areniscas están intercaladas con capas de limolitas y lutitas, y presentan concreciones del mismo material cementadas por carbonato de calcio, cuyos tamaños oscilan entre los 40 y los 80 cm de diámetro (Fotografía 3.6).



FOTOGRAFÍA 3.6. Nódulos de arenisca cementada por carbonato de Calcio, presentes en la Formación Azogues

En el sector de Huarangu Grande y en la autopista que va desde Azogues a Cuenca (Vía Rápida, 737947 - 9694170), se observan capas de areniscas tobáceas y tobas de color blanquecino intercaladas con lutitas color café claro y limolitas amarillentas (Fotografía 3.7). Las capas de tobas presentan fragmentos de pómez de pocos milímetros, cristales de anfíbol, feldespato y muy poca biotita. Debido a su posición estratigráfica entre los miembros Azogues y Guapán, estos depósitos marcarían un contacto transicional entre estos miembros, e indican el aporte de una actividad volcánica posiblemente proveniente desde el SE antes o durante la deposición del Miembro Guapán.



FOTOGRAFÍA 3.7. Plegamiento menor en capas de lutita del Miembro Guapán, 737947 – 9694170. Sobre este horizonte nótese las capas de areniscas tobáceas y tobas de color blanquecino.

En el sector entre Javier Loyola y el Descanso predominan las capas de areniscas, que por lo general son tobáceas, presentándose en capas de 3 a 5 m de espesor intercaladas con capas de limolitas menores a 1 m. Se observan marcas de objeto (Tool marks) en la base de capas de areniscas, que indican un transporte desde el SE al NW. Hacia el oeste de Javier Loyola, en el flanco este del sinclinal de Azogues, se observan estructuras similares a polígonos de arena. Estas se caracterizan por presentar vetillas de arenisca de color gris claro, de pocos centímetros, limitando bloques de areniscas y limolitas de color amarillento.

A lo largo de la autopista Azogues – Cuenca en 737860 – 9693554, predominan las intercalaciones de areniscas, limolitas. Las capas de limolitas incluyen clastos de lutitas deformadas, también se observa marcas de objetos en la base de capas de areniscas.

En el sector de la quebrada Agua Sucia, las capas de limolitas y lutitas incrementan de espesor hacia la base, llegando a espesores de hasta 5 m. En este sector las lutitas presentan abundantes impresiones de hojas.

De lo expuesto, se puede notar un cambio de facies de sur a norte para la Formación Azogues. Al sur, el predominio de areniscas sobre limolitas y lutitas es característico, mientras hacia el norte, específicamente al oeste de Azogues, las areniscas presentan una disminución en espesor hacia la base, y se intercalan con lutitas y limolitas cada vez más potentes, especialmente las lutitas, reflejando el paso transicional entre las formaciones Loyola y Azogues.

Se le asigna una edad del Mioceno Medio a Tardío (Ver 2.2.2).

3.2.5.2 Miembro Guapán

El Miembro Guapán aflora principalmente en el núcleo del sinclinal de Azogues y parcialmente a lo largo de la quebrada Shullín. Afloramientos pueden ser

encontrados en los alrededores de la ciudad de Azogues y hacia el sur hasta el sector de Huarangu Grande.

El espesor estimado de este miembro es de alrededor de 150 metros. El contacto con el Miembro Azogues es transicional.

Consiste principalmente de lutitas color café oscuro, las cuales se alteran a colores claros. Al igual que en la Formación Loyola, presenta patinas de limonita, azufre y yeso en planos de estratificación y discontinuidades. Estructuras slump de diferente escala pueden ser notadas en los flancos del sinclinal de Azogues, estas se desarrollan a modo de plegamientos que deforman localmente las capas de lutitas.

La edad asignada al Miembro Guapán es del Mioceno Tardío (Ver 2.2.2).

3.3 ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD TECTÓNICA INGAPIRCA-TORAY

Dentro de esta unidad tectónica se encuentra toda la secuencia sedimentaria de la cuenca, las cuales están sobreyacidas discordantemente por el Miembro Llaeo (Figura 3.5). También afloran rocas antiguas del Grupo Saraguro (Steinmann, 1997). Esta unidad tectónica está limitada por la Falla Toray al este y la Falla Deleg al oeste.

El anticlinal regional de Biblián está presente dentro de esta unidad, y se desarrolla de manera continua en una dirección NS, a excepción del sector al oeste de Biblián, donde la deformación de la secuencia sedimentaria es más complicada. En los alrededores del Cojitambo y hacia el sur, la erosión del pliegue ha dejado al descubierto todas las formaciones sedimentarias.

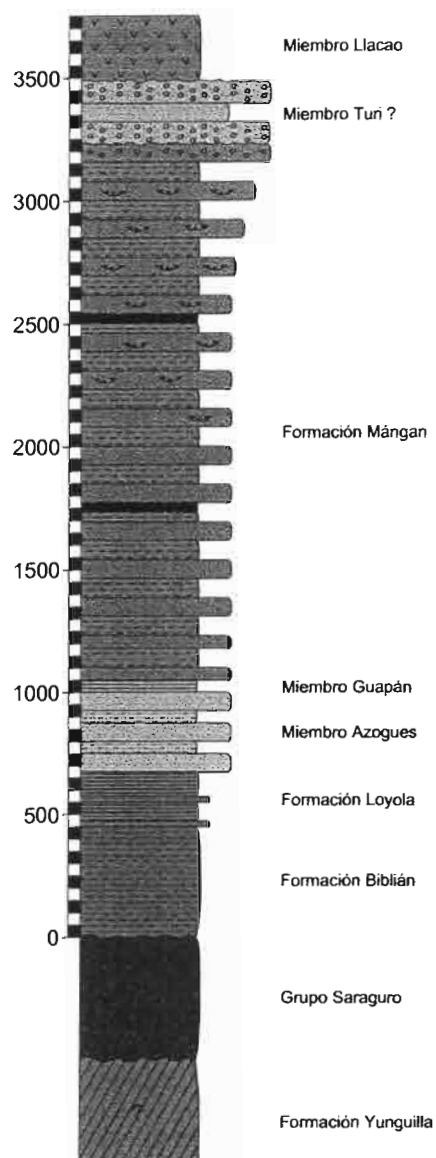


FIGURA 3.5. Columna estratigráfica general de la Unidad Tectónica Ingapirca-Toray.

3.3.1 GRUPO SARAGURO

Las rocas volcánicas del Grupo Saraguro afloran localmente en los alrededores de Biblián, el principal afloramiento se encuentra al este de Biblián conformando un cuerpo alargado de dirección N-S, y un segundo afloramiento se encuentra en el camino Azogues-Cojitambo. Los afloramientos consisten de rocas de composición intermedia de color gris oscuro cuando frescas, con textura afanítica. Por lo regular las rocas del sector de Biblián están deformadas y alteradas, presentando colores rojizos y verdes.

A las rocas volcánicas presentes en los alrededores de Biblián se les asigna una edad del Oligoceno a Mioceno Temprano (Ver 2.2.2).

3.3.2 FORMACIÓN BIBLIÁN

La Formación Biblián está presente a lo largo del núcleo del anticlinal regional de Biblián, expuesta en una franja continua de norte a sur. Por lo regular, no existen afloramientos de la formación ya que estos en su mayoría están fuertemente erosionados. El espesor estimado es de alrededor de 300 a 350 m.

Hacia el sur de Biblián, no se tiene buenas exposiciones de la formación debido a que en este sector existen las mejores condiciones para el desarrollo de la agricultura, pero se deduce su presencia a partir del color rojizo característico que se esparce a manera de una faja de dirección N-S.

Hacia el norte de Biblián, una serie de depósitos coluviales se esparce cubriendo total o parcialmente los depósitos de la Formación Biblián. En el sector de Molobog se tienen afloramientos relativamente buenos sobre una corta distancia, allí se observan intercalaciones de arcillolitas y areniscas conglomeráticas con aporte metamórfico y volcánico, los clastos son generalmente subredondeados.

Steinmann (1997) interpretó una inconformidad angular entre la Formación Biblián y el Grupo Saraguro. Un aparente contacto fallado con la Formación Loyola puede ser visto en 734222 – 9700402, al noroeste de Biblián, pero por lo general el contacto entre estas dos formaciones es concordante.

Al este de Biblián (vía rápida) la formación consiste de intercalaciones de arcillolitas y areniscas conglomeráticas de color púrpura, con manchas de color verde y con ciertos tonos amarillentos. Se ha notado también afloramientos de areniscas masivas de color gris claro a gris verdoso, que presentan fracturas rellenas con material bituminoso. El espesor de las capas puede alcanzar 2 metros. Las areniscas conglomeráticas corresponden a canales fluviales, con

aporte principalmente metamórfico y en menor proporción volcánico. El tamaño de los clastos puede alcanzar los 8 centímetros de diámetro.

En el sector de la iglesia de Biblián y a lo largo de las quebradas Llavashi y Yarquín, se nota la presencia de conglomerados con líticos volcánicos, metamórficos y sedimentos de la Formación Yunguilla, cuyo tamaño varía desde pocos centímetros hasta 60 centímetros de diámetro. Entre los líticos de origen volcánico se destacan andesitas y en menor proporción riolitas, algunos totalmente alterados mientras otros son relativamente frescos. Entre los líticos de origen metamórfico, predominan cuarcitas de color gris y amarillentos, cuarzo blanco y esporádicos fragmentos de filitas.

A lo largo del camino Molobog – Charon Ventanas, la Formación Biblián consiste de capas de arcillolita púrpura y verde grisáceo, areniscas de grano grueso a muy grueso de color gris claro, areniscas conglomeráticas de color púrpura. Los líticos de origen metamórfico y volcánico presentan tamaños de hasta 5 cm de diámetro, incluidos en una matriz arcillosa que le da el color característico a la formación. Entre los aportes metamórficos se puede notar principalmente la presencia de cuarcitas de color gris oscuro y filitas de color negro. Los afloramientos presentan buzamientos fuertes hacia el este, constituyendo el flanco oriental del anticlinal regional de Biblián.

3.3.3 FORMACIÓN LOYOLA

La Formación Loyola aflora de manera intermitente a lo largo de esta unidad, debido a que en varios sitios depósitos superficiales están cubriendo los afloramientos. El espesor estimado no excede los 200 metros.

En los sectores de la quebrada Cashicay y León Sacha, al norte de Biblián, se presentan afloramientos locales de lutitas de color café claro, que pertenecen a la Formación Loyola y se ubican entre las formaciones Biblián y Mangán. Es difícil seguir de manera continua la conexión entre estos afloramientos, ya que depósitos superficiales están ampliamente distribuidos en este sector.

Afloramientos están presentes al oeste de la ciudad de Biblián y al oeste del Cojitambo. En estos sitios la formación consiste de lutitas café oscuro con delgadas intercalaciones de limolitas. Presentan azufre pulverulento, limonita y yeso en planos de estratificación y discontinuidades. A la base se distinguen localmente limolitas de color amarillento. Hacia el sur, depósitos coluviales provenientes de la Formación Azogues ocultan los depósitos de Loyola. En el sector de la quebrada Shullín (734489 – 9688994), puede observarse nuevamente facies de la Formación Loyola en una corta distancia. Al oeste del Cojitambo, las lutitas presentan abundantes impresiones de hojas.

3.3.4 FORMACIÓN AZOGUES

Aflora en el flanco oeste del anticlinal de Biblián, donde están presentes los Miembros Azogues y Guapán.

3.3.4.1 Miembro Azogues

El Miembro Azogues aflora ampliamente al sur del Cojitambo y puede ser seguido hasta su desaparición bajo los depósitos del Miembro Llacao (loma Pacchamama). El espesor estimado en el sector de la Quebrada Shullín es de alrededor de 400 metros.

Hacia el norte del Cojitambo, aparentemente las facies de Azogues no están presentes, pero en el sector de Charon Ventanas [735583 9707620], una serie de intercalaciones de lutitas color café oscuro, limolitas y areniscas amarillentas, están presentes entre las formaciones Biblián y Mangán, esto permite sospechar que las facies de Loyola y Azogues están presentes y condensadas en este sector.

El contacto entre las formaciones Azogues y Mangán es transicional y puede ser visto claramente al SE de Ayancay. En este sector las capas de areniscas tobáceas de la Formación Azogues se tornan conglomeráticas a la base con esporádicos líticos de hasta 4 centímetros y comienzan a intercalarse con

capas de arcillolitas y limolitas de colores verdes y rojizos. A medida que se va ascendiendo en la secuencia, las areniscas pierden su carácter tobáceo y son reemplazadas por areniscas líticas, las cuales regularmente presentan estratificación cruzada.

El Miembro Azogues consiste de intercalaciones de areniscas de grano fino a medio y limolitas de colores amarillentos. Se ha notado la presencia de un afloramiento local de caolín en 734739 – 9691304. En el sector de la quebrada Shullín, puede observarse la presencia de fragmentos de madera silicificada y delgadas capas de caliza intercaladas con limolitas.

En 735860 – 9987160, se nota la presencia de un megaclasto derivado de la Formación Loyola (Fotografía 3.8), incluido en areniscas del Miembro Azogues. El megaclasto es de forma irregular, y está constituido por lutitas con delgadas intercalaciones de limolitas.



FOTOGRAFÍA 3.8. Megaclasto de la Formación Loyola incluido en areniscas del Miembro Azogues.

Según Steinmann (1997), la configuración observada en el afloramiento corresponde a una estructura diapírica, que se formó durante una rápida sobrecarga ejercida por depósitos arenosos del Miembro Azogues sobre depósitos saturados de la Formación Loyola.

3.3.4.2 Miembro Guapán

El Miembro Guapán aflora en la quebrada Shullín (734333 - 9691284), aparentemente se puede seguir este afloramiento hacia los alrededores del Cojitambo, donde se hace difícil distinguir a estas de las lutitas de Loyola, debido a la perturbación existente en el sector. El espesor estimado en este sector alcanza los 50 metros.

Consiste de lutitas color café oscuro, las cuales van haciéndose arenosas hacia el contacto con la Formación Mangán.

3.3.5 FORMACIÓN MANGÁN

La Formación Mangán aflora de manera continua en al flanco oeste del anticlinal regional de Biblián y en el extremo norte esta constituyendo el cuerpo principal del anticlinal. Se estima un espesor de alrededor de 2000 m.

El contacto con el Miembro Azogues es transicional. Esto es observado al sur de la población de Ayancay, donde areniscas tobáceas de la Formación Azogues comienzan a incluir líticos y a intercalarse con arcillolitas de color púrpura. Es sobreyacida discordantemente por depósitos del Miembro Llaico (Fotografía 3.9).

A la base, la Formación Mangán está constituida por una serie de intercalaciones de arcillolitas de colores rojizo y verde con areniscas de color gris claro a amarillento, Las capas de arcillolitas pueden llegar a espesores de hasta 12 m, presentándose en capas de diferente color que varían de 1 a 6 m de espesor. El espesor de la capas de areniscas puede variar de 1 a 9 m, presentando estratificación cruzada con abundantes líticos de origen volcánico. Al igual que ocurre con la Formación Azogues, la Formación Mangán también presenta nódulos de areniscas cementadas con carbonato de calcio de tamaños variables, en diferentes niveles estratigráficos.



FOTOGRAFÍA 3.9. Afloramientos de la Formación Mangán. Nótese el contacto discordante entre el Miembro Llaçao (parte superior derecha) y la Formación Mangán (parte inferior).

Hacia la parte media, las intercalaciones de arcillolitas se hacen menos frecuentes y predominan intercalaciones de areniscas y limolitas de colores claros. En este nivel estratigráfico, los espesores de las limolitas pueden alcanzar hasta 2 metros.

En el sector de Yanacocha (oeste de Biblián) capas de carbón de 2 a 3 metros de espesor y una capa de toba color blanquecino a rosáceo de 1 metro de espesor que contienen granos de cuarzo y líticos, ocurren en el sector comprendido entre los UTM 732931 – 9697182 a 733383 – 9697596.

Una capa de tefra de color gris rosaceo, de aproximadamente 1 m de espesor, está presentes al oeste de Ayancay, estas capas contienen fragmentos de composición andesítica-dacítica de diferentes tamaños. También se nota la presencia de una capa de arenisca tobácea, la cual contiene abundantes fragmentos de pómez. Hacia el norte (Fotografía 3.9), se nota la presencia de capas delgadas de carbón asociadas a bentonita.

Hacia el tope, las capas de areniscas incluyen clastos volcánicos de hasta 2 centímetros de diámetro, los cuales se van haciendo más abundantes hacia la

parte superior de la secuencia, encontrándose capas de conglomerados con espesores de hasta 2 metros. El tamaño de los clastos puede alcanzar los 10 cm.

La edad asignada a la Formación Mangán es del Mioceno Tardío (ver 2.2.2).

3.3.6 INTRUSIÓN DEL COJITAMBO

Aflora en la parte central del área de estudio, como un cuerpo alargado de dirección N-S, forma un prominente domo de forma irregular que sobresale en el paisaje del área. El flanco este es vertical y se alinea en una dirección NS con la Falla Cojitambo. El flanco oeste es convexo con una pendiente abrupta. Depósitos coluviales se presentan principalmente al pie del flanco este.

Este cuerpo corta discordantemente la secuencia sedimentaria de la cuenca, produciendo una deformación local de los estratos ubicados en los alrededores y visibles sobre el lado oeste de la intrusión (Fotografía 3.10).



FOTOGRAFÍA 3.10. Capas deformadas de la Formación Mangán (734379 – 9693244). Fotografía tomada desde el sur.

En muestra de mano consiste de una roca de composición intermedia (andesita) con textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda, en una matriz afanítica de color gris claro a gris verdoso.

Todas las edades reportadas son consistentes y ubican al intrusivo del Cojitambo en el Mioceno Tardío a Plioceno (Ver 2.2.2).

3.4 ESTRATIGRAFÍA DE LA UNIDAD TECTÓNICA CAÑAR-DELEG

En esta unidad afloran las formaciones más jóvenes de la cuenca, que están sobre yaciendo discordantemente a rocas volcánicas del Grupo Saraguro del Oligoceno (Figura 3.6).

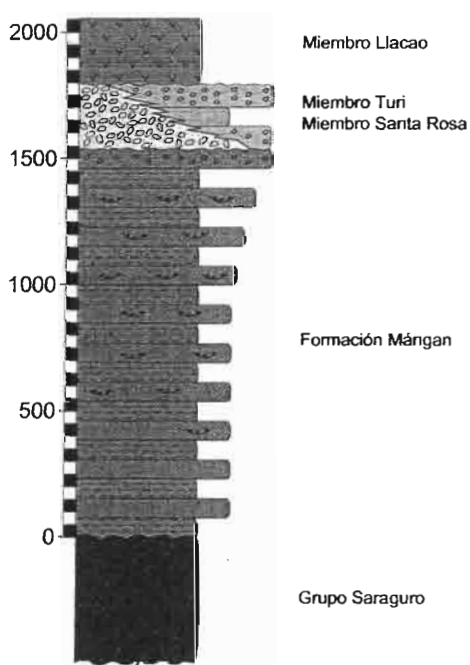


FIGURA 3.6. Columna estratigráfica general de la Unidad Tectónica Honorato Vásquez – Deleg.

Está limitada al este por la Falla Deleg y se caracteriza por presentar poca o ninguna deformación, pliegues de arrastre se desarrollan en las proximidades de la Falla Deleg.

Debido a que no se tienen indicios sobre la presencia de las formaciones más antiguas (formaciones Biblián, Loyola y Azogues), se considera que estas no están presentes dentro de la unidad.

3.4.1 GRUPO SARAGURO

Aflora al oeste del área de estudio, en la vertiente oriental de la Cordillera Occidental. Según el Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 2° - 3° S (Dunkley y Gaibor, 1997b), las rocas que afloran en el sector corresponden en su mayoría a afloramientos de la Formación Chanlud de edad Oligoceno Temprano, y en menor proporción a afloramientos de la Unidad Tomebamba también de edad Oligoceno Temprano.

Al oeste de Checa, consiste de tobas andesíticas a dacíticas, alteradas y ligeramente deformadas, ignimbritas con bandeamientos de color rojizo (722340 – 9688760), lavas andesíticas con diaclasamiento columnar inclinado (722340-9688760).

Siguiendo la quebrada Checa, se puede observar un afloramiento de andesita masiva de color gris oscuro, con textura fanerítica de grano fino. Estas andesitas también afloran en el sector del río Cachi (725600-9707350), indicando que estas rocas presentan una distribución regional. Brechas volcánicas andesíticas afloran en 721805 – 9692860. Continuando hacia arriba en la secuencia, en 723077-9693190 se tiene afloramientos de tobas de color blanco a crema, caolinitizadas, las cuales presentan una deformación local (724346-9693312).

A las rocas volcánicas que afloran al oeste del área de estudio, se les asigna una edad del Oligoceno Temprano (Ver 2.2.2).

3.4.2 FORMACIÓN MANGÁN

Aflora en los alrededores de la población de Deleg y es cubierta hacia el norte y sur por depósitos de la Formación Turi y Miembro Llacao respectivamente.

La parte superior se caracteriza por presentar intercalaciones de capas de areniscas y limolitas de colores claros, con espesores de hasta 3 metros. Se observa que hacia el tope de la formación, las capas se hacen más conglomeráticas y dependiendo del sector, los aportes son de distinto origen. En la parte central de la zona de estudio, los aportes de la formación en el tope son principalmente de origen volcánico, estos aportes provienen del Grupo Saraguro de edad Oligoceno, cuyos afloramientos están ampliamente distribuidos en zona de estudio. En la parte norte, los depósitos de la Formación Mangán tienen un aporte principalmente de origen metamórfico y en menor proporción de origen volcánico.

3.4.3 FORMACIÓN TURI

3.4.3.1 Miembro Santa Rosa

El Miembro Santa Rosa aflora únicamente en el compartimiento no deformado (Unidad Tectónica Cañar –Deleg) al oeste de la Falla Deleg. En el área de Nazón, el espesor puede variar de 100 a un máximo de 250 metros.

Se interpreta una discordancia erosiva entre el Miembro Santa Rosa y la Formación Mangán, que se explica a continuación. Al norte de Nazón, la Formación Mangán fue erosionada fuertemente antes de la depositación del Miembro Santa Rosa, dejando una depresión limitada por una serie de escalones presentes inmediatamente al sur de Nazón. Estos escalones están conformados por capas de areniscas, los cuales fueron cubiertos por depósitos conglomeráticos del Miembro Santa Rosa. Una parte de los sedimentos de Santa Rosa se depositaron hacia el sur, en una depresión parcialmente aislada de la depresión norte.

También se interpreta un paso transicional lateral entre los miembros Santa Rosa y Turi. En la figura 3.7, se muestra cuales serían las relaciones estratigráficas entre los miembros Santa Rosa y Turi.

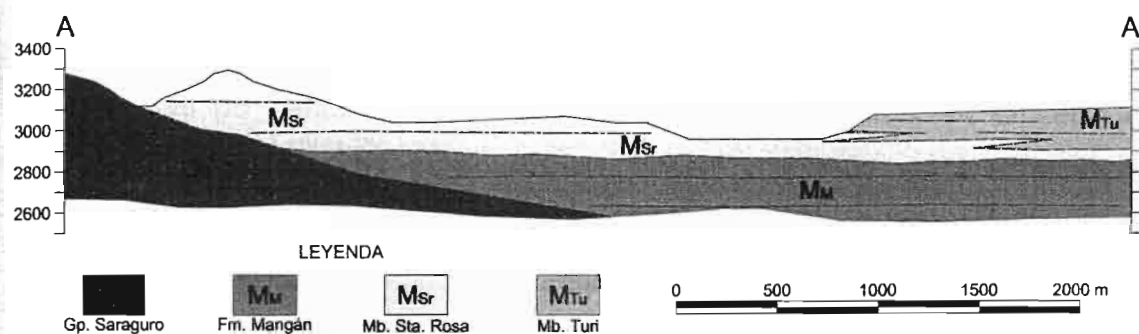


FIGURA 3.7. Corte geológico A-A' (Ver mapa geológico), mostrando las relaciones estratigráficas entre los miembros Santa Rosa y Turi.

El Miembro Santa Rosa consiste de conglomerados, areniscas y limos arcillosos de color púrpura y gris, resaltando principalmente el color púrpura. Los conglomerados poseen líticos de origen volcánico provenientes del Grupo Saraguro y corresponde a canales de varios metros de ancho que descansan sobre areniscas y arcillolitas.

De acuerdo a las observaciones de campo, los conglomerados son más potentes a la base y a medida que se asciende en la secuencia el espesor de las capas va disminuyendo y se van intercalando con capas de areniscas y limolitas arcillosas, las cuales contienen esporádicos líticos volcánicos.

3.4.3.2 Miembro Turi

El Miembro Turi aflora en la parte norte y sur del área de estudio. En la parte norte, se estima un espesor máximo de 250 m.

Por lo general el Miembro Turi descansa concordante sobre el Miembro Santa Rosa, pero se puede interpretar un paso transicional y lateral entre estos. En la parte norte los depósitos de la formación descansan discordantemente sobre la Formación Mangán (lado este de la Falla Deleg).

De igual manera que ocurre con la Formación Mangán, el Miembro Turi presenta diferencias en el aporte sedimentario entre las partes norte y sur. Al suroeste del área de estudio, el Miembro Turi consiste de capas de conglomerado color café claro amarillento de hasta 3 metros de espesor, intercaladas con capas de areniscas de grano fino a grueso y limolitas amarillentas de hasta 2 metros de espesor con estratificación cruzada en artesa. En este sector, el aporte de origen volcánico es predominante, presentándose areniscas tobáceas de grano fino, conteniendo en ciertos niveles fragmentos púmicos (Camino Cuenca – Santa Rosa). Los conglomerados presentan líticos volcánicos subredondeados a redondeados, con tamaños de hasta 14 cm de diámetro. Hacia el tope las capas de areniscas tienen niveles conglomeráticos con líticos de hasta 3 cm de diámetro, y espesores de hasta 6 metros.

En la parte norte del área de estudio, se tiene de igual manera limolitas, areniscas, conglomerados, con la diferencia que los conglomerados contienen un importante componente metamórfico. Se asume que estos afloramientos pertenecen al Miembro Turi por su posición estratigráfica. Estos depósitos sobreyacen a depósitos del Miembro Santa Rosa.

En el sector de Papaloma alto (732815 – 9704710) siguiendo las rieles del tren, se observa un potente afloramiento de areniscas de grano fino a medio de aproximadamente unos 8 metros de altura, sobre los cuales se tienen conglomerados con aporte metamórfico y volcánico. Por el mismo sector (730703 – 9707230) se nota la presencia de capas de conglomerados de hasta 5 m de espesor con aporte metamórfico principalmente y volcánico. Los líticos pueden alcanzar tamaños de hasta 10 cm.

En el punto 733122 – 9708686, se tienen afloramientos de conglomerados intercalados con areniscas de grano fino a medio, lo cuales nuevamente poseen aporte volcánico predominante, con clastos de hasta 50 cm de diámetro (Fotografía 3.11). También se nota en este sector la presencia de

tobas arenosas color gris blanquecino. Estos depósitos se los asocia con el Miembro Turi, pero pueden corresponder a depósitos más jóvenes.



FOTOGRAFÍA 3.11. Depósitos al tope del Miembro Turi, areniscas intercaladas con conglomerados (733122 – 9708686).

El importante aporte metamórfico del Miembro Turi en la parte norte del área de estudio, permite interpretar que la fuente más probable para estos sedimentos corresponde a la Unidad Punín, que aflora al este de la Falla Ingapirca en el área de Cañar y en menor proporción a los volcánicos de Saraguro. Esto sugiere que sistemas fluviales atravesaban el corredor limitado por las fallas Deleg y Toray en un sentido E-O, para descargar sus sedimentos al oeste de la Falla Deleg.

Dos muestras del Miembro Turi obtenidas en el área de Cañar por Lahuathe (2005), proveen edades $^{40}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ de $10,77 \pm 1,3$ y $10,7 \pm 0,19$ Ma (tabla 3.2), que contrastan enormemente con edades reportadas por Steinmann (1997). De acuerdo a las edades reportadas y a las diferencias litológicas entre las partes norte y sur, el Miembro Turi incluiría depósitos de diversos tipos y edades. Sin embargo, en el área de estudio el Miembro Turi ocupa una posición

estratigráfica entre la Formación Mangán y el Miembro Ilacao, por lo que se le asigna al Mioceno Tardío.

3.5 DEPÓSITOS DE COBERTURA

3.5.1 FORMACIÓN TARQUI

3.5.1.1 Miembro Tarqui

El Miembro Tarqui aflora a lo largo del borde este del área de estudio, en las partes topográficamente más altas. El espesor estimado es de 300 m.

El Miembro Tarqui descansa discordantemente sobre los depósitos de Formación Yunguilla, Grupo Saraguro y la secuencia sedimentaria de la cuenca.

Consiste de tobas ácidas masivas, de color gris claro que se alteran a un color blanquecino. Las tobas presentan cuarzo, feldespato, líticos andesíticos y sedimentarios. En muchos lugares las tobas están alteradas a caolín, material que está siendo explotado actualmente en pocos sitios.

Steinmann (1997) le asignó una edad del Mioceno Tardío a Plioceno Temprano con base en determinaciones de edad sobre trazas de fisión en circón.

3.5.1.2 Miembro Ilacao

Estos depósitos forman una amplia meseta en la parte sur del área de estudio constituyendo la loma Pachamama. Es aproximadamente en esta latitud donde la cuenca presenta un cambio de dirección de NE-SW a N-S. El espesor estimado en este sector alcanza los 200 m.

Estos depósitos descansan en discordancia angular sobre las formaciones sedimentarias de la cuenca (Fotografía 3.9). Consiste de depósitos piroclásticos y volcanoclásticos. La meseta de Pachamama, presenta depósitos de avalancha de escombros volcánicos, los cuales presentan clastos fragmentados en una matriz tobácea. Depósitos de flujos piroclásticos están presentes en el área de estudio. El centro volcánico a partir del cual se originaron dichos eventos es desconocido. En 733191 – 9689958, los depósitos incluyen niveles conglomeráticos y areniscas, indicando un retrabajamiento de los materiales.

Tres determinaciones de edad por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, fueron efectuados en muestras de este miembro. Las edades obtenidas son listadas en la tabla 3.2, y ubican al Miembro Llacao en el Mioceno Tardío.

Muestra	UTM		Edad (Ma)	Mineral	Formación
	X	Y			
PA-003	729325	9687456	$7,4 \pm 0,6$	Anfíbol	Mb. Llacao
PA-021	730110	9699308	$8,5 \pm 0,6$	Biotita	Mb. Llacao
PA-030	734102	9694130	$7,81 \pm 0,16$	Biotita	Mb. Llacao
4062201	7339	97180	$10,7 \pm 0,19$	Anfíbol	Mb. Turi
4062203	7322	97216	$10,77 \pm 1,3$	Biotita	Mb. Turi

TABLA 3.2. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la Formación Turi (Sector Cañar) y Miembro Llacao (Sector Azogues).

3.5.2 DEPÓSITOS GLACIARES

Están distribuidos principalmente en la parte noroeste del área, descansando directamente sobre depósitos de la Formaciones Turi y el Grupo Saraguro.

Los depósitos de morrenas se encuentran formando montículos que se esparcen por todo el sector, dejando una morfología irregular. Están constituidos por depósitos brechosos poco consolidados de colores claros, contienen clastos angulares de rocas volcánicas (andesitas – dacitas) envueltos en una matriz arenosa-limosa.

A lo largo de los caminos de herradura se puede distinguir depósitos de arcillas de colores claros, que incluyen fragmentos volcánicos y metamórficos, subredondeados de poco tamaño. Aún más característica es la presencia de bloques de gran tamaño (drop stones), valles y escapes dejados por el paso del glaciar.

3.5.3 COLUVIALES

Depósitos de este tipo se hallan dispersos en el área de estudio. Entre los procesos más característicos que dan origen a este tipo de depósitos se distinguen la reptación y caída de bloques.

Depósitos de caída de bloques están presentes a lo largo lado oeste de la Falla Toray, en la parte norte del área. En este sector se puede notar la presencia de bloques de gran tamaño de tobas blancas del Miembro Tarqui, en una matriz arenosa-limosa o aislados. Este tipo de proceso también es observado en los depósitos de las formaciones Azogues, Mangán y Turi, donde la estratificación y la presencia de diaclasas forman un patrón complicado de cuñas, que dan lugar a la formación de bloques que alcanzan tamaños de hasta 5 m.

Los fenómenos de reptación están relacionados principalmente a depósitos glaciares, de pie de monte y rocas meteorizadas. Este tipo de proceso se dispara durante las épocas de lluvia.

En los sectores de Solano y Biblián, depósitos coluviales están ampliamente distribuidos y presentan signos de actividad caracterizado por la formación de grietas de tracción. La morfología es de un terreno ondulado con la presencia de lagos temporales.

3.6 DATACIONES

3.6.1 DISCUSIÓN EDADES PREVIAS

Las edades reportadas en trabajos previos (Tablas 1 y 2. Anexo 2), definen amplios rangos de edad para cada una de las formaciones de la cuenca (Figuras 1 y 2, anexo 2), los cuales se superponen unos con otros sobre grandes períodos e incluso muestran ciertas inconsistencias en cuanto a los períodos de sedimentación de cada formación.

Las edades K/Ar (Tabla 1, anexo 2) de las formaciones Biblián y Mangán presentan gran dispersión en relación con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión en circón (TFC). Sin embargo, para la intrusión del Cojitambo todas las edades son consistentes definiendo un periodo de tiempo que se superpone con las edades de la Formación Tarqui, indicando que al menos una parte de la Formación Tarqui se depositó contemporáneamente con la intrusión del Cojitambo.

Varias edades TFC (Tabla 3, anexo 2) y todas las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tabla 2, anexo 2) reportadas para las formaciones de la cuenca, fueron obtenidas de muestras que se ubican dentro del área del presente trabajo, permitiendo establecer una correlación entre estos métodos y determinar los períodos de sedimentación de las formaciones.

3.6.1.1 Formación Biblián

Las edades reportadas por Steinmann (1997) para muestras de la Formación Biblián se ubican fuera del área de estudio (al SE de Cuenca) y de acuerdo a las relaciones estratigráficas entre esta y la Formación Loyola el rango definido para la Formación Biblián es de 17,1 a 13,1 Ma (Figura 3.8).

3.6.1.2 Formación Loyola

Las edades MS-437 (TFC), 94E-LVRU1A y B ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) reportadas para la Formación Loyola, corresponden a muestras que se ubican aproximadamente en el mismo sector geográfico pero proveen resultados distintos. De igual manera las edades MS-437 y DH-208 (TFC) presentan resultados muy dispersos, con un gap de tiempo de 0,5 Ma entre ambos. Estos resultados superponen los períodos de sedimentación de las formaciones Biblián y Loyola por un tiempo de 1,6 Ma, relación que va en contra de las observaciones de campo. Tomando en cuenta las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que presentan edades consistentes, se determina que la Formación Loyola se depositó entre los 13,1 y 11,5 Ma.

3.6.1.3 Formación Azogues

La muestra DH-210 fue tomada en un sector mapeado como depósitos del Miembro Llacao en el presente trabajo, y provee una edad de $8,0 \pm 0,8$ Ma (TFZ). Esta es consistente con dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muestras del Miembro Llacao tomadas en la parte centro y sur del área. Adicionalmente, esta edad es posterior a las edades reportadas para la Formación Mangán obtenidas por el mismo método. Estas dos observaciones nos llevan a concluir que probablemente la muestra DH-210 fue tomada en depósitos del Miembro Llacao.

La edad de la muestra MS-437 (Loyola) es más joven que las edades de las muestras DH-209, MS-319 (Azogues), indicando que parte de la Formación Loyola se depósito después de la Formación Azogues, lo cual no es consistente con las observaciones de campo. La edad de la muestra 94E-GT en conjunto con las edades de Loyola, definen un rango de depositación para la Formación Azogues entre 11,5 y 10,3 Ma (Figura 3.8).

PERIODOS DE SEDIMENTACIÓN PARA LAS
FORMACIONES DE LA CUENCA

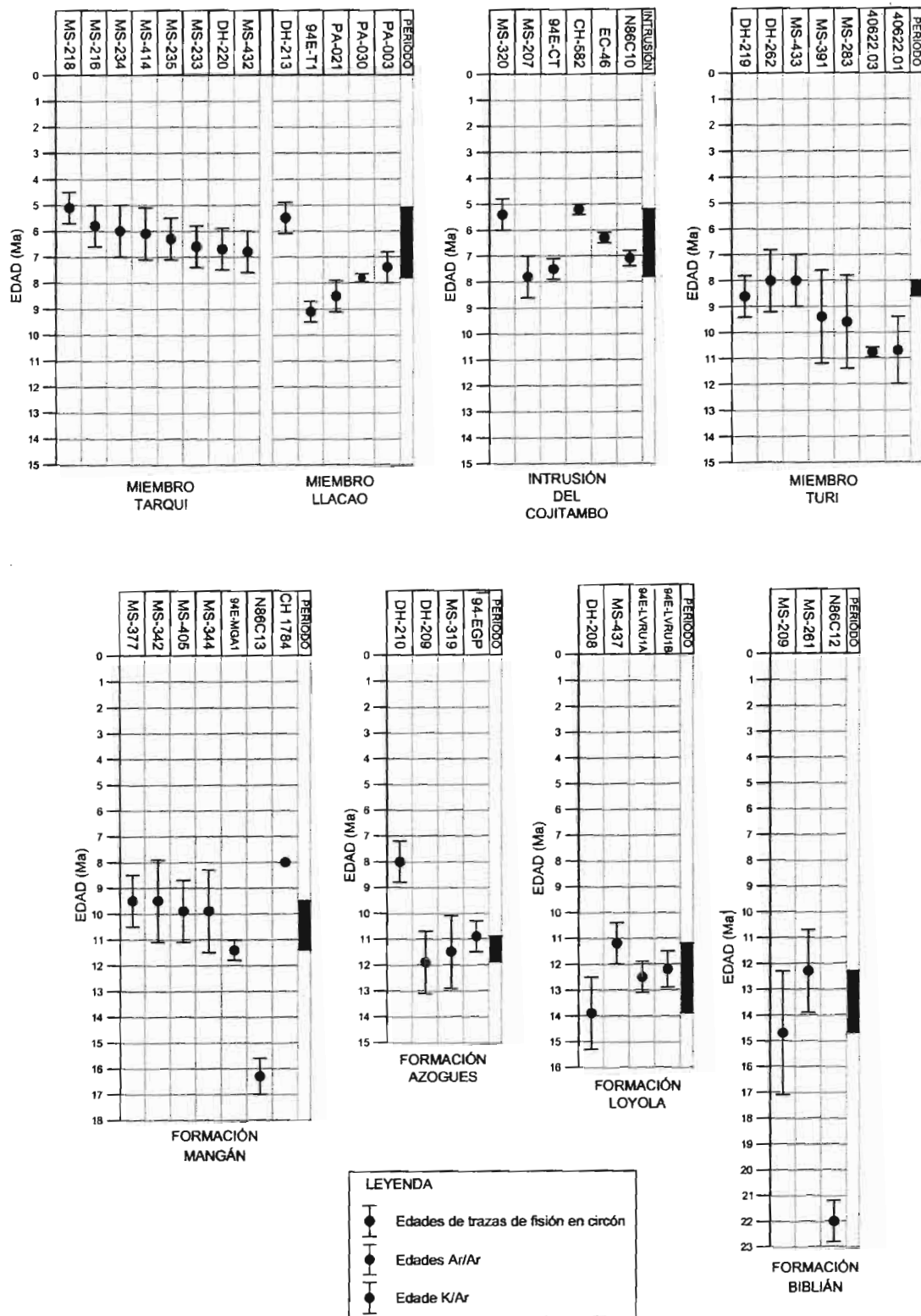


FIGURA 3.8. Correlación de edades para las formaciones de la cuenca.

3.6.1.4 Formación Mangán

Todas las edades reportadas para la Formación Mangán, provienen de muestras que se ubican dentro del área de estudio del presente trabajo. Hay que notar que las muestras MS-342 (TFC) y 94E-MGA1 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) a pesar de que estuvieron ubicadas en un mismo sector proveen edades muy distintas para la mitad inferior de la Formación Mangán. Las muestras MS-377 y MS-405 sirven de guías dentro la Formación Mangán (Figura 3.9), ya que se ubican estratigráficamente en un nivel inferior y superior respectivamente, con respecto a las otras muestras. Como resultado del análisis se obtiene un rango de edad de 10,5 a 8,7 Ma, correspondiente al período en el cual se habría depositado la Formación.

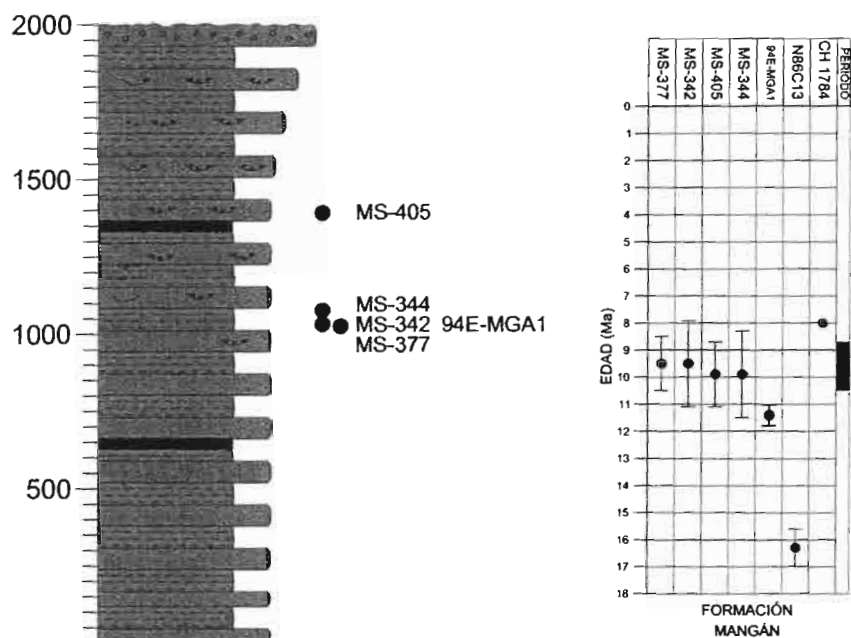


FIGURA 3.9. Edades para la Formación Mangán, respecto a la ubicación relativa en la columna estratigráfica.

En el sector del Cojitambo, las observaciones de campo muestran que la intrusión se produjo después que la secuencia sedimentaria fue deformada, provocando una deformación más local de las capas ubicadas al oeste. Esta deformación local al igual que la deformación regional es sellada por el Miembro Llacao, indicando que el Miembro Llacao se depositó poco tiempo

después que la intrusión del Cojitambo. De acuerdo al análisis de las edades, estos eventos habrían ocurrido desde los 8 Ma.

3.6.1.5 Depósitos de cobertura

Hay que notar que para el Miembro Llacao, las muestras DH-213 (TFC), 94E-T1 y PA-003 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) que se ubican en un mismo sector en la meseta de Pacchamama, proveen edades muy distintas que se extienden desde los 5,5 a 9,1 Ma. Sin embargo la muestras PA-030 provee una edad de $7,81 \pm 0,16$ Ma, la cual está de acuerdo con las relaciones estratigráficas entre el Miembro Llacao, la intrusión del Cojitambo y la Formación Mangán.

Las observaciones de campo también ponen en evidencia que la Formación Turi se ubica estratigráficamente entre las Formación Mangán y el Miembro Llacao, cuyas edades definen un rango que se extiende desde 8,7 a 8,0 Ma correspondiente al período en el cual probablemente se depositó la Formación Turi. De acuerdo a lo anterior, las edades reportadas para el Miembro Turi son inconsistentes con las observaciones de campo y es notado principalmente entre las muestras 40622.03 y MS-433, que se ubican en el mismo sector pero presentan edades totalmente distintas.

3.6.2 ESTIMACIÓN DE LA TASA DE SEDIMENTACIÓN

Basado en el análisis de edades y principalmente en las observaciones de campo se propone que en el área de estudio existen tres períodos diferenciados de depositación. El primer periodo corresponde a la depositación de las formaciones Biblián, Loyola, Azogues y Mangán, que ocurrió entre los 17,1 a 8,7 Ma (8,4 Ma) con un espesor máximo de 3350 m. Estos datos permiten calcular una tasa de sedimentación mínima para la secuencia igual a 0,4 mm/año. Posteriormente entre 8,7 a 8,0 Ma se desarrolló un período de compresión que deformó la secuencia sedimentarias presentes al este de la Falla Deleg, paralelamente la Formación Turi era depositada al oeste de la estructura alcanzando un espesor máximo de 500 m. Asumiendo una

depositación continua de la Formación Turi, se ha estimado una tasa de sedimentación de 0,7 mm/año. A partir 8,0 Ma, una intensa actividad volcánica dio lugar a la depositación del Miembro Llacao discordantemente sobre las secuencias anteriores. La Formación Tarqui alcanza un espesor máximo de 500 m, los cuales fueron depositados entre 8,0 y 5,1 Ma dando como resultado una tasa de sedimentación de 0,17 mm/año.

3.6.3 ESTIMACIÓN DE LA TASA DE ACORTAMIENTO

En base al análisis de los perfiles a lo largo de las latitudes 9695000 y 9691000 (Mapa 2), se ha determinado aproximadamente que el ancho de la cuenca antes de la etapa compresiva habría sido de 12,6 km o inclusive un poco mayor. Actualmente el ancho de la cuenca es de aproximadamente 8,8 km, la diferencia entre estos es de 3,9 km que corresponde al acortamiento de la cuenca y es equivalente 30,5%.

Tomando en cuenta que la etapa compresiva se desarrolló mayormente entre los 8,7 a 8,0 Ma (0,7 Ma), se ha calculado una tasa de acortamiento de 5,5 mm/año.

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS TECTÓNICO

4.1 INTRODUCCIÓN

Tomando en cuenta el trabajo realizado por Lahuathe (2005), las fallas y unidades tectónicas presentes en el área de Cañar tienen su prolongación en la depresión de Azogues, es así que podemos hablar de las Fallas Ingapirca-Toray y Honorato Vásquez-Deleg como estructuras principales y de las Unidades Tectónicas Cocha Huma-Azogues, Ingapirca-Toray y Cañar-Deleg.

En este capítulo se describen las estructuras tectónicas que atraviesan el área de estudio de norte a sur, y definen un patrón de deformación el cual pudo haber estado relacionado a un plano de despegue presente en profundidad. A partir de la información que se obtiene de los estratos deformados, se puede tratar de determinar la profundidad a la cual posiblemente se encontraba este nivel de despegue, mediante la utilización del modelo de área de exceso versus profundidad del plano de despegue. La aplicación de este modelo es descrito en el apartado 4.3.

4.2 ESTRUCTURAS

4.2.1 ESTRUCTURAS REGIONALES

4.2.1.1 Falla Deleg

La Falla Deleg tiene un rumbo aproximado N-S y cambia ligeramente a un rumbo N20°E en la parte sur del área de estudio. Puede ser vista en fotografías aéreas como un lineamiento que aproximadamente sigue paralelo al río Deleg. La configuración es de una falla vertical a sub vertical que en profundidad puede adoptar un buzamiento hacia el este, para conectarse a un plano de despegue profundo, buzante al este.

La prolongación de la Falla Deleg hacia el norte del área es inferida ya que probablemente pone en contacto tectónico a las formaciones Turi y Mangán (Ver cortes geológicos). En el área de Cañar, Lahuathe (2005) pone en evidencia el contacto fallado entre las formaciones Turi y Mangán en 735000 – 9717900. Este contacto es a través de la Falla Honorato Vásquez, cuya actividad provocó pliegues monoclinales en ambas formaciones.

La falla constituye un límite muy importante separando franjas con estados de deformación diferente, esto es visto en el área del presente trabajo, en el área de Cañar (Lahuathe, 2005) y hacia el sur en el área de Girón (Bourgois pers. com.), lo que permite suponer que la Falla de Deleg es una estructura ya existente antes de la formación de la cuenca de Cuenca, y posiblemente esta relacionada con estructuras del basamento metamórfico. En el área de Girón - Santa Isabel, los depósitos del Grupo Saraguro se esparcen por toda el área y son atravesados por la Falla de Girón, que podría ser la prolongación hacia el sur de la Falla Deleg. Esto es evidenciado por el diferente estado de deformación a cada lado de la falla. Hacia el este de la estructura, los depósitos volcánicos del Grupo Saraguro se encuentran deformados, mientras que hacia el oeste los depósitos no presentan deformación. (Bourgois pers. com.)

En la franja situada al oeste de la falla, están presentes las formaciones Turi y Mangán de edad Mioceno Medio Tardío, no existen rastros de formaciones más antiguas que la Formación Mangán. Estas formaciones se encuentran en posición subhorizontal, con ligeros buzamientos hacia el oeste a medida que se aproximan al trazo de la falla (pliegues de arrastre). En la franja situada al este de la falla, están presentes las formaciones Biblián, Loyola, Azogues y Mangán, las cuales se encuentran deformadas constituyendo el anticlinal regional de Biblián. Estas formaciones presentan buzamientos de hasta 60° hacia el oeste a medida que se aproximan al trazo de la falla.

La falla funcionó como un control tectónico muy importante durante la depositación de la secuencia sedimentaria de la cuenca, ya que acomodó la mayor parte de la subsidencia en las épocas de Biblián, Loyola, Azogues y parte de Mangán. En la etapa compresiva, la falla es invertida presentando

una actividad relativamente baja, constituyéndose en una estructura importante que limitó la deformación de la secuencia sedimentaria presente al este. Se interpreta que el plegamiento de la secuencia sedimentaria dio lugar a la formación de un alto topográfico de dirección N-S, que habría actuado como una barrera que impidió la depositación del Miembro Santa Rosa hacia el este. También restringió parcialmente la depositación del Miembro Turi, ya que depósitos aparentemente pertenecientes a este miembro, se ubican sobre el trazo de la falla y hacia el este sobreyaciendo depósitos de Mangán. Al final de la etapa compresiva, la actividad de la falla se incrementó poniendo en contacto tectónico a las formaciones Turi y Mangán.

En conclusión, la Falla Deleg actuó como una falla normal, presentando una actividad muy importante durante la etapa de extensión E-O. En la etapa compresiva, la falla es invertida presentando una actividad baja y actuando como una estructura que limitó la deformación de la secuencia sedimentaria. La actividad de esta estructura es sellada por el Miembro Llaico con una edad mínima del Mioceno Tardío (7.4 ± 0.6 Ma).

4.2.1.2 Falla Toray

La Falla Toray puede ser trazada desde el sector sur con una dirección N10°E cambiando a una dirección N10°O en el sector de Javier Loyola. La falla corta el flanco este del anticlinal regional de Biblián en una posición relativamente próxima al eje del pliegue. La Falla Toray es la prolongación hacia el sur de la Falla Ingapirca, por lo que puede ser llamada como Falla Ingapirca-Toray.

Las fallas Ingapirca y Peltetec convergen en el área de Cañar, provocando que la Unidad Punín se acúñe. En el área de Azogues, estas fallas forman una sola y continúan su trazo con el nombre de Falla Toray. De acuerdo a lo anterior, la Falla Toray también estaría asociada con fallas del basamento metamórfico, jugando un papel importante en la etapa compresiva.

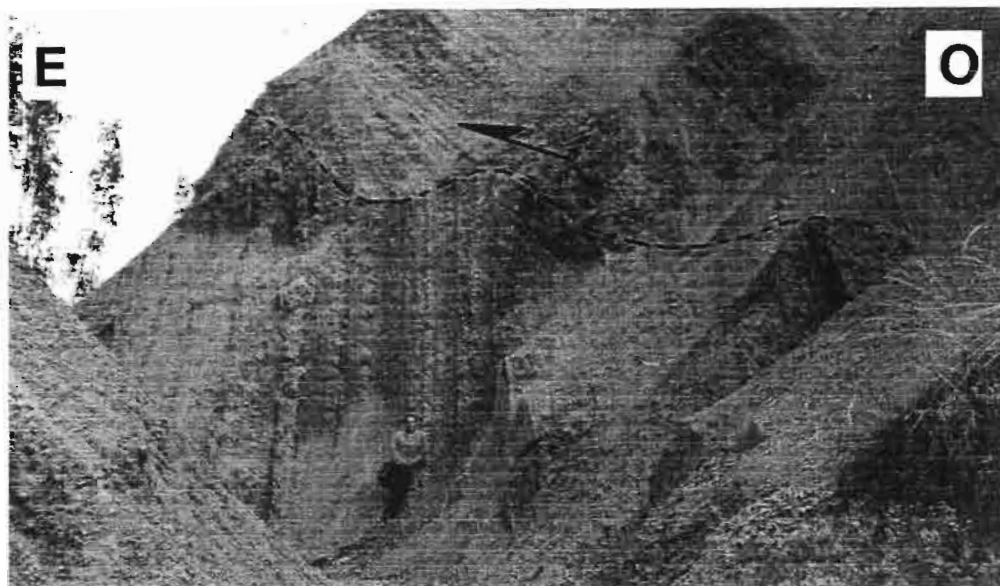
La presencia de depósitos volcánicos del Grupo Saraguro al este de Biblián, hace pensar que estos depósitos pueden tratarse como un lente tectónico, producto de movimientos de rumbo a lo largo de la Falla Ingapirca – Toray. Lentes tectónicos también relacionados a la Falla Ingapirca – Toray, fueron observados por Lahuathe (2005) en el área de Cañar. Estas observaciones favorecen la interpretación que la Falla Ingapirca – Toray, jugó un rol importante durante la etapa transpresiva, presentando movimientos inversos con componentes de rumbo.

Rasgos asociados a esta estructura pueden ser observados en el sector de las quebradas Toray y Agua Sucia al este del Cojitambo. En estos sectores los depósitos de Loyola se encuentran fallados y plegados, presentando cambios de buzamiento notables. En la quebrada Agua Sucia (736428 – 9697593), la falla esta afectando a la Formación Loyola, y es evidenciada por el cambio de un buzamiento abrupto en el compartimiento oriental a un buzamiento moderado en el compartimiento occidental. En 736554 – 9697258 una situación similar pone en contacto lutitas con buzamientos al oeste, sobre lutitas con estratificación vertical (Fotografía 4.1 A). Esta configuración se asemeja a una falla de cabalgamiento. Hacia el sur, las lutitas se presentan plegadas en las cercanías del trazo de la falla (Fotografía 4.1 B). Se interpreta que estos rasgos estuvieron relacionados a la actividad de la Falla Toray.

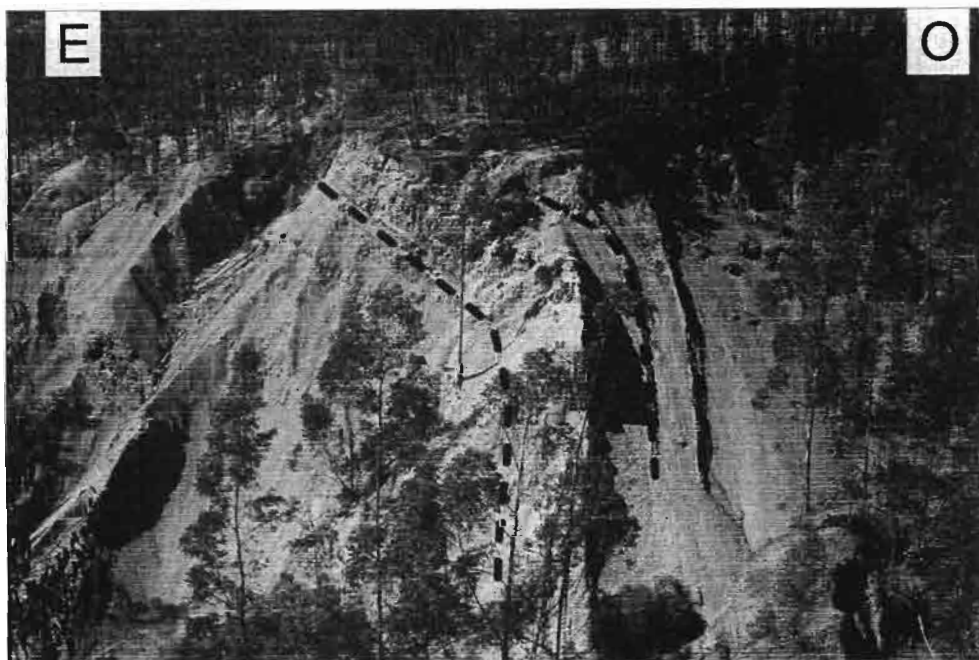
En el sector de Rivera Potrero (735930 – 9707038) al noreste del área, un clivaje de fractura penetrativo se desarrolla en tobas acidas de la Formación Tarqui, con una dirección N15°E buzando 87°E. Hacia el sur de este punto a lo largo del trazo de la falla, los depósitos de Tarqui presentan sistemas de diaclasamiento de direcciones N33°O y N22°E, con un sistema de vetillas de dirección N85°E. De la interpretación de estos rasgos se deduce que la Falla Toray estaría relacionada indirectamente con estas estructuras menores, ya que serían el resultado de un reajuste isostático después de un período glacial.

En el sector de Biblián, específicamente al lado este, los depósitos de Saraguro están deformados y desarrollan un clivaje de fractura de dirección NS con buzamientos entre 58° y 90°E, inclusive capas de sedimentos rojos presentan

estratificación vertical. Estas evidencias habrían estado relacionadas directamente a la actividad de la Falla Toray.



A.



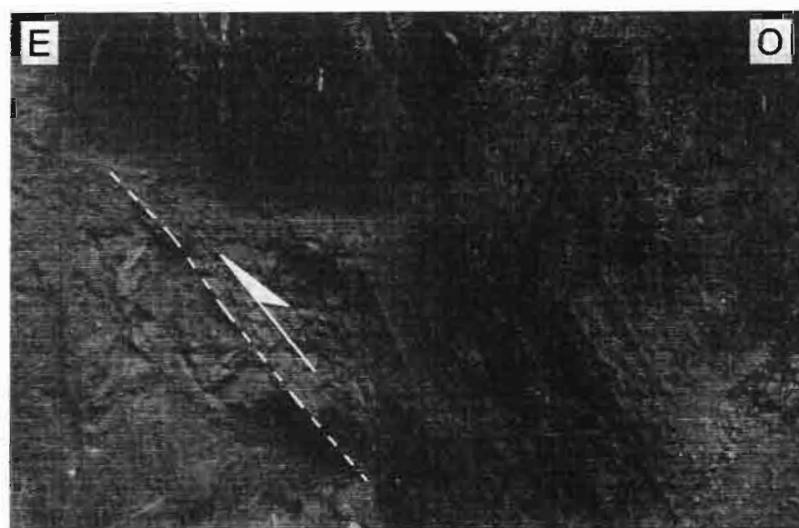
B.

FOTOGRAFÍA 4.1. A. Falla inversa menor posiblemente asociada a la falla Toray, observada en el sector de la Quebrada Agua Sucia (736554 – 9697258). B. Plegamiento asociado a la falla Toray.

Al parecer la Falla Toray es el resultado de la deformación compresiva, que se formó o posiblemente reactivó para dar solución a los problemas de espacio durante el plegamiento de las series sedimentarias.

4.2.1.3 Falla San Miguel

Una serie de afloramientos de fallas inversas están presentes al este del área de estudio.



A



B

FOTOGRAFÍA 4.2. A. Falla inversa afectando a la Formación Yunguilla (740286 – 9691366). B. Falla inversa poniendo en contacto depósitos coluviales antiguos con depósitos brechados de la Formación Yunguilla (741070 – 9693140).

De acuerdo a los rumbos de afloramientos de fallas en 740286 – 9691366 (Fotografía 4.2 A), 741070 – 9693140 (Fotografía 4.2 B) y 741734 - 9695004, se puede interpretar que estas fallas se alinean en una dirección NE-SO con buzamientos al noroeste. Estas fallas tienen un funcionamiento inverso y están afectando principalmente a la Formación Yunguilla. El tramo de falla comprendido entre los puntos 740286 – 9691366 y 741070 – 9693140,

atraviesa depósitos de la Formación Loyola que se extienden hacia el sector de San Juan Bosco. Estos depósitos no presentan evidencias de haber sido afectados por esta estructura, implicando que la Falla presentó una actividad pre-miocénica.

Otros rasgos posiblemente asociados a la Falla San Miguel, corresponden a una serie de fallas locales que se presentan en la parte sureste del área de estudio, a lo largo del camino lastrado desde el Descanso a San Cristóbal (738587 – 9687836). Los depósitos afectados por estas fallas presentan litologías similares a los depósitos del Grupo Saraguro (Fotografía 4.3).

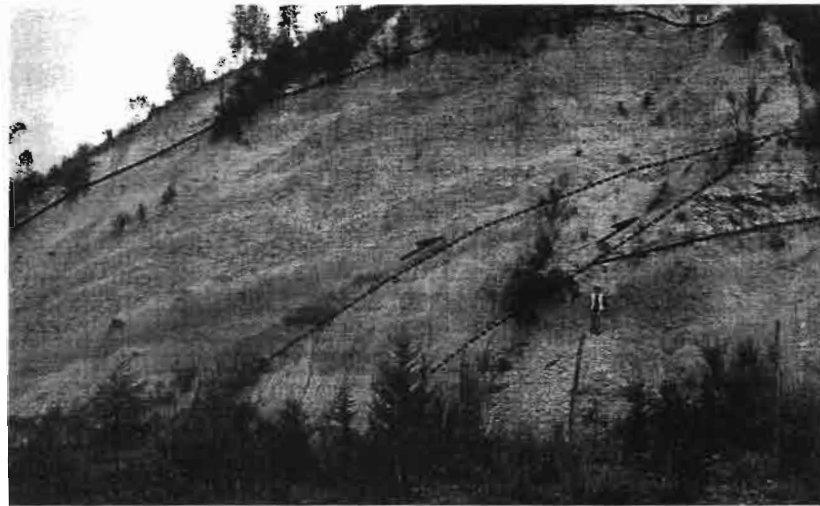
Las fallas inversas observadas en 738927 – 9687974 (Fotografía 4.3 A) presenta un rumbo N10°O con un buzamiento de 48°E, y movimientos inversos con componentes de rumbo siniestral. Esta falla afectó a un capa tobácea, produciendo un salto vertical de alrededor de 10 m.

Las fallas observadas en 738587 – 9687836 (Fotografías 4.3 B y C), están presentes en un mismo afloramiento. La falla inversa de la fotografía 4.3 B, presenta un rumbo de N42°E con un buzamiento de 87° al SE, y está afectando a un paquete de lavas produciendo un desplazamiento de alrededor de 5 a 6 m. La falla también afecta a un suelo incipiente provocando un salto de alrededor de 50 cm, desplazamiento que puede ser interpretado como el efecto de un reajuste isostático. Las fallas normales (Figura 4.3 C) presentan rumbos diferentes (N29° y N50°) con buzamientos mayores a 70° al SE.

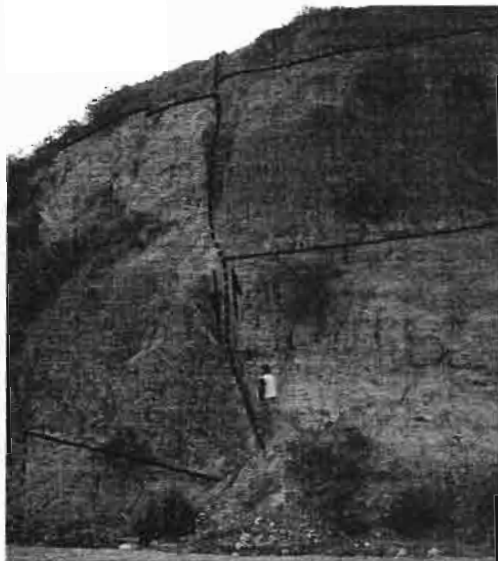
Estas fallas se encuentran en la prolongación de la Falla San Miguel hacia el sur, pero presentan diferencias en cuanto se refiere a la cinemática. Debido a que estas fallas presentan un desarrollo local y están afectando a depósitos del Grupo Saraguro, se interpreta que funcionaron contemporáneamente con la Falla San Miguel.

De acuerdo a los rasgos observados, la Falla San Miguel posiblemente puede ser parte de la Falla Santa Ana-Tahual propuesta por Steinmann (1997). Sin embargo hay que notar, que en el área de estudio, el trazo de la Falla Santa

Ana – Tuhual se encuentra desplazado hacia el este con respecto a la Falla San Miguel.



A



B



C

FOTOGRAFÍA 4.3. Sistema de fallas menores afectando a los depósitos volcánicos del Grupo Saraguro. A. juego de fallas inversas (738927 – 9687974). B y C. Fallas inversas y normales presentes en un mismo afloramiento (738587 – 9687836).

4.2.1.4 Falla de San Antonio

Una zona de falla de aproximadamente 300 m de ancho, esta bien expuesta a lo largo del camino Azogues-Pindilig (747945 - 9704622) y a lo largo del camino Azogues-Paute (745878 – 9699142). Estos sectores se alinean formando una estructura de dirección NE-SO, que constituirían la Falla de San Antonio de Litherland et al. (1994). Estos rasgos se encuentran fuera del área

de estudio pero fueron reconocidos en dos travesías realizadas con el Dr. Jacques Bourgois, y la compañía de los ingenieros Wilmer Vaca y Juan Lahathe.

Esta estructura pone en contacto fallado a los sedimentos de la Formación Yunguilla ubicada al oeste con la Unidad Maguazo ubicada al este.

Observaciones realizadas sobre espejos de falla especialmente en la Unidad Maguazo ponen en evidencia movimientos de rumbo dextral a lo largo de la estructura. Una reactivación de esta estructura es evidenciada por la presencia de movimientos normales afectando a los depósitos volcánicos de Tarqui.

4.2.1.5 Anticlinal Regional de Biblián

La mayor parte de la estructura aflora principalmente entre las Fallas Deleg y Toray, y afecta a todas las series de relleno de la cuenca (Biblián – Mangán).

Desde la parte central y hacia el sur, la erosión de la charnela ha dejado un valle alargado de dirección N-S, donde está expuesta la Formación Biblián y un escarpe abrupto formado por depósitos de la Formación Azogues. Hacia el norte, la mayor parte de la estructura está cubierta por depósitos coluviales, dejando afloramientos locales de las formaciones Biblián, Loyola y Mangán. En el sector de Biblián, los depósitos sedimentarios presentan una mayor deformación.

El diagrama de rosas de la figura 4.1, muestra una dirección aproximada N-S para el eje del anticlinal regional de Biblián. En la realización de los diagramas de la figura 4.1, se han utilizado 39 datos de rumbo y buzamiento medidos en los flancos del pliegue.

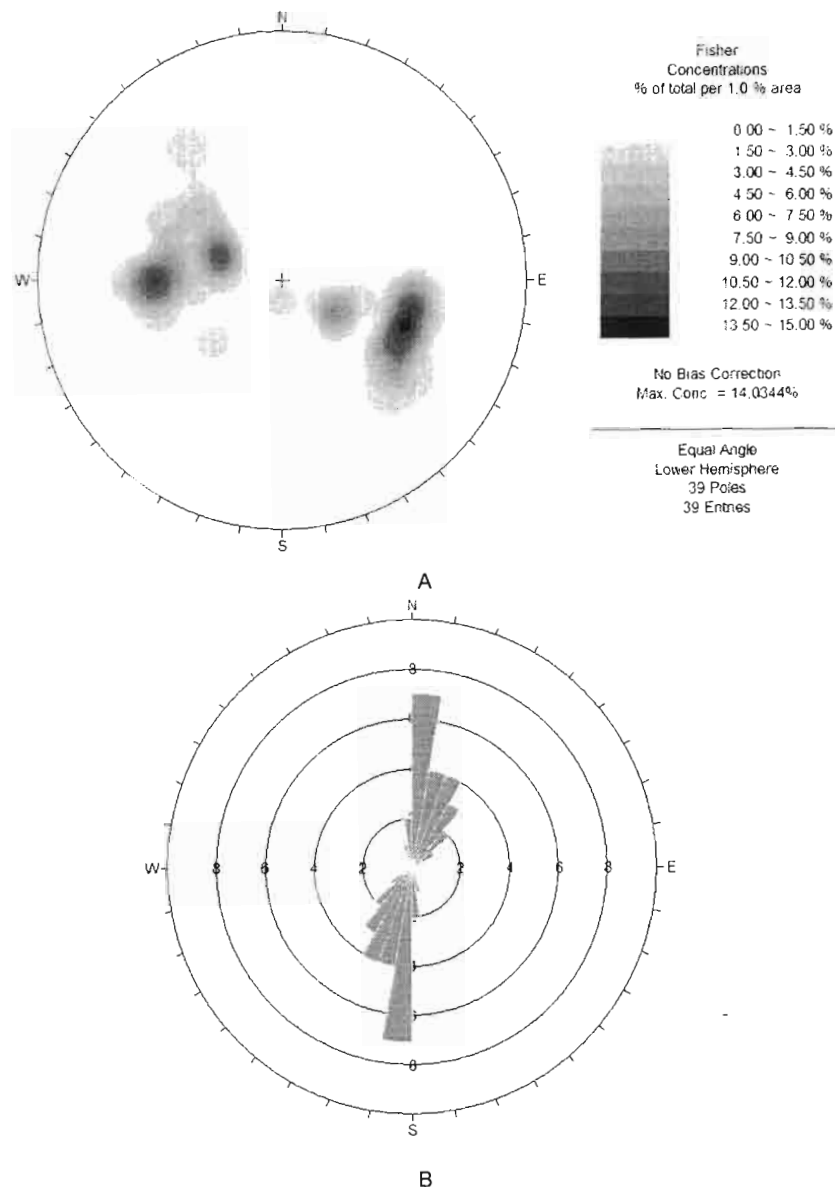


FIGURA 4.1. Ploteo de planos de estratificación del anticlinal mayor de Biblián. A. Diagrama de distribución de polos mostrando un pliegue con eje subhorizontal. B. Diagrama de rosas mostrando una orientación N-S para el eje del anticlinal regional de Biblián.

4.2.1.6 Sinclinal de Azogues

Conforma el valle donde actualmente está asentada la ciudad de Azogues. Esta constituida por las formaciones Biblián, Loyola y Azogues.

El sinclinal presenta un valle plano y amplio en el sector de Azogues estrechándose hacia el sur en el sector del Descanso. Los flancos presentan pendientes suaves a moderadas al este y pendientes abruptas al oeste. La

forma del valle y los flancos del sinclinal asemeja la forma de un pliegue en caja.

La configuración del sinclinal se vuelve complicada hacia el norte, a lo largo del camino Azogues-Biblián. El flanco occidental pierde definición, y una serie de plegamientos menores se desarrollan afectando a la secuencia sedimentaria, vistos principalmente en depósitos de la Formación Loyola.

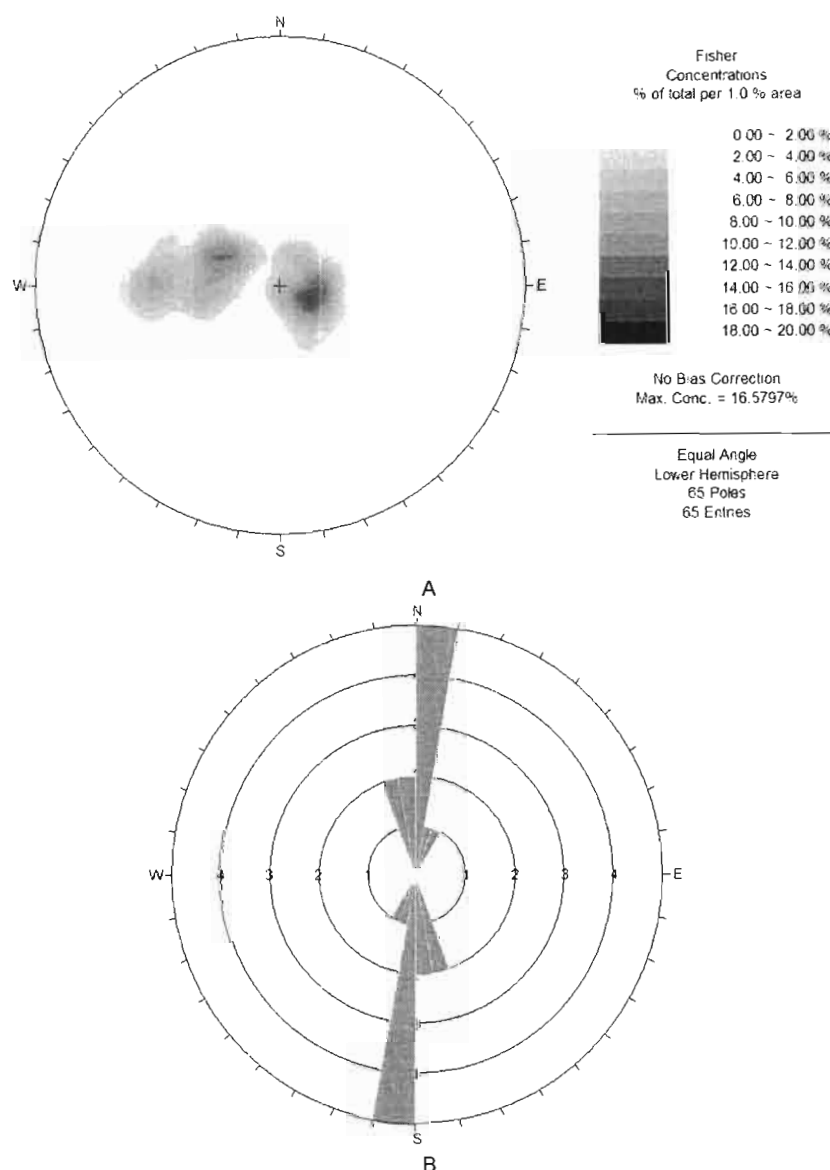


FIGURA 4.2. Ploteo de planos de estratificación del sinclinal de Azogues. A. Diagrama de concentración de polos mostrando un sinclinal con eje subhorizontal. B. Diagrama de rosas mostrando una orientación N-S para el eje del sinclinal de Azogues.

El diagrama de rosas de la figura 4.2 muestra una dirección N-S para el eje sinclinal de Azogues. En la realización de los diagramas de la Figura 4.2, se

han utilizado 65 datos de rumbo y buzamiento medidos en los flancos del pliegue.

4.2.2 ESTRUCTURAS MENORES

4.2.2.1 Falla Cojitambo

La Falla Cojitambo es un lineamiento que puede ser observado claramente en imagen satelital (Figura 4.3) desde el Cojitambo hacia el norte. El lineamiento inicia con una dirección N-S y se divide en dos ramales uno de los cuales cambia paulatinamente a una dirección E-O, para terminar su trazo en las rocas volcánicas situados al este de Biblián.

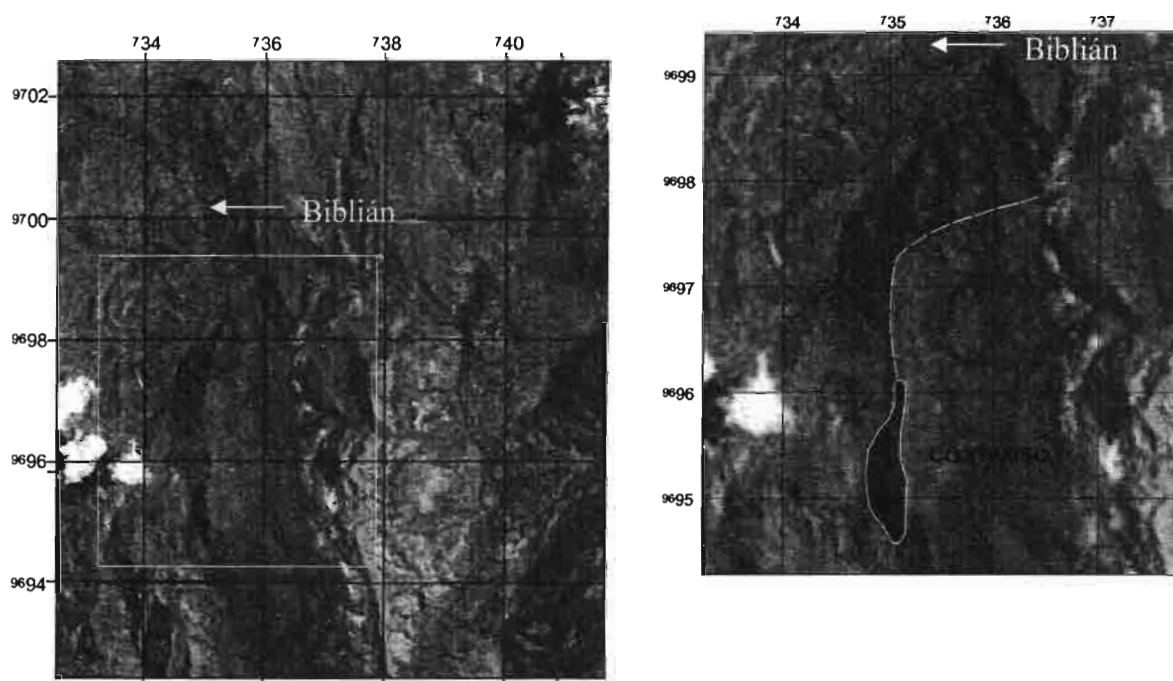


FIGURA 4.3 Imagen satelital del sector comprendido entre El Cojitambo y Biblián.

La Falla del Cojitambo posiblemente es el resultado de la transpresión local manejada a través del movimiento dextral de la Falla Toray en los alrededores de Biblián, y actuó como un conducto por el cual tuvo lugar la intrusión del Cojitambo, además es la causante para traer a la superficie a rocas volcánicas del Grupo Saraguro.

La falla tiene un desarrollo local y posiblemente puede tener una prolongación hacia el sur del Cojitambo.

4.2.2.2 Falla Río Burgay

Esta falla se interpreta a partir de la prolongación de un lineamiento visto en fotografías aéreas. Este lineamiento sigue paralelo al río Burgay, y se une con la Falla Toray en el sector de Huarangu Grande.

Un rasgo de falla presente en el sector de la quebrada Huabanas al sur de Azogues (740065 – 9694804, fotografía 4.4), posiblemente está relacionado a la Falla Burgay. En este sector la falla presenta una dirección **NNE** buzando **77°E**. Pequeños pliegues de arrastre se desarrollan a ambos lados de la falla.



FOTOGRAFÍA 4.4. Falla inversa afectando al Miembro Guapán, sector Quebrada Huabanas (740065 – 9694804)

Posiblemente constituye un rasgo menor de la Falla Toray, que se formó en el período de compresión durante el cierre de la cuenca o después.

4.2.2.3 Franja de deformación Biblián

Un estilo de deformación complicado se presenta en los alrededores del sector donde convergen las fallas del Cojitambo y Toray, las cuales traen a la superficie los depósitos volcánicos de Saraguro.

Esta franja presenta las condiciones más difíciles para la interpretación. Se desarrolla principalmente desde la Falla Deleg hacia el este de Biblián. En este sector afloran depósitos del Grupo Saraguro y las series de relleno sedimentario de la cuenca. La Falla Toray divide a esta franja en dos subregiones, al este los depósitos sedimentarios presentan plegamientos suaves, a excepción del sector del puente del tren sobre el Río Burgay donde se tienen pliegues anticlinales bien desarrollados. Al oeste, además del plegamiento principal, los depósitos presentan plegamientos y fallamientos menores. Es en este sector donde se desarrolla principalmente la Falla Cojitambo.

La deformación presente en este sector estaría relacionada con una franja de transpresión local desarrolla a lo largo de la Falla Toray. La configuración actual es debida principalmente a la confluencia de varios sistemas de fallas como son las fallas Deleg, Toray y Cojitambo. La cinemática de estos sistemas produce un esquema de deformación complicado en relación al resto del área.

4.3 PLANO DE DESPEGUE

En el área de estudio, la cuenca de Cuenca presenta una configuración asimétrica con un depocentro próximo a la Falla Deleg y una fuente de sedimentos ubicada al este. La Falla Deleg es una falla vertical y constituye un límite que separa compartimentos con estados de deformación diferente. Al este de la estructura, la secuencia sedimentaria está plegada, mientras al oeste, tanto la secuencia sedimentaria como los depósitos del Grupo Saraguro no presentan deformación. Esto permite interpretar que la Falla Deleg funcionó como un límite importante durante el desarrollo de la cuenca. En la etapa

extensiva manejó la subsidencia de la cuenca, mientras en la etapa compresiva constituyó un límite para la deformación. Además, durante el desarrollo de la cuenca, se puede notar que tanto en la etapa extensiva como en la etapa compresiva los esfuerzos principales dentro de la cuenca presentaron una dirección E-O.

Las observaciones anteriores, permiten interpretar que el desarrollo de la cuenca está relacionado a un plano de despegue a través del cual se produjo el desplazamiento en las etapas compresiva y extensiva, y que la Falla Deleg estuvo asociada a este plano.

Para tener una mejor idea de la profundidad del plano de despegue en la etapa compresiva, el modelo descrito por Epard et al. (1993), permite calcular la profundidad de dicho plano. Este modelo es descrito a continuación.

4.3.1 Modelo para el cálculo de la profundidad del detachment: área de exceso y profundidad de detachment (Epard et al., 1993)

Según Epard et al. (1993), varios estilos de deformación son el resultado del desplazamiento sobre un horizonte de detachment (Figura 4.4), cuya profundidad puede ser determinada en base al ploteo del área de exceso en función de la profundidad a un nivel de referencia para varios horizontes estratigráficos en un pliegue compresional. Este ploteo reproduce una línea que da información de la profundidad del detachment, esta línea es representada por la ecuación de una recta, cuya pendiente corresponde al valor del desplazamiento sobre el detachment y la intercepción con el eje de profundidad corresponde al valor de la profundidad del detachment.

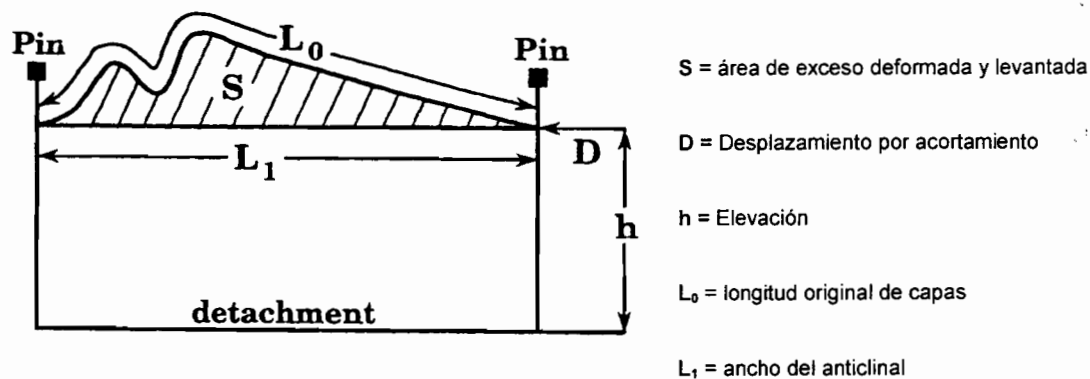


FIGURA 4.4. Balance de área de exceso para el desplazamiento sobre un horizonte de detachment (Tomado de Epard et al., 1993)

El área de exceso es representada por la ecuación:

$$S = D \cdot h$$

La solución de la ecuación puede ser obtenida gráficamente (Figura 4.5) a partir de la representación del área de exceso (S) como función de la profundidad de detachment (h). En este gráfico la ecuación es una línea recta que tienen dos propiedades importantes, esta pasa a través del origen, y el valor de la pendiente de esta línea es el desplazamiento (D).

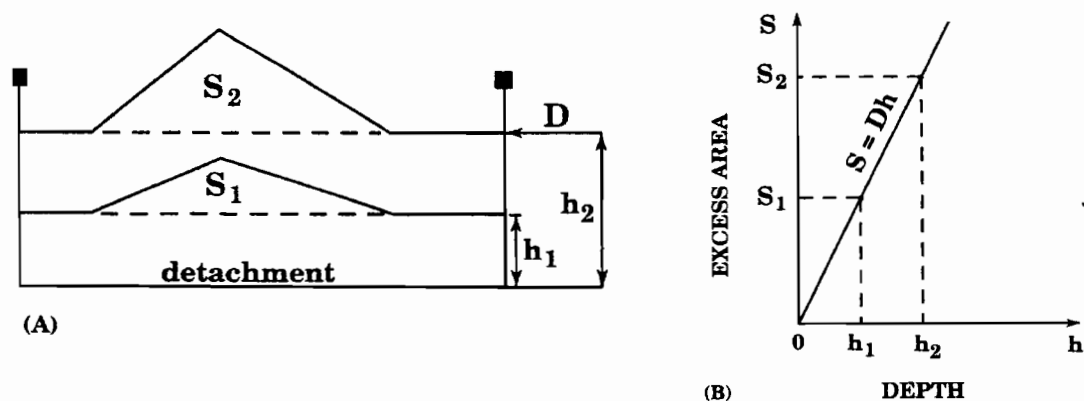


FIGURA 4.5. Balance de área de exceso en dos niveles en un anticlinal de área constante. A. corte, B. Diagrama área de exceso (Tomado de Epard et al., 1993)

En el caso donde el desplazamiento y el nivel de detachment son desconocidos, pero la información geológica es suficientemente buena para medir el área de exceso con respecto a un mínimo de dos niveles, el método resulta muy útil.

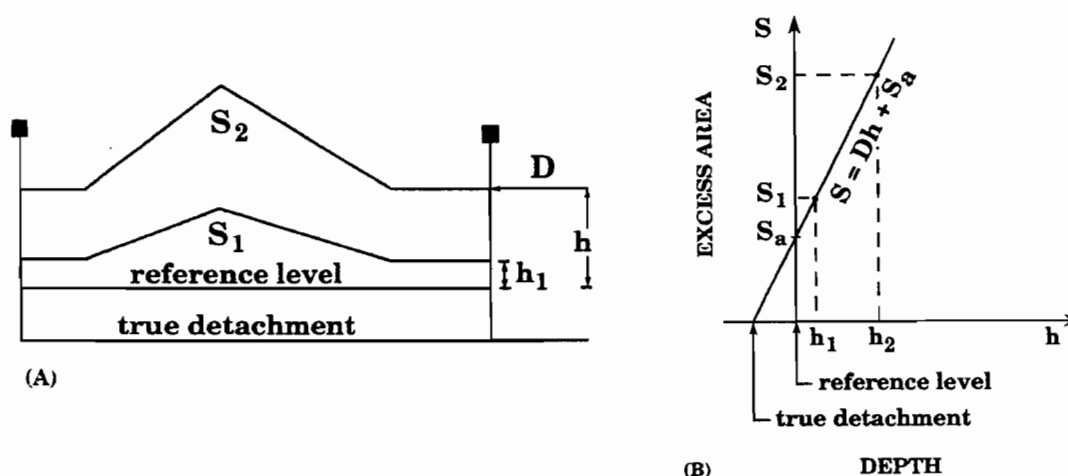


FIGURA 4.6. Balance de área de exceso en dos niveles donde la profundidad del horizonte de detachment es desconocido. A. Corte, las profundidades son medidas desde el nivel de referencia; B. Diagrama de área de exceso (Tomado de Epard et al., 1993).

Las mediciones de la elevación h , son hechas con respecto a un nivel de referencia arbitrario. El resultado de las mediciones es una línea de ecuación general:

$$S = Dh + S_a$$

Si la línea pasa a través del origen ($S_a = 0$), esto significa que el nivel arbitrario es el verdadero nivel de detachment. Si la línea no pasa a través del origen (Figura 4.6 B), el nivel arbitrario no es el verdadero detachment. La línea intercepta el eje h en $S = 0$, dando el punto que representa el verdadero detachment. La distancia entre el verdadero detachment y el nivel arbitrario se determina directamente del gráfico. Si la línea intercepta la parte negativa del eje h , el verdadero nivel de detachment esta bajo el nivel de referencia. Si la línea intercepta la parte positiva del eje h , el verdadero detachment esta sobre el nivel de referencia.

4.3.2 Aplicación del método gráfico en el área de estudio

Para la aplicación del método descrito anteriormente, se ha utilizado el perfil geológico a través de la latitud 9691000, en la figura 4.7 se muestra parte del perfil y los niveles de referencia utilizados con sus respectivas cotas. También se muestra el área de exceso tomado para la Formación Azogues.

Las mediciones fueron realizadas con la ayuda del software AutoCad 2004 y los resultados se presentan en la tabla 4.1. Se debe notar que no se tomó en cuenta al Miembro Guapán, debido a que este miembro tiene un desarrollo local, a diferencia del resto de formaciones que presentan una distribución regional. De igual manera se descartó a la Formación Mangán, debido a que esta se desarrolla únicamente al oeste de la Falla Toray y no se tiene información de la continuidad de las capas.

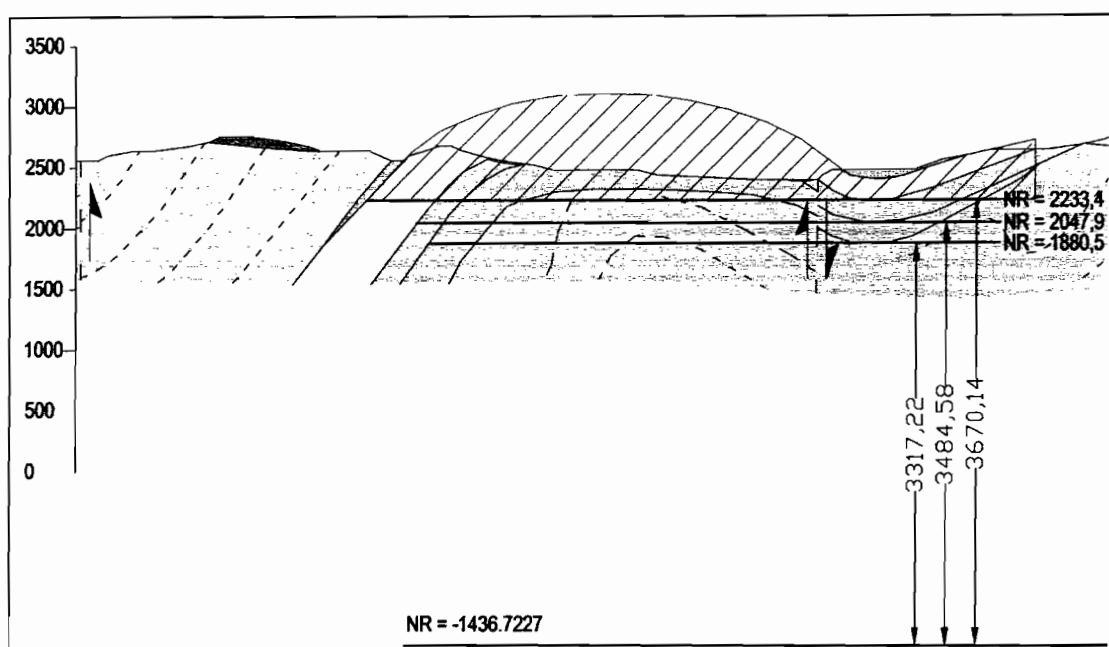


FIGURA 4.7. Ampliación del perfil 9691000, utilizado para la obtención de valores de área de exceso, y elevación con respecto al nivel de referencia. En esta figura se muestra el área de exceso para la Formación Azogues.

	S	h	S	h
Formación	Área (m ²)	Elevación (m)	Área (km ²)	Elevación (km)
Azogues	3090609.63	3670.1416	3.0906	3.6701
Loyola	2847762.78	3484.5788	2.8478	3.4846
Biblián	2610514.29	3317.2219	2.6105	3.3172

Tabla 4.1 Resultados de las mediciones de áreas realizadas con el programa AUTOCAD 2004.

Para obtener la ecuación de la recta, se aplicó una regresión lineal (método de mínimos cuadrados) a los datos de la tabla 4.1. La recta queda perfectamente definida con datos de los tres niveles estratigráficos, y es la siguiente:

$$S = 1,3594h - 1,8956$$

Para $S = 0$, la recta intercepta la parte positiva del eje h en 1,4, el nivel de detachment verdadero se encuentra a 1,4 km sobre el nivel de referencia. Con estos resultados, el plano de despegue se habría ubicado a 3,6 km de profundidad, situación que no refleja la realidad.

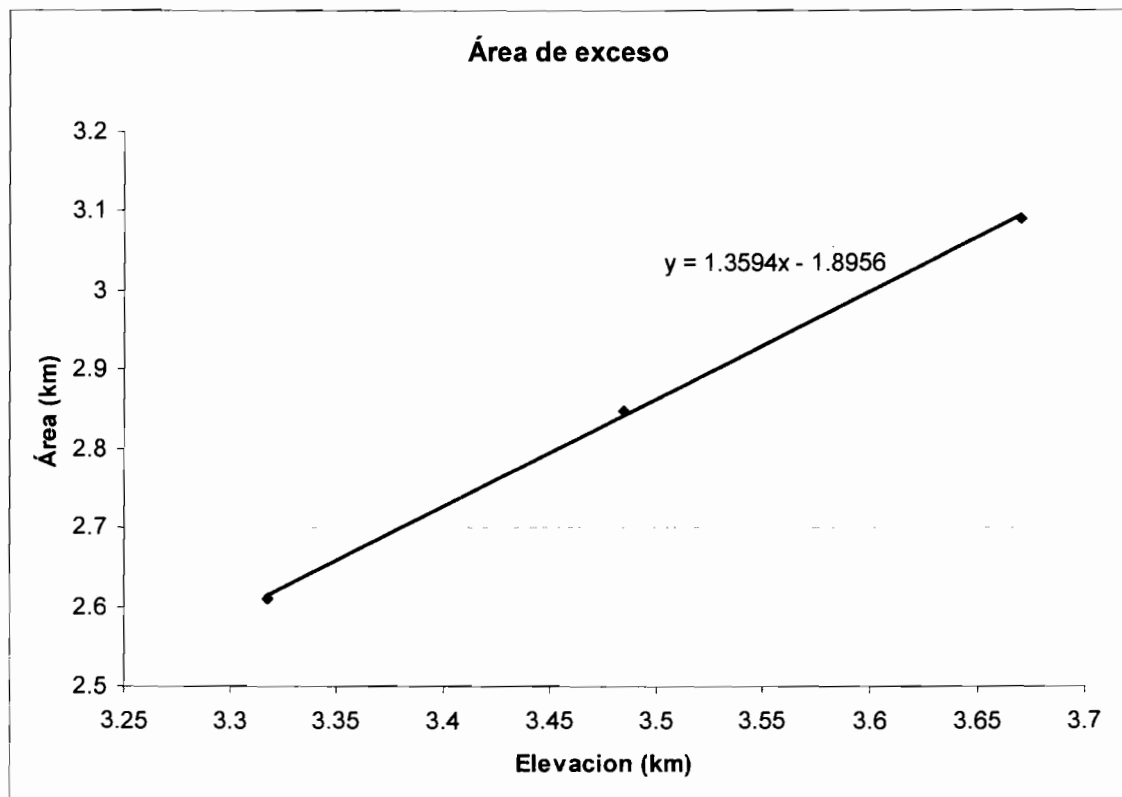


FIGURA 4.8. Diagrama del área de exceso para el área de estudio.

Tomando en cuenta el espesor de los sedimentos próximo a la Falla Deleg, el plano de despegue tendría que haberse ubicado en un nivel más profundo. Estos resultados indican que para realizar un cálculo más preciso y verdadero, deben tomarse en cuenta algunas consideraciones relacionadas a la distribución de la Formación Mangán como por ejemplo: la extensión original de los depósitos. Adicionalmente, el acortamiento de la cuenca calculado por el método del área de exceso es de 1,4 km, que es aproximadamente la tercera parte del acortamiento estimado en el capítulo 3.

CAPÍTULO 5

EVOLUCIÓN TECTÓNICA

5.1 INTRODUCCIÓN

Con base en las estructuras regionales presentes en el área de estudio, las deformaciones observadas en cada una de las unidades tectónicas y principalmente los resultados de análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de muestras de las formaciones Loyola y Mangán, se propone un modelo de evolución tectónica que difiere totalmente de la evolución presentada por Steinmann (1997) y en ciertos puntos va acorde con la evolución presentada por Noblet et al. (1988). El modelo propuesto abre una nueva posibilidad de interpretar el desarrollo de la cuenca de Cuenca en función de fallas regionales posiblemente conectadas a un plano de despegue, el cual funciona tanto en la fase extensiva y como compresiva.

Una serie de muestras de materiales volcánicos fueron tomadas principalmente en las formaciones jóvenes de las áreas de estudio de Cañar (Lahuathe, 2005) y Azogues, para establecer un tope de tiempo para la depositación y deformación de la secuencia sedimentaria de la cuenca. Estas dataciones, en conjunto con las dataciones por trazas de fisión obtenidas por Steinmann (1997), fueron utilizadas y discutidas en el capítulo III, para definir períodos de sedimentación y el inicio de la deformación compresiva de la secuencia sedimentaria. Las conclusiones obtenidas de esta discusión son utilizadas en el modelo propuesto.

5.2 EVOLUCIÓN

5.2.1 MODELOS UTILIZADOS

Ben-Avraham et al. (1992) afirman que fallas transcurrentes continentales son comúnmente asociadas con cuencas pull-apart de escala relativamente pequeña, pero cuencas de escala mucho más grande, las cuales no son consistentes con el modelo pull-apart, comúnmente existen adyacentes a fallas transcurrentes.

Estos autores realizaron observaciones sobre varias cuencas remarcablemente asimétricas (Cuencas Elat Deep y Dakar Deep, en el Golfo de Elat), limitadas sobre un lado por fallas transformantes y sobre otro por fallas normales correspondientes a segmentos lineares subparalelos, sugiriendo movimientos simultáneos de deslizamiento de rumbo y extensión normal a la falla transcurrente. Los autores concluyen que las observaciones realizadas son incompatibles con la teoría de fallamiento clásico y puede ser explicado a lo largo de límites de placas divergentes si la falla transformante es mucho más débil que la corteza adyacente.

Los análisis de la orientación de las direcciones horizontales de esfuerzo principal (S_H) cerca de una falla transcurrente débil incluida en una corteza firme, muestra que el movimiento de placas convergente o divergente resulta en un campo de esfuerzos caracterizados por compresión o extensión cercanamente normal a la falla transcurrente, respectivamente. La figura 5.1 muestra los resultados obtenidos por estos autores.

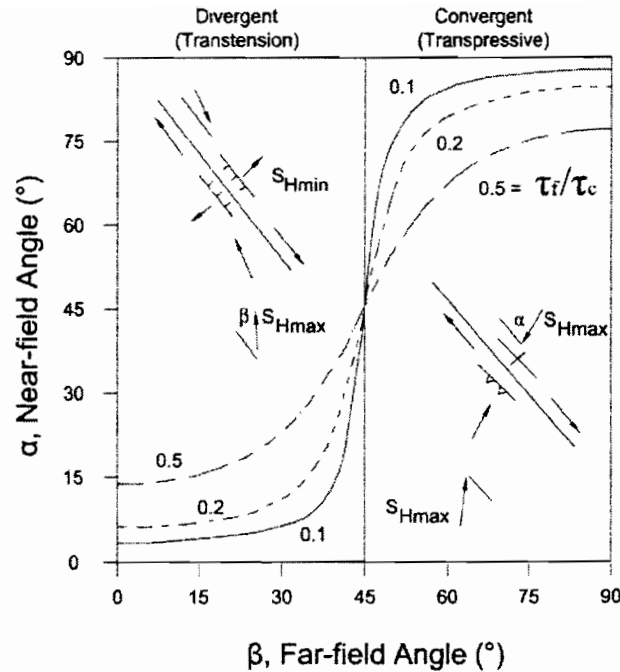


Figura 5.1. La relación entre la dirección de campo cercano y lejano del esfuerzo principal máximo puede ser determinado para diferentes valores de la fuerza promedio de la falla. Cuando la dirección de esfuerzo de campo lejano es más de 45° desde el rumbo de la transformante débil (correspondiente a movimiento de placas convergente) compresión normal a la falla ocurre cerca de la transformante. En el caso de movimiento de placas divergentes (correspondiente a un esfuerzo principal máximo de campo lejano menor que 45° al rumbo de la transformante), extensión normal a la falla ocurre (tomado y modificado de Ben-Avraham et al., 1992)

Exadaktylos et al. (2003) realizan una modelación de la deformación producida por el deslizamiento a lo largo de una zona de detachment de buzamiento suave.

Los autores determinan que en las etapas tempranas del deslizamiento se forman dos fallas normales conjugadas. La falla principal (1, figura 5.2) y la falla antitética (2, figura 5.2) tienen el mismo buzamiento en el rango de 60° a 70°, formando así un graben simétrico. La falla 1 es la principal, porque la cantidad de desplazamiento de cizalla es más grande que sobre la falla 2 (Figura 5.2, A y B).

Con el fallamiento inicial se forman tres regiones: un bloque A que permanece sin deformación; una región 1 entre las fallas conjugadas (graben simétrico), subside como un cuerpo rígido con desplazamientos vertical y horizontal debido al desplazamiento a lo largo del plano de cizalla con buzamiento a la derecha; y, región 2 que sigue el movimiento a lo largo de la base deslizante.

Con el progresivo deslizamiento de la base, una falla normal secundaria (3) con buzamiento a la izquierda se forma en la región 2 (Figura 5.2, D), guiando así al ensanchamiento de la zona de cizalla antitética. Subsecuentemente una tercera falla antitética (4) con buzamiento a la izquierda se desarrolla sobre el la región 1 (Figura 5.2, E y F).

Los autores concluyen que todas las fallas parecen ser activas hasta el término del experimento, mientras el buzamiento de todas las fallas buzantes a la izquierda parecen disminuir con la profundidad (Fallas lístricas). Adicionalmente afirman que la deformación es más localizada e intensa en la falla 1 (falla sintética) que en las fallas 2,3 y 4, el cual despliega una deformación distribuida (sistema de fallas antitéticas). Finalmente la deformación es más localizada e intensa en el límite del bloque A y la región 1, que sobre el límite entre la región 1 y 2, el cual despliega una deformación distribuida.

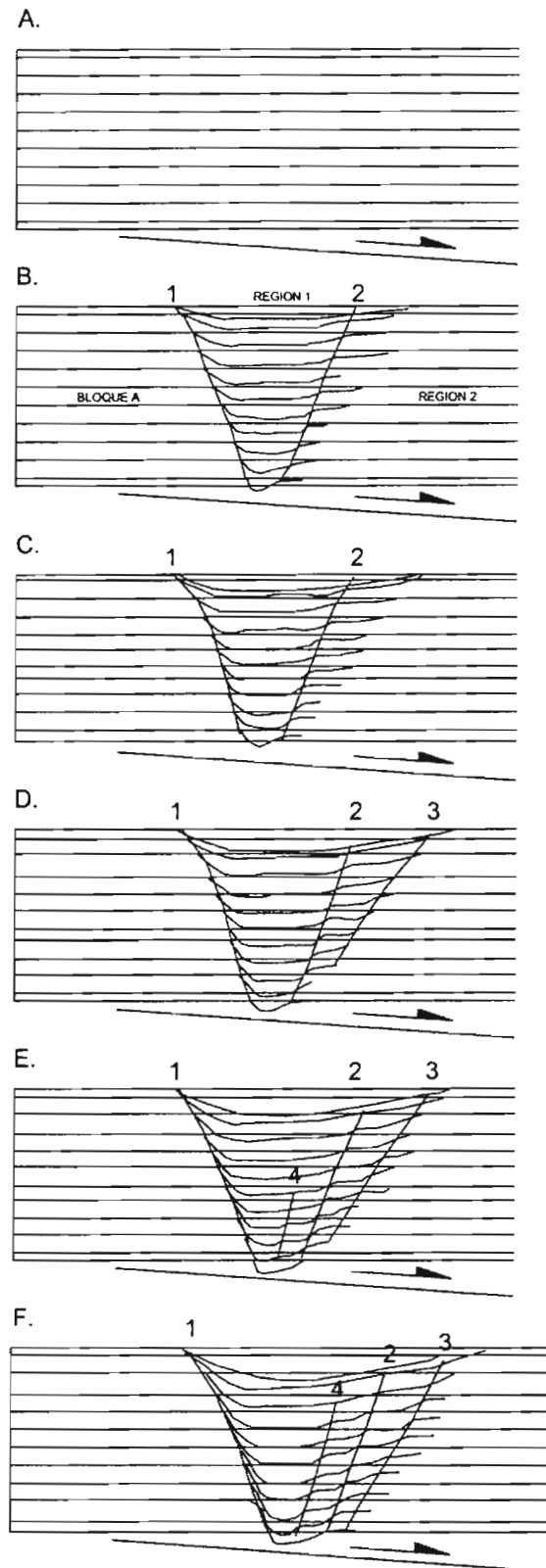


Figura 5.2. Evolución del patrón de discontinuidad estructural debido al deslizamiento a lo largo de una zona de detachment. A. Inicio del deslizamiento a lo largo de un plano de detachment de buzamiento suave; B. Formación de un sistema de fallas normales conjugadas (1 y 2). Ambas fallas tienen el mismo buzamiento en el rango de 60° a 70° grados; C. Formación de un graben simétrico durante el deslizamiento; D. Desarrollo de una falla antitética secundaria (3); E y F. formación de fallas antitéticas terciarias (4). Tomado y modificado de Exadaktylos et al., 2003.

5.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Para realizar la interpretación de la evolución de la cuenca se han tomado en cuenta las siguientes consideraciones:

1. Los resultados de los análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, demuestran que los fósiles presentes en las capas basales de la Formación Loyola y en estratos de la Formación Mangán pertenecen a un ambiente netamente continental.
2. Las formaciones ubicadas al oeste de la Falla Deleg no presentan deformaciones mayores, por lo que se interpreta que el área ubicada inmediatamente al oeste de la Falla Deleg actúa como un bloque resistente a la deformación, similar al bloque A del modelo de Exadaktylos et al. (2003).
3. Las formaciones Biblián, Loyola y Azogues están presentes sobre el este de la cuenca formando un onlap.
4. Se interpreta un incremento de espesor de las formaciones Biblián y Azogues desde el este al oeste, ubicando una zona de subsidencia próxima a la Falla Deleg.
5. El desarrollo de la Formación Mangán a ambos lados de la Falla Deleg y su ausencia total hacia el este de la Falla de Toray.
6. El mayor porcentaje de acortamiento de la cuenca se localiza entre las fallas Deleg y Toray, por lo tanto la mayor deformación durante la etapa compresiva.
7. Los diferentes estilos de deformación separados por fallas regionales (unidades tectónicas).

En la Figura 5.3 se muestra un esquema general de la evolución de la cuenca, para el tiempo de depositación de cada formación.

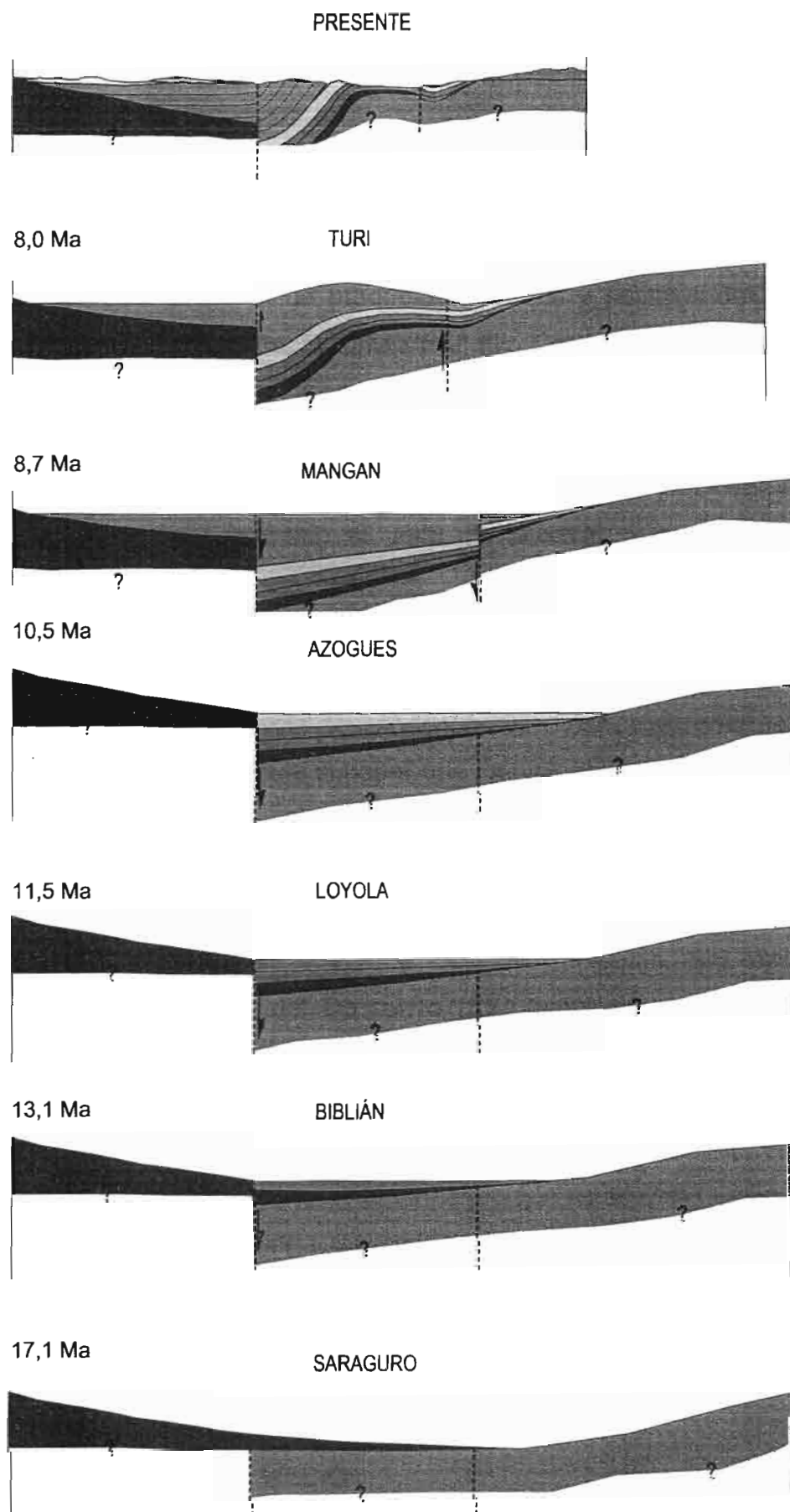


Figura 5.3 Evolución esquemática de la cuenca de Cuenca.

EOCENO A OLIGOCENO

Durante este periodo, se desarrolló una importante actividad volcánica en el arco. Esta actividad se caracterizó por la presencia de dos etapas separadas por un período de deformación y erosión. En la primera etapa, la actividad se caracterizó por la erupción de productos dacíticos y riolíticos deformados al final de Eoceno (Fm. Ocaña, U. Chulo y U. Filo Cajas). La segunda etapa, se caracteriza por una actividad predominantemente andesítica (U. Tomebamba y Fm. Chanlud; Dunkley y Gaibor, 1997). Este amplio arco volcánico continental debió haber constituido una barrera natural que separaba el Océano Pacífico de la Cordillera Real, y formó el ambiente propicio para el desarrollo de cuencas intramontañas.

Los afloramientos de rocas volcánicas en los alrededores de Biblián y el desarrollo de facies de Loyola descansando sobre depósitos volcánicos en el sector de San Miguel, permite suponer que los volcánicos de Saraguro tenían su extensión hacia el este, alcanzando el flanco oeste de la Cordillera Real, esto es evidenciado por la presencia de aporte volcánico principalmente en las capas basales de la Formación Loyola (este de la cuenca) y en La Formación Biblián en el sector de las quebrada Llavashi y Yarquín. Sin embargo, la presencia de la intrusión del Descanso (SE) también sobre yacido por la Formación Loyola, da evidencias que la actividad volcánica también se desarrollo en la Cordillera Real. La intrusión del Descanso presenta edades que varían entre 35 y 20 Ma (Steinmann, 1997), con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $33,0 \pm 0,6$ Ma (Madden et al., en prep.) confirmando que estas rocas están incluidas en el Grupo Saraguro. Estudios realizados por UNDP (1972), también reportan la presencia de depósitos probablemente pertenecientes al Grupo Saraguro en el área de San Miguel al sur de Azogues, confirmando que la actividad volcánica del Oligoceno también se desarrolló en la Cordillera Real.

MIOCENO TEMPRANO A MEDIO

Después de un período de exhumación rápida registrada en la Cordillera Real entre 23 y 15 Ma (Spikings et al, 2000), se desarrolló un período de extensión

E-O que dio lugar a la reactivación de estructuras viejas como fallas normales paralelas de dirección aproximada N-S (fallas Deleg y Toray). En el Mioceno Temprano, la extensión fue manejada principalmente a través de movimientos normales en la Falla Deleg (figura 5.3), la cual posiblemente se conecta a un plano de despegue de profundidad desconocida, provocando subsidencia tectónica y permitiendo la entrada de los primeros aportes sedimentarios (Fm. Biblián) desde el este.

A medida que avanzaba la subsidencia, se crearon las condiciones propicias para el establecimiento de un lago en el cual tuvo lugar la depositación de la Formación Loyola, representada por facies proximales (areniscas, limolitas con fósiles y localmente conglomerados) al este de la cuenca y facies distales hacia el oeste.

Posteriormente, una fuerte y continua entrada de sedimentos desde el sureste, representada por las areniscas tobáceas de la Formación Azogues desplazó el lago preexistente hacia el norte, estableciéndose un complejo patrón de intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas. Durante este período y en adelante, una importante actividad volcánica se desarrolló posiblemente en el sureste, evidenciada por el aporte volcánico presente en las areniscas de la Formación Azogues. Como resultado de la depositación de las facies de Azogues, un pequeño lago quedó aislado en la parte centro este del área, haciendo propicio la depositación de las facies del Miembro Guapán.

MIOCENO TARDÍO

En esta época, la actividad de la Falla Deleg y una relativa actividad de la Falla Toray dieron lugar a la formación de un corredor en el cual tuvo lugar la depositación de una parte de la Formación Mangán (Fig. 5.3).

Transición Extensión - Compresión

Un período de transición entre las etapas extensiva y compresiva, se desarrolla durante la depositación de la Formación Mangán. La subsidencia manejada por

la Falla Deleg comenzó a disminuir dando lugar a que las facies de Mangán se depositen hacia el oeste, sobrepasando la estructura. Las condiciones de depositación durante esta época fueron variables, y están representadas por la alternancia de capas de areniscas, limolitas, arcillolitas y capas de carbón. Además, la presencia de capas de tefra intercaladas en la secuencia de Mangán da evidencia que la actividad volcánica aún seguía latente en el área.

Deformación de las series de relleno e inversión de las estructuras

Aproximadamente entre los 8,7 y 8,0 Ma, el período compresivo ya se estableció completamente en el sur de Ecuador. La secuencia sedimentaria ubicada al este de la Falla Deleg fue deformada por plegamiento, creando una subcuenca menor al oeste de la Falla Deleg donde se tuvo la entrada de sedimentos provenientes de la Cordillera Occidental (Formación Turi). El plegamiento dio lugar a la formación de altos topográficos (anticlinal de Biblián) que impidieron el paso de los sedimentos del Miembro Santa Rosa hacia el este de la Falla Deleg. La depositación de este miembro tuvo lugar en dos subregiones (una ubicada al norte y otra ubicada al suroeste del área de estudio) separados por un alto topográfico constituido por la Formación Mangán.

A medida que avanzaba el plegamiento, las estructuras regionales fueron reactivadas e invertidas. Las fallas Deleg y Toray actuaron como fallas inversas posiblemente con componentes de rumbo. Durante esta época la Falla Toray presentó un grado de actividad relativamente mayor que la Falla Deleg, permitiendo que parte de la deformación se concentrara en el corredor limitado por estas fallas. Según las observaciones de campo realizadas, como resultado del movimiento inverso-dextral de la Falla Toray, se desarrolló actividad transpresiva en el sector de Biblián que trajo a la superficie a depósitos volcánicos antiguos del Grupo Saraguro. Al mismo tiempo se originó la falla del Cojitambo que ayudó a acomodar la deformación en este sector.

Al norte, una conexión local entre los terrenos metamórficos de la Cordillera Real (Unidad Punín) y la Unidad Tectónica Deleg, permitió la entrada de facies

del Miembro Turi hacia el oeste, con un importante componente metamórfico. Posteriormente, la actividad de las fallas Deleg y Toray levantan el corredor que limitan provocando la erosión de la charnela del anticlinal y borrando la evidencia de dicha conexión. En la parte sur, el aporte del Miembro Turi es principalmente de origen volcánico con presencia de fragmentos de pómez y areniscas tobáceas. Estas evidencias confirman la presencia del alto topográfico constituido por la Formación Mangán durante el Mioceno Tardío.

La deformación compresiva de las series de relleno sedimentario es coincidente con un período de exhumación en la Cordillera Real que tomo lugar desde los 10 Ma (Spikings et al, 2001).

Desde los 8,0 Ma, una intensa actividad volcánica se desarrolló en el sur del Ecuador, representada por los depósitos de la Formación Tarqui. Aproximadamente al mismo tiempo, la Falla del Cojitambo es el conducto a través del cual se produce la intrusión de un magma viscoso (domo del Cojitambo). La intrusión de este cuerpo volcánico provoca una deformación más local en la secuencia sedimentaria ubicada al oeste, indicando que la intrusión fue un proceso que tuvo lugar en un largo período de tiempo. Los productos volcánicos se esparcieron cubriendo discordantemente las series de relleno sedimentario de la cuenca, sellando así la etapa de deformación compresiva.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

- Al sureste del área de estudio, la presencia de depósitos volcánicos más antiguos que la secuencia sedimentaria de la cuenca, es evidenciado por:
 - El aporte volcánico presente en las capas basales de la Formación Loyola y en los depósitos de la Formación Biblián en la Quebrada Yarquín al este de Biblián y,
 - El desarrollo de la Formación Loyola descansando discordantemente sobre depósitos volcánicos en el sector San Miguel-El Descanso.

Estudios realizados en la parte sur del Ecuador, demuestran un gran desarrollo del Grupo Saraguro en estas latitudes. Algunos de estos estudios fueron realizados en la parte este del área de trabajo, entre los cuales destacan los realizados por la UNDP (1972) y Egüez y Noblet (1988). Los autores mencionados ya reportaron la presencia de depósitos volcánicos más antiguos que la Formación Tarqui en el sector entre San Miguel y El Descanso. Posteriormente, Madden et al. (en prep.) reportan una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $33,0 \pm 0,6$ Ma para la intrusión del Descanso, confirmando que la actividad volcánica del Oligoceno se desarrolló hacia el este. De acuerdo a lo anterior, los depósitos del Miembro Tarqui tendrían una extensión mucho menor, presentándose como remanentes sobre los depósitos del Grupo Saraguro. Una situación similar ocurre en los depósitos volcánicos ubicados al oeste del área, donde remanentes del Miembro Tarqui también estarían descansando sobre el Grupo Saraguro.

- Resultados de los análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, demuestran que los fósiles presentes en las capas basales de la Formación Loyola y en estratos de la Formación Mangán pertenecen a un ambiente continental.

- Las diferencias en aporte sedimentario observados en el Miembro Turi, aporte metamórfico y volcánico al norte, y exclusivamente volcánico al sur, indican que los depósitos de la parte norte presentan una distribución local, ya que hacia el área de Cañar nuevamente depósitos con un predominio de aporte volcánico están incluidos en este miembro.
- El aporte metamórfico del Miembro Turi en la parte norte del área de estudio, permite suponer que previo a la depositación de este miembro aun existía una conexión entre la Cordillera Real y la Unidad Tectónica Honorato Vásquez – Deleg. La fuente más probable de materiales metamórficos correspondería a la Unidad Punín que aflora en el área de Cañar.
- Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el área de Cañar para el Miembro Turi, proveen edades consistentes de 10,7 Ma. Lamentablemente estas edades son inconsistentes comparadas con edades en trazas de fisión reportadas por Steinmann (1997) y con las observaciones de campo que indican un período de depositación entre la Formación Mangán y el Miembro LLacao.
- Las fallas regionales de Deleg y Toray, posiblemente están relacionadas con fallas del basamento metamórfico, ya que estructuras importantes como las fallas Peltetec e Ingapirca convergen en el área de Cañar para continuar como una sola falla hacia el sur, que en el área de Azogues corresponde a la Falla Toray. Sin embargo, la Falla Deleg también constituye una estructura muy importante, que divide a las regiones de Cañar y Azogues en dos subregiones con estados de deformación totalmente diferentes. Adicionalmente, la Falla Deleg jugó un rol muy importante tanto en la etapa extensiva como en la etapa compresiva.
- Durante la etapa de extensión E-W, la actividad de la Falla Deleg es mucho más importante permitiendo la formación de un semi-graben donde se depositaron las formaciones Biblián, Loyola, Azogues y gran parte de Mangán (sedimentación syn-tectónica). En esta época, los depósitos fueron parcial o totalmente restringidos por la Falla de Deleg, impidiendo el paso

de sedimentos hacia el oeste. Esto nos ayuda a identificar un depocentro entre las fallas de Deleg y Toray. No existen evidencias directas que las formaciones más antiguas estuvieron totalmente restringidas por la Falla Deleg, pero se asume que la subsidencia de la cuenca habría estado relacionada a la actividad de la Falla Deleg, manteniendo un equilibrio entre el espacio creado y la entrada de sedimentos. Una tasa de sedimentación de 0,4 mm/año fue calculada para las secuencias depositadas durante la esta etapa.

- Durante la etapa compresiva, la Falla Toray presentó un grado de actividad relativamente mayor en relación a la Falla Deleg, que se caracterizó por presentar un movimiento inverso con componente de rumbo dextral dando lugar al desarrollo de zonas transpresivas locales (sector de Biblián).
- Se interpreta, que la depositación de la parte superior de la Formación Mangán tuvo lugar durante un período de transición entre las etapas extensiva y compresiva. Durante este período la Falla Deleg presentó poca actividad, lo que permitió que los sedimentos de la Formación Mangán sobrepasen la estructura para depositarse discordantemente sobre el Grupo Saraguro.
- De acuerdo al análisis de edades reportadas en trabajos previos, la etapa compresiva probablemente se desarrolló entre los 8,0 a 8,7 Ma. Al mismo tiempo, al oeste de la Falla Deleg, la Formación Turi fue depositada sobre la Formación Mangán, mientras al este, las secuencias eran deformadas y erosionadas a una razón de 5,5 mm/año.
- La deformación resultante de la etapa compresiva, brinda datos valiosos para el cálculo de la profundidad del plano de despegue mediante el método de Epard et al. (1993), el cual relaciona el área deformada en función de una profundidad de referencia para diferentes niveles estratigráficos. Al aplicar el modelo a las formaciones de la cuenca, este funciona correctamente si se toma en cuenta únicamente a las formaciones Biblián, Loyola y Azogues, ya que estas presentan una distribución relativamente

uniforme. Para el cálculo, no puede tomarse en cuenta a la Formación Mangán debido a que presenta una distribución irregular en el área de estudio.

- Se observa que el modelo análogo de Exadaktylos et al. (2003), explica satisfactoriamente el desarrollo de la cuenca durante la etapa extensiva. Para la etapa compresiva deben tomarse en cuenta que la dirección del esfuerzo compresivo fue paralelo a la dirección del esfuerzo extensivo, con lo cual se puede interpretar que la cuenca se desarrolló directamente en función del desplazamiento sobre un plano de despegue en ambas etapas. La Falla Deleg funcionó en asociación con este plano de despegue, manejando la subsidencia en la etapa extensiva y constituyéndose en un límite para la deformación en la etapa compresiva.
- La deformación local provocada por la intrusión del Cojitambo y vista al oeste del mismo, ocurrió aproximadamente a los 7,8 Ma. Depósitos del Miembro Llacao que sobreyacen discordantemente las capas volcadas al suroeste del Cojitambo, proveen una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $7,81 \pm 0,16$ Ma (muestra PA-030), indicando que la intrusión del Cojitambo tuvo lugar antes de la depositación del Miembro Llacao. Esto también indica que para la época en la cual se produjo la intrusión, la secuencia sedimentaria ya estuvo plegada, y las fallas Deleg y Toray invertidas.

BIBLIOGRAFÍA

- Aspden, J.A. and Litherland, M., 1992. Geología e Historia Colisional Mesozoica de la Cordillera Real, Ecuador. Boletín Geológico Ecuatoriano, Vol. 4, N° 1, pp. 33 – 53.
- Aspden, J.A., Harrison, S. and Rundel, C., 1992. New Geochronological control for the tectono - magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 6, N° 1/2, pp. 1 – 14.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J.M. and Santacroce, R. 1988. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador: Geological Magazine.
- Ben-Avraham, Z. and Zoback, M., 1992. Transform-normal extension and asymmetric basins: an alternative to pull-apart models. Geology, v. 20, p. 423 – 426.
- BGS & CODIGEM. 1994. Geological and metal occurrence maps of the southern Cordillera Real and El Oro metamorphic belts, Ecuador. Escala 1:500.000.
- BGS-CODIGEM, 1993. Mapa Geológico de la República de Ecuador del Ecuador. Escala 1: 1.000.000.
- Bourgois, J. and Egüez, A. 1990. Evolution geodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Equateur; la découverte de la formation eocene d'Apagua. C.R. Acad.Sci. París, 311, pp. 173-180.
- Bourgois, J., Calle, B., Tourmon, J. and Toussaint, J.F., 1982. The Andean ophiolitic megastuctures on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera – Valle Colombia). Tectonophysics, 82: pp. 207 – 209.
- Bourgois, J., Toussaint, J.F., Gonzales, H., Azéma, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L.A., Acevedo, A.P., Parra, E. and Tourmon, J. 1987. Geological History of the Cretaceous ophiolitic complexes of the Northwestern South America (Western and Central Cordilleras of the Colombian Andes), Tectonophysics, 143, 307 – 327.

- Bristow, C.R. and Guevara, S., 1974a. Mapa Geológico del Ecuador, hoja de Azogues, escala 1:50000: Quito, Instituto Geográfico Militar (IGM), Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos (MRNE), Dirección General de Geología y Minas (DGGM), Institute of Geological Sciences London (IGS).
- Bristow, C.R. and Hoffstetter, R., 1977. Lexique Stratigraphique International (2nd ed.): Amérique Latine Fascicule 5a, Ecuador: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, 410p.
- Bristow, C.R. and Parodiz, J.J., 1982. The stratigraphical paleontology of the Tertiary non-marine sediments of Ecuador: Carnegie Museum of Natural History Bulletin, v. 19, p- 53.
- Bristow, C.R., 1973. Guide to the Geology of the Cuenca Basin, Ecuadorian Geological and Geophysical Society. Quito, 54 p.
- Cabrera, J., Sebrier, M. and Mercier, J.-L., 1990. Plio-Quaternary geodynamic evolution of a segment of the Peruvian Andean Cordillera located above the change in the subduction geometry; the Cuzco region: Tectonophysics, v. 190, p. 331-362.
- Cantalamessa, G. y Di Celma, C., 2004. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). J. South Am. Earth Sci., in press.
- Cobbold, P.R. and Quinquis, H., 1979. Development of sheath folds in shear regimes: Journal of Structural Geology, v. 2, p. 119-126.
- Daly, M.C., 1989. Correlations between Nazca-Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador, Tectonics, 8 (4), 769-790.
- Dunkley, P. N. y Gaibor, A., 1997a. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00' and 3°00'S, CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 145 pp.
- Dunkley, P.N. y Gaibor, A., 1997b. Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2° – 3° S, escala 1:200000. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.

- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. y Eguez, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Tectonophysics*, 259, 101-116.
- Egüez, A. and Aspden, J.A., 1993. The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes, in *Andean Geodynamics, Symposium International: Oxford, United Kingdom. ORSTOM/Université d'Oxford*, p. 215-218.
- Egüez, A. y Noblet, C., 1988. Nuevos datos sobre la estratigrafía de la cuenca de Cuenca (Sur del Ecuador): Implicaciones geológicas y geodinámicas. *Monografía de Geología 6, Vol. XIII, No. 3. EPN*, pp 33 – 47.
- Egüez, A., 1986. Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale Septentrionale d'Equateur (0°15'S - 1°10'S). Les minéralisation associées. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Epard J.L. and Groshong R.H., 1993. Excess Area and Depth to Detachment. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 77; No. 8; p. 1291 – 1302.
- Exadaktylos, G.E., Vardoulakis, I., Stavropoulou, M.C. and Tsombos, P. 2003. Analogue and numerical modeling of normal fault patterns produced due to slip along a detachment zone. *Tectonophysics* 376, pp. 117 – 134.
- Farrell, J.W., John, Clements, S.C., Gromet, L.P., 1995. Improved chronostratigraphic reference curve of late Neogene seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$., *Geology*, v. 23; no. 5; p. 403-406;
- Feininger, T. and Seguin, M.K., 1983. Simple Bouger gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador., *Geology*, v. 11, p. 40-44.
- Guiller, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, E., Yopez, H., Poupinet, G., Fels, J.-F., 2001. Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*, vol. 28, No. 19, pp. 3749 – 3752.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S. and Collot, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andes margin: impact of the

Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 255–270.

- <http://www.deleg.com>. Información general del Cantón Deleg.
- Hughes, R.A and Pilatasig, L.F., 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 345: pp. 29 – 48.
- Hungerbühler, D., 1997. Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°00–4°20'): sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, 182 pp.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D., Helg, U. & Hammer, C., 2002. Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, pp. 75 – 124.
- Instituto Geográfico Militar (IGM), 1969. Mapa topográfico del Ecuador, 1:50000, hoja Cañar, Instituto Geográfico Militar, Quito.
- Lahuathe, J.C., 2005. Levantamiento geológico y análisis de la deformación tectónica entre las latitudes: 2° 28'S Y 2° 37'S. Provincia de Cañar. Proyecto de titulación de Ingeniero Geólogo, 116 p.
- Lavenue, A. and Noblet, C., 1990. Análisis sedimentológico y tectónico de la cuenca intramontañosa terciaria de Cuenca (sur de Ecuador), *Boletín Geológico Ecuatoriano*, v. 1, p. 11-25.
- Lavenue, A., Noblet, C. and Winter, T., 1995a, Neogene ongoing tectonics in the Southern Ecuadorian Andes: analysis of the evolution on the stress field: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 47-58.
- Lavenue, A., Noblet, C., Bonhomme, M., Egüez, A., Dugas, F.C. y Vivier, G., 1992. New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *American Earth Sciences*, Vol. 5, No. 374, pp. 309 – 320.
- Lebrat, M., Megard, F., Dupuy, C. y Dostal, J., 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collisional Cretaceous and Paleogene volcanic

rocks of Ecuador: Geological Society of America Bulletin, v. 99, pp. 469 – 578.

- Litherland, M. and Aspden, J.A., 1992. Terrane-Boundary reactivation: A control on the evolution of the Northern Andes.
- Litherland, M., Aspden, J.A. y Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. British Geological Survey, Overseas Memoir 11, 147 pp., 2 maps, Keyworth.
- Lonsdale, P., 1978. The Ecuadorian subduction system, Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 62, 2454-2477.
- Madden R., Scillato-Yané G., Carlini A., Vizcaíno S., Walton A., Egüez A., Anaya F., Saint-André P.A. & Swisher C., en prep. Mammalian paleontology and geochronology of the Miocene intermontane sedimentary basins of Southern Ecuador.
- Mamberti, M., 2003. Origin and evolution of two Cretaceous oceanic plateaus accreted in Western Ecuador (South America), evidenced by petrology, geochemistry and isotopic chemistry. Thèse Univ. Lausanne – Grenoble, pp. 267.
- Marocco, R., 1989. Caracterización de los Ambientes Sedimentarios en las Series Sedimentarias Antiguas. Convenio IPGH – EPN – CLIRSEN – ORSTOM. Volumen III, pp. 112. Quito.
- Noblet, C., Lavenue, A. and Schneider, F., 1988. Étude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du sud de l'Équateur: L'exemple du bassin de Cuenca: Géodynamique, v. 3, p. 117-138.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late Cretaceous time. Tectonics, 6, 3, pp. 233 – 248.
- Parodiz, J.J., 1969. The Tertiary non.marine mollusca of South America: Annales of Carnegie Museum, v. 40, p. 1-242.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M. y Mascle, G., 1999. Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. Tectonophysics 307, pp. 235 – 254.

- Robalino, S. and Noblet, C., 1990. Sedimentación y deformaciones sin-sedimentarias mio-pliocénicas en la cuenca de Cuenca, sector de Deleg. Boletín Geológico Ecuatoriano, v. 1, p. 27-37.
- Robalino, S., 1988. Sedimentación continental sin-tectónica de la cuenca Miocénica de Cuenca. Inédito Tesis de Grado de Ingeniero Geólogo, Escuela Politécnica Nacional, Quito, 112 p.
- Smalley, P.C., Higgins, A.C., Howarth, R.J., Nicholson, H., Jones, C.E., Swinburne, N.H.M., Bessa, J., 1994. Seawater Sr isotope variations through time: a procedure for constructing a reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks., *Geology*, v. 22, p. 431-434.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D. y Handler, R., 2001. Along strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Elsevier Science* 186, pp. 12297, 176.
- Steinmann, M., 1997. The Cuenca Basin of Souther Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean Evolution. PhD. Thesis, ETH Zurich, 176 p.
- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Sewars, D. & Winkler, W., 1999. Neogene tectonic evolution and exhumation of the souther Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, 307, pp 255-276.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymuller, T. y Mora, P.H., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 157-171.
- United Nations Development Programme, 1972. Survey of metallic and non-metallic minerals (Phase II). Geochemical, geological and geophysical investigations near San Miguel (Azogues). Technical Report, New Cork, No. 12.
- Vaca, W., 2005. Sedimentología, petrología y tectónica de las secuencias cretácicas entre Ingapirca y Pindilig, Provincia de Cañar. Ptoyecto de Titulación, EPN.

- Winkler, W., Steinmann, M. and Hungerbühler, D., 1995. Un événement tectonique néogène majeur dans les Andes du Sud de l'Equateur. Déformation synsédimentaire dans le bassin de Nabón. By R. Baudino, A. Lavenu & J. Delfaud.: Comptes Rendus Academie de Sciences, Paris, v. 321, p. 515-518.
- Winter, T., Avouac, J.-P. and Lavenu, A., 1993. Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features: Geophys. J. Int., v.115, p. 905-920.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jimenez, N. y Sosson, M., 2006. Development of the Golfo de Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape since lower Pleistocene. Tectonics, v. 25.

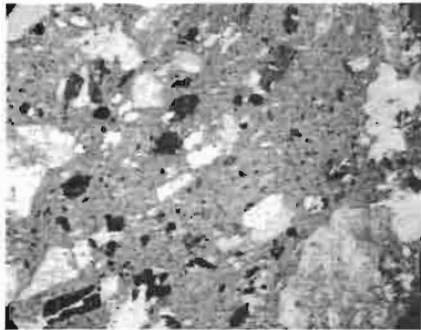
ANEXO 1.

DESCRIPCIONES Y FOTOGRAFÍAS DE LÁMINAS DELGADAS

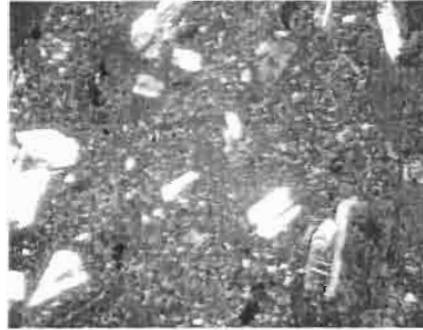
Muestra	Ubicación		Formación	Textura	Minerales	Tipo de roca	Minerales de alteración	Alteración	Observaciones
	X	Y							
PA003	729325	9687456	Mb. Liacao	Porfírica	Fenocristales: Plg (20%), hbda (9%), Opacos (1%) Matriz microcristalina (70%)	Andesita		Sin alteración	Presenta un leve alineamiento de cristales
PA005	724293	9693394	Fm. Saraguro	Vitrofirica, bandeada	Líticos andesíticos alterados (1%), plg (2%), czo (2%). Matriz vítrea-cristocristalina (95%)	Toba	Ca, Chl en líticos. Arcillas	Muy alterada	Muestra en zona de deformación local. Recristalización de cuarzo en fracturas. Anillos de cuarzo rodeando a calcita.
PA007	721905	9692810	Fm. Saraguro	Porfírica	Fenocristales: Plg alterada (25%), pxo (4%), Op (1%) Matriz microcristalina alterada (70%)	Andesita	Chl, Ca, arcillas	Muy alterada	Textura porfírica en relación a la roca fresca. Plagioclasa parcial a totalmente alterada.
PA015	732369	9689040	Fm. Mangán	Arenosa, estratificada	Pómez (65%), plg, czo, ms, bio, op, óxidos de Fe (35%).	Toba arenosa (Tefra)			
PA018	735930	9707038	Mb. Tarqui	Vitrofirica	Fenocristales: Plg (2,5%), fds (1,5%), czo (1%). Matriz vítrea a cristocristalina (95%)	Toba riolítica	Arcillas	Medianamente alterada	En zona de clivaje de fractura la roca presenta un ligero bandeamiento con recristalización de cuarzo en fracturas.
PA019	735843	9706374	Mb. Tarqui	Vitrofirica	Fenocristales: Plag (2%), fds (1%), czo (1%), líticos (<1%) Matriz vítrea (95%)	Toba riolítica		Sin alteración	Líticos alterados
PA020	728403	9704104	Mb. Liacao	Hialoofítica	Plg (50%), hbda (10%), Op (3%), Vldrio (37%)	Andesita		Sin alteración	
PA021	730110	9699308	Mb. Liacao	Porfírica	Fenocristales: Plg (15%), hbda (10%), Bio (1%), fds (1%), op (1%) Matriz microcristalina (72%)	Andesita		Sin alteración	
PA022	723600	9705552	Fm. Saraguro	Pilotaxítica, bandeada	Fenocristales: Plg (22%), czo (3%), op (1%), óxidos de Fe (<1%). Matriz vítrea (74%).	Toba	Chl, Ca, arcillas	Medianamente alterada	

Muestra	Ubicación		Formación	Textura	Minerales	Tipo de roca	Minerales de alteración	Alteración	Observaciones
	X	Y							
PA023	736234	9699188	Fm. Saraguro	Porfíritica	Fenocristales: Plg (20%), pxo (5%), Op (2%), hbda (1%), Óxidos de Fe (<1%) Matriz vítrea-microcristalina (71%)	Andesita	Chl, arcillas	Medianamente alterada	
PA026	740219	9690508	Mb. Tarqui	Porfíritica	Fenocristales: Plg (15%), pxo (7%), op (3%). Matriz vítrea-microcristalina (70%)	Andesita	Ca, chl, arcillas	Muy alterada	Plagioclasas total o parcialmente alteradas.
PA030	734102	9694130	Mb. Llacao	Porfíritica	Fenocristales: Plag (15%), hbda (10%), fds (5%), op (1%) Matriz microcristalina (69%)	Andesita	Chl esporádica	Leve alteración	
PA035	739227	9689938	Mb. Tarqui	Porfíritica	Fenocristales: Plg (15%), fds (3%), hbda (2%), op (1%) Matriz vítrea-microcristalina (79%)	Andesita	Ca	Poco alterada	
PA039	734966	9695506	Intrusion del Cojitambo	Porfíritica	Fenocristales: Plg (10%), bio (7%), hbda (5%). Matriz: Plg (65%), hbda y bio (12%), op (1%).	Andesita		Sin alteración	Presenta una ligera orientación de minerales

Abreviaciones: Plg = plagioclasa; Fds = feldespato; hbda = hornblenda; bio = biotita; pxo = piroxeno; czo = cuarzo; ca = calcita; op = opacos, chl = clorita

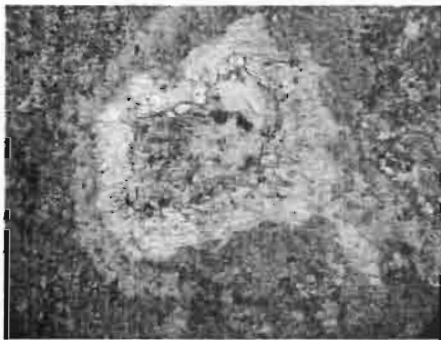


A

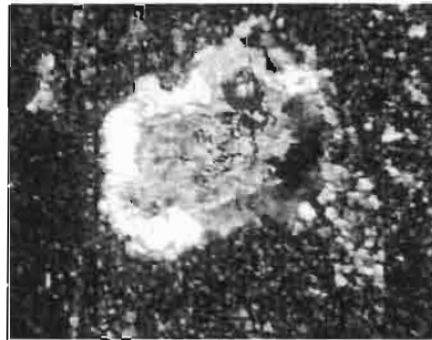


B

Lamina PA-003 Microfotografía de andesita del Miembro LLacao. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).

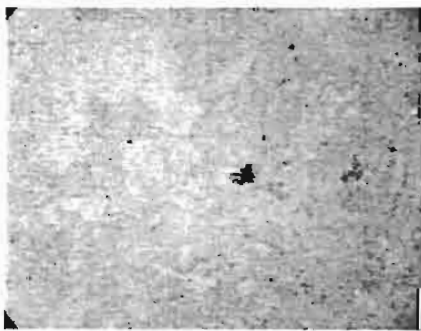


A

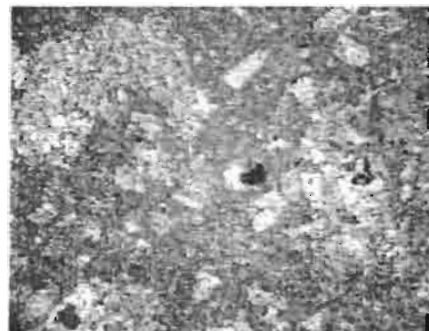


B

Lamina PA-005 Microfotografía de toba de la Formación Saraguro. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x4)

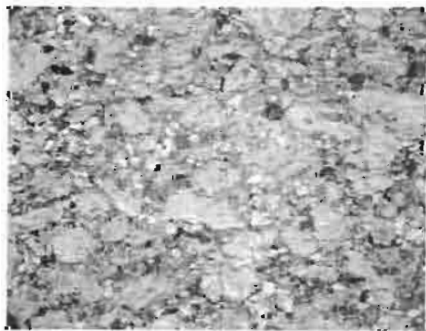


A

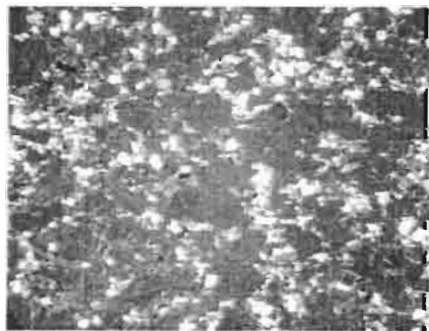


B

Lamina PA-007 Microfotografía de andesita de la Formación Saraguro. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x 2,5).



A



B

Lamina PA-015 Microfotografía de toba arenosa de la Formación Mangán. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).



A

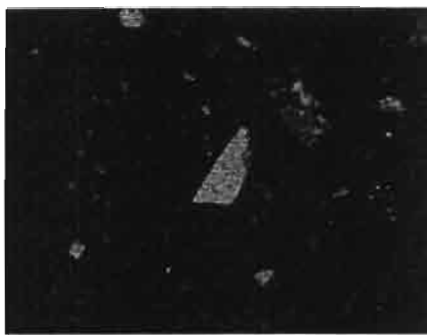


B

Lamina PA-018 Microfotografía de toba del Miembro Tarqui, zona de clivaje de fractura. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).



A

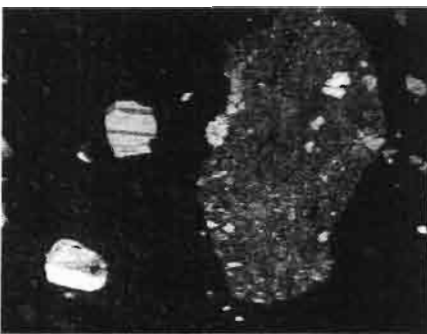


B

Lamina PA-018 Microfotografía de toba del Miembro Tarqui. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).

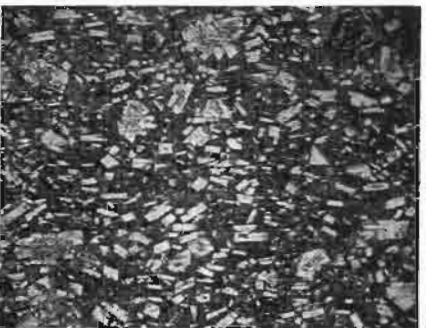


A

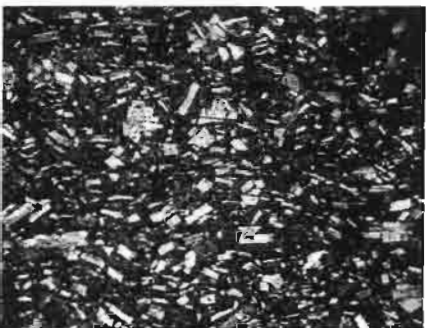


B

Lamina PA-019 Microfotografía de toba del Miembro Tarqui. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).



A



B

Lamina PA-020 Microfotografía de andesita del Miembro LLacso. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5)



A

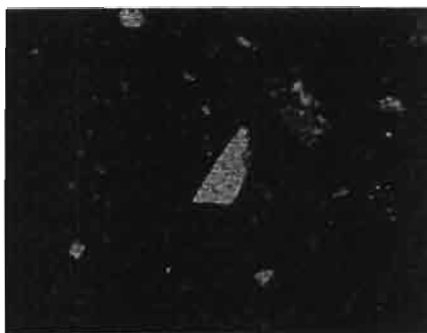


B

Lamina PA-018 Microfotografía de toba del Miembro Tarqui, zona de clivaje de fractura. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).



A

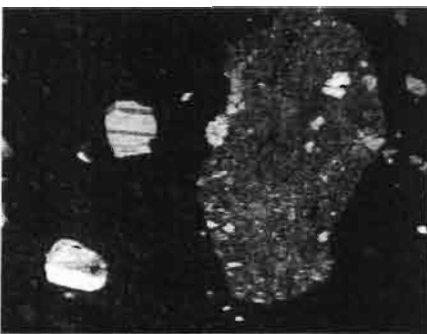


B

Lamina PA-018 Microfotografía de toba del Miembro Tarqui. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).

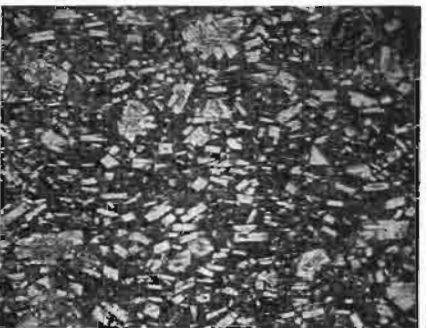


A

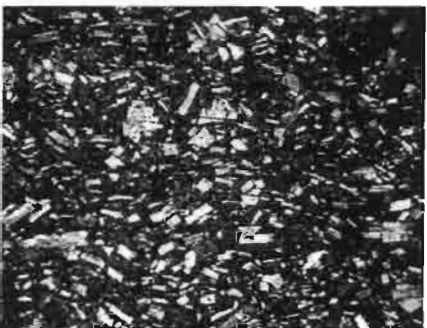


B

Lamina PA-019 Microfotografía de toba del Miembro Tarqui. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).



A

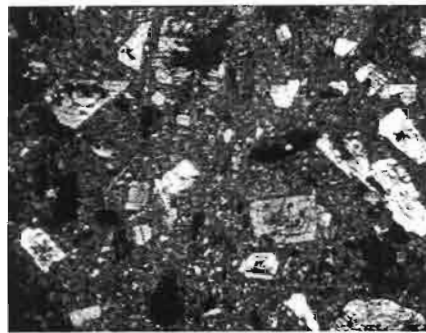


B

Lamina PA-020 Microfotografía de andesita del Miembro LLacso. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5)

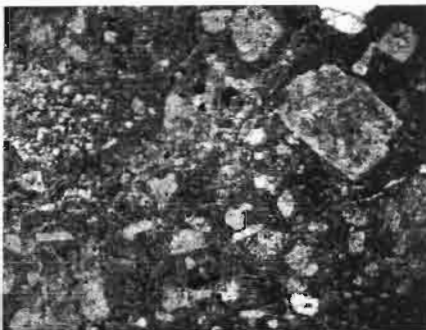
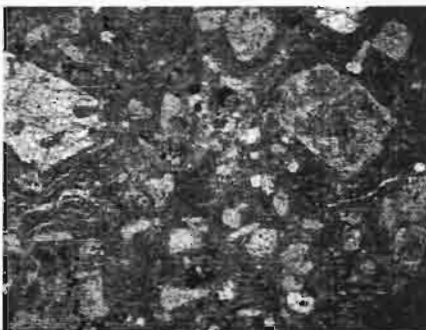


A

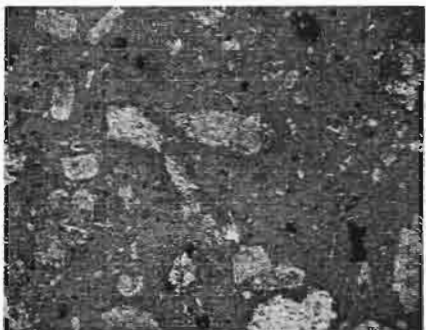


B

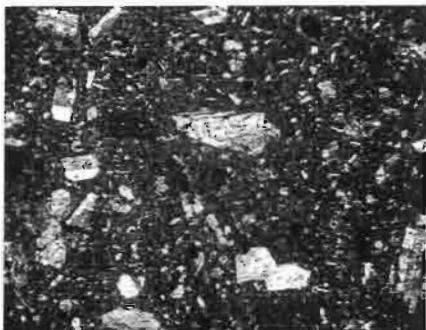
Lamina PA-021 Microfotografía de andesita del Miembro Llacao. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).



Lamina PA-022 Microfotografía de toba andesítica de la Formación Saraguro. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5)

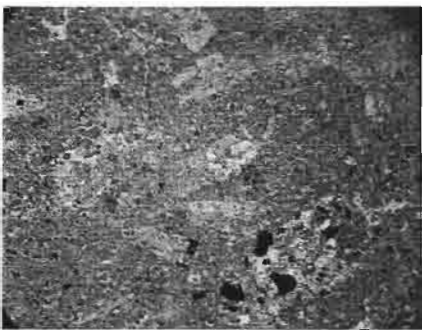


A

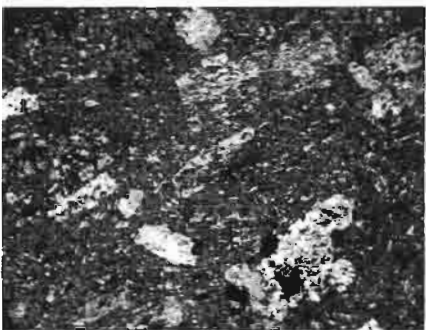


B

Lamina PA-023 Microfotografía de andesita de la Formación Saraguro A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5)

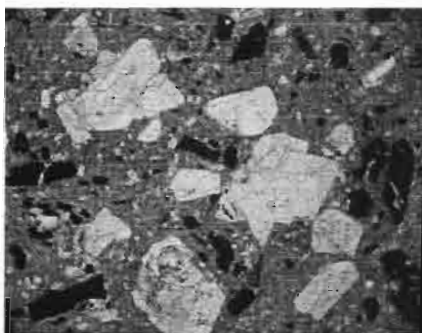


A

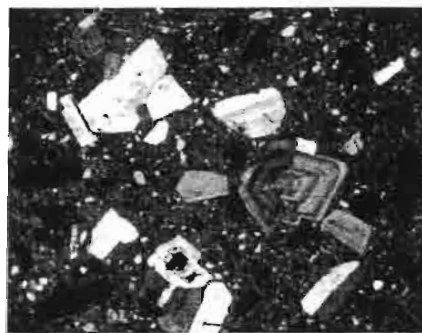


B

Lamina PA-026 Microfotografía de andesita del Miembro Tarqui. A. Sin nícoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).

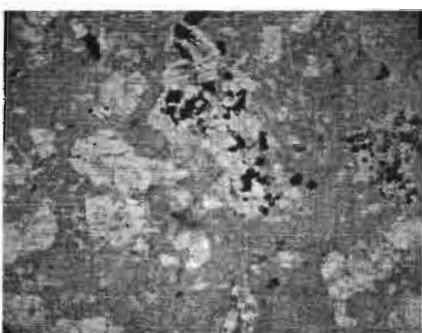


A

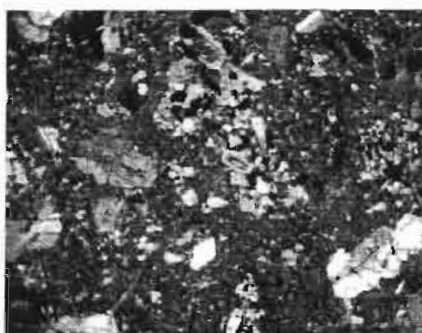


B

Lamina PA-030 Microfotografía de andesita del Miembro Llacao. A. Sin nicoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).

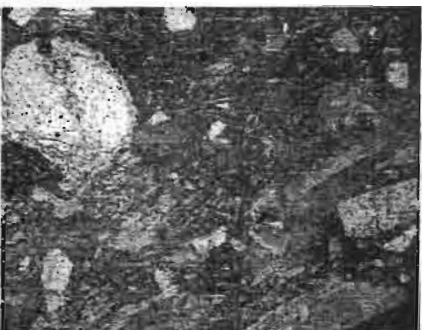


A

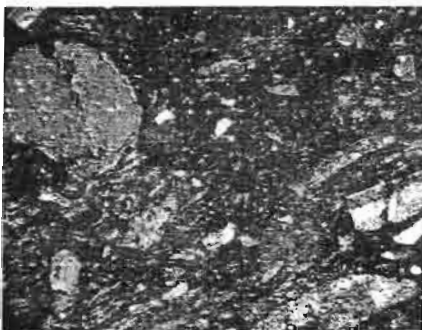


B

Lamina PA-035 Microfotografía de andesita del Miembro Tarqui. A. Sin nicoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).

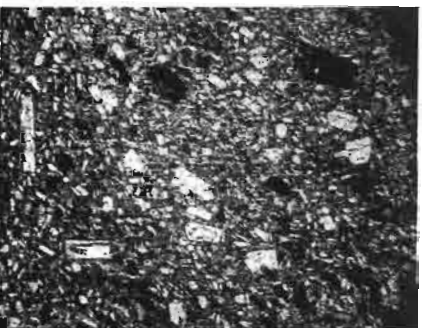


A

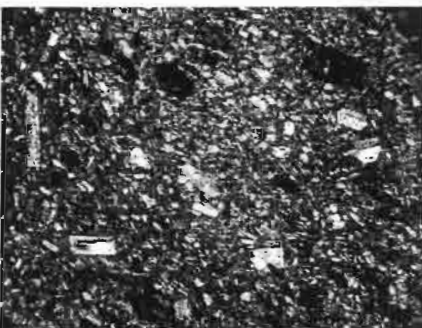


B

Lamina PA-038 Microfotografía de toba del Miembro Tarqui. A. Sin nicoles. B. Nícoles cruzados (x2,5).



A



B

Lamina PA-039 Microfotografía de andesita de la intrusión del Cojitambo. A. Sin nicoles. B. Nícoles cruzados.

ANEXO 2.

TABLAS DE EDADES PREVIAS Y REPRESENTACIONES GRÁFICAS

Formación	Código	Ubicación		Edad (Ma)	
		X	Y	Circón	Apatito
Llacao	DH-213	729094	9687475	$5,5 \pm 0,6$	$5,2 \pm 2,6$
Tarqui	MS-218	732155	9672200	$5,1 \pm 0,6$	
				$11,3 \pm 3,4$	
				$23,2 \pm 3,2$	
	MS-216	731940	9672631	$5,8 \pm 0,8$	
	MS-234	738773	9664281	$6,0 \pm 1,0$	
	MS-414	720818	9672195	$6,1 \pm 1,0$	
				$32,4 \pm 10,2$	
				$41,4 \pm 5,2$	
	MS-235	729453	9664219	$6,3 \pm 0,8$	
	MS-233	728865	9663789	$6,6 \pm 0,8$	
				$13,4 \pm 5,2$	
				$21,9 \pm 6,0$	
	DH-220	744998	9700442	$6,7 \pm 0,8$	
	MS-432	723285	9725220	$6,8 \pm 0,8$	
Cojitambo	MS-320	737503	9691772	$5,4 \pm 0,6$	
	MS-207	735010	9695790	$7,8 \pm 0,8$	
Turi	DH-219	743417	9697864	$8,6 \pm 0,8$	
	DH-262	721221	9672528	$8,0 \pm 1,2$	
	MS-433	732196	9721603	$8,0 \pm 1,0$	
	MS-391	717309	9668285	$9,4 \pm 1,8$	
	MS-283	722317	9671161	$9,6 \pm 1,8$	
	MS-377	733213	9697750	$9,5 \pm 1,0$	
Mangán	MS-342	732386	9689118	$9,5 \pm 1,6$	
				$29,4 \pm 8,8$	
				$39,4 \pm 6,2$	
	MS-405	732117	9690104	$9,9 \pm 1,2$	$8,9 \pm 4,6$
	MS-344	733053	9693300	$9,9 \pm 1,6$	
Azogues	DH-210	733696	9686883	$8,0 \pm 0,8$	
	MS-319	739163	9696163	$11,5 \pm 1,4$	
	DH-209	733790	9687405	$11,9 \pm 1,2$	$8,2 \pm 2,2$
	MS-309	734320	9683428		$7,4 \pm 2,4$
	DH-205	729883	9679424	$12,4 \pm 0,8$	
	MS-211	728361	9675003	$12,6 \pm 1,6$	
	DH-206	730935	9680283	$13,0 \pm 1,0$	
Loyola	MS-290	729893	9679345	$11,1 \pm 1,0$	
	MS-437	737662	9691463	$11,2 \pm 0,8$	
	MS-274	723560	9676488	$12,1 \pm 1,0$	
	MS-208	725275	9676852	$12,1 \pm 1,2$	$8,8 \pm 2,8$
	DH-208	734038	9688019	$13,9 \pm 1,4$	
Biblián	MS-261	725779	9675714	$12,3 \pm 1,6$	$9,4 \pm 1,6$
	MS-209	725954	9676206	$14,7 \pm 2,4$	

Formación	Código	Ubicación		Edad (Ma)	Referencia
		X	Y		
Tarqui	CH-1787	?		15,4 ± 0,7	Barberi et al., 1988
	CH 590	28 km SE de Cuenca		11,2 ± 0,4	Barberi et al., 1988
Cojitambo	EC 46	20 km NW de Cuenca		6,33 ± 0,2	Olade, 1980
	CH 582	20 km NW de Cuenca		5,2 ± 0,2	Barberi et al., 1988
	N86C10	2°45' S	78°53' W	7,1 ± 0,3	Lavenu et al., 1992
Mangán	CH 1784	38 km NNE de Cuenca		8,0 ± 0,08	Barberi et al., 1988
	N86C13	2°44' S	78°54' W	16,3 ± 0,7	Lavenu et al., 1992
Biblián	N86C12	2°42' S	78°53' W	22,0 ± 0,8	Lavenu et al., 1992

Tabla 1. Edades K/Ar de las formaciones de la cuenca de Cuenca. Olade (1980) referido en Steinmann (1997).

Formación	Código	Ubicación		Edad (Ma)	Referencia
		X	Y		
Llacao	94E-T1	Loma Pacchamama		9,1 ± 0,4	Madden et al., en prep.
	PA-003	729325	9687456	7,4 ± 0,6	Presente trabajo
	PA-021	730110	9699308	8,5 ± 0,6	Presente trabajo
	PA-030	734102	9694130	7,81 ± 0,16	Presente trabajo
Cojitambo	94E-CT	Cerro Cojitambo		7,5 ± 0,4	Madden et al., en prep.
Turi	40622,03	7322	97216	10,77 ± 0,19	Presente trabajo
	40622,01	7339	97180	10,7 ± 1,3	Presente trabajo
Mangán	94E-MGA1	200 m W de la Iglesia de Ayancay		11,5 ± 0,3	Madden et al., en prep.
Azogues	94E-GP	7390	96919	10,9 ± 0,6	Madden et al., en prep.
Loyola	94E-LVRU1A	Chuquipata y Rumi Urco		12,5 ± 0,6	Madden et al., en prep.
	94E-LVRU1B			12,2 ± 0,7	Madden et al., en prep.

Tabla 2. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las formaciones de la cuenca de Cuenca.

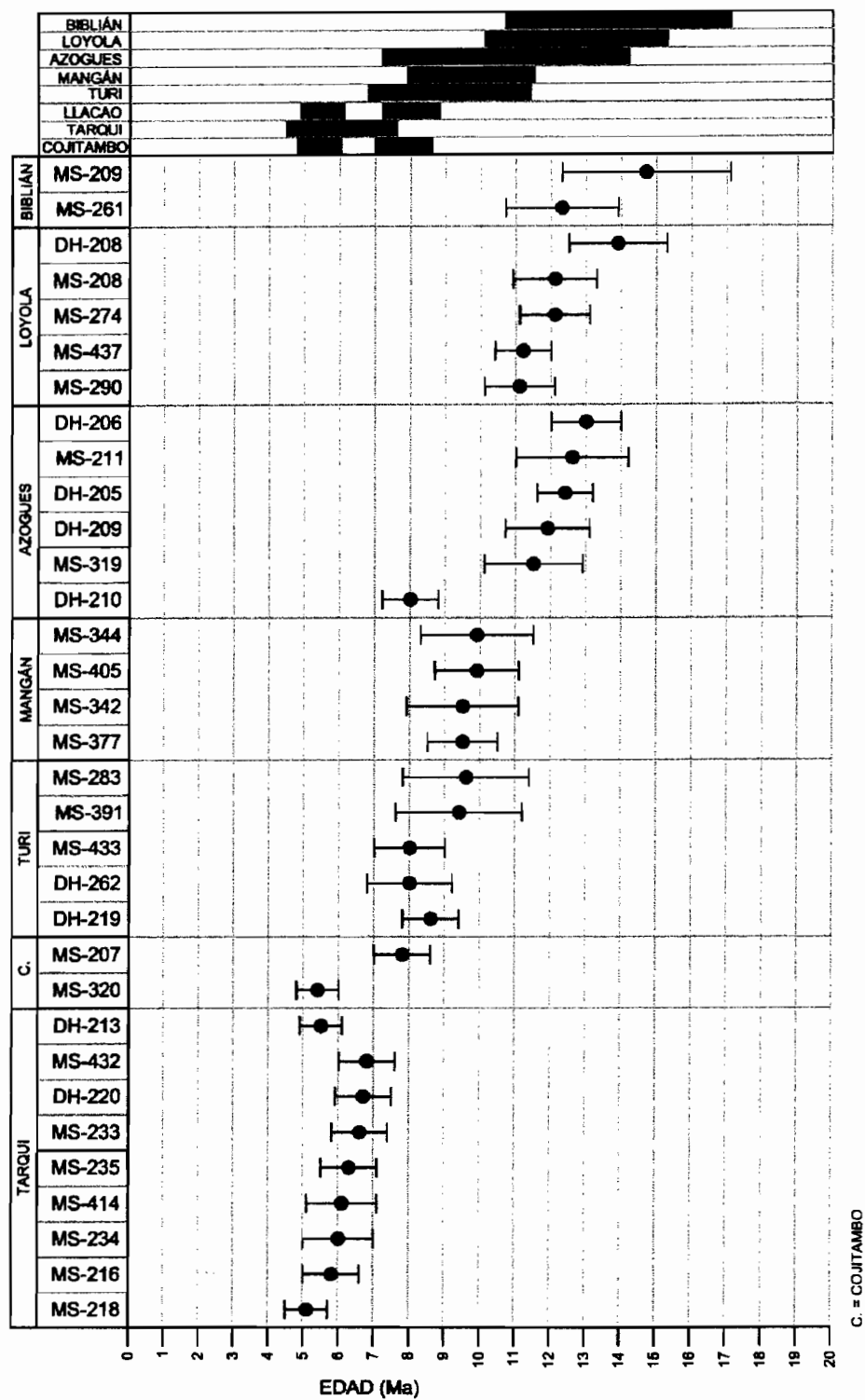


Figura 1. Rangos de edad para las formaciones de la cuenca de Cuenca, datos tomados de la tabla 3.

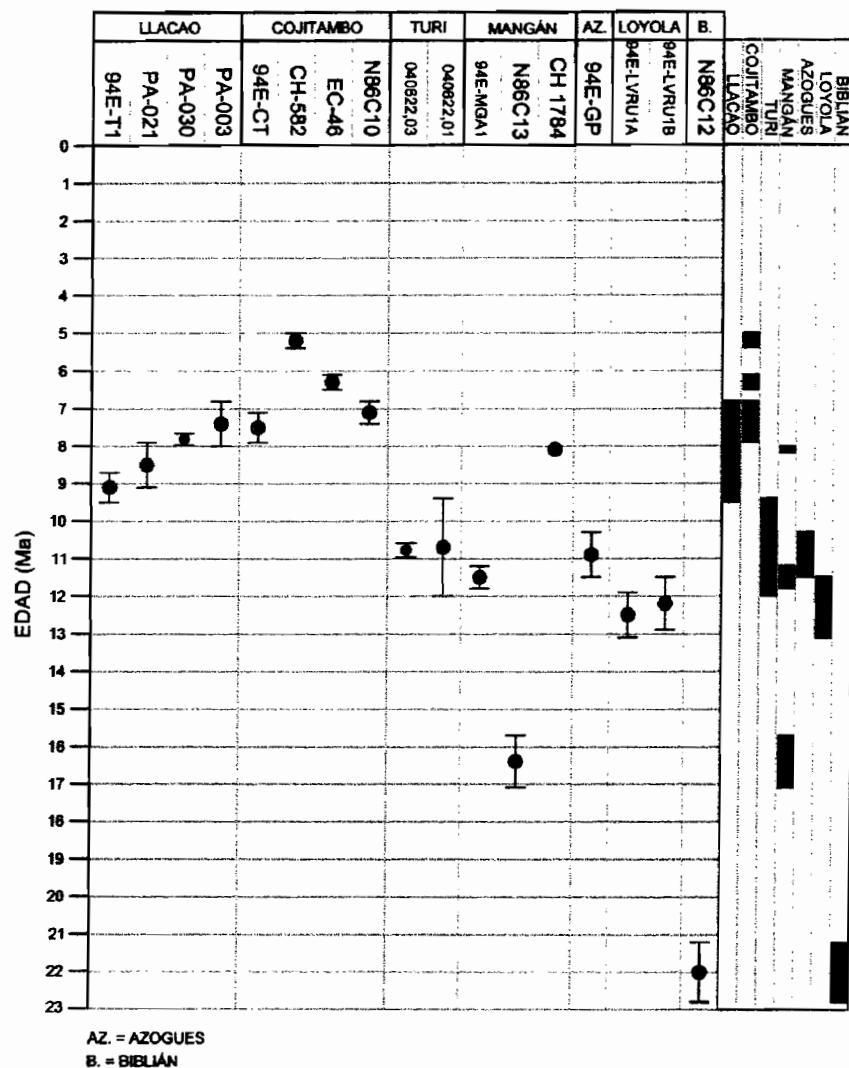
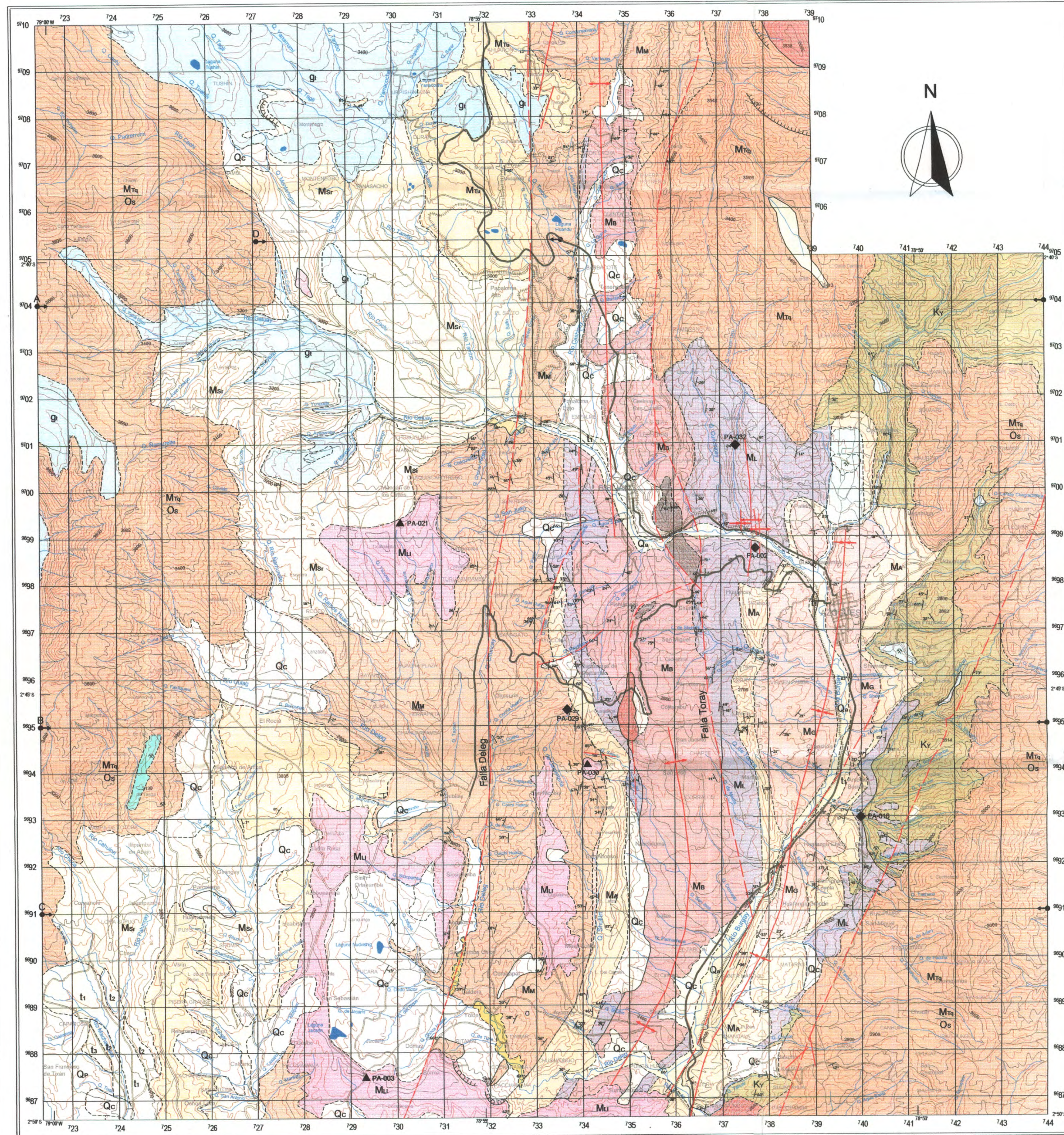


Figura 2. Rangos de edad para las formaciones de la cuenca de Cuenca, datos tomados de las tablas 1 y 2.

MAPA GEOLÓGICO DE AZOGUES



BASE TOPOGRÁFICA: Hojas CT IV-E1 AZOGUES 3895-IV, CT IV-C3 CAÑAR 3895-II
 MAPAS FUENTES: Hoja Geológica de Azogues, Escala 1:50 000 (DGM, 1974); Hoja Geológica de Cañar, Escala 1:100 000 (DGM, 1975); Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2° - 3° S, Escala 1:200 000 (BGS-COIGEM, 1997)

LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO: PATRICIO A. VERDEZOTO V. (EPN)
 SUPERVISIÓN DE CAMPO: DR. JACQUES BOURGOIS (IRD Y CNRS)
 COLABORACIÓN DE CAMPO: ING. WILMER VACA (EPN), CRISTIAN CORREA (EPN).

EPN : Escuela Politécnica Nacional (Ecuador)
 IRD : Institut de Recherche pour le Développement (Francia)
 CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique (Francia)

ESC. 1:50000
 0 500 1000 2000 3000 4000 5000 m

CURVAS DE NIVEL CON INTERVALOS DE 40 METROS
 PROYECCIÓN TRANSVERSA DE MERCATOR

DATO HORIZONTAL: EL PROVISIONAL DE 1959 PARA AMÉRICA DEL SUR
 (LA CAÑOA - VENEZUELA)

LEYENDA

- Qa Depósito aluvial
- Qc Depósito coluvial
- Qp Depósito pie de monte
- T₁ Travertino
- t_{1,2,3} Terrazas
- Q_g Depósitos glaciares

- 5.1 Ma Miembro Liacac
- 5.1 Ma Miembro Targu
- 5.1 Ma Remanentes de Targu sobre Saraguro
- Formación Targu
- Intrusión del Cojlambo

- 8.0 Ma Miembro Santa Rosa
- 8.0 Ma Miembro Turi
- Formación Turi
- Formación Mangán

- 8.0 Ma Miembro Guapán
- 8.0 Ma Miembro Azogues
- 8.0 Ma Formación Loyola
- 8.0 Ma Formación Biblán

- 17.0 Ma Intrusión del Descanso
- 17.0 Ma Formación Saraguro

- 17.0 Ma Formación Yungulla

- ETAPA COMPRESIVA
- TRANSICION COMPRESION - EXTENSION
- ETAPA EXTENSIVA

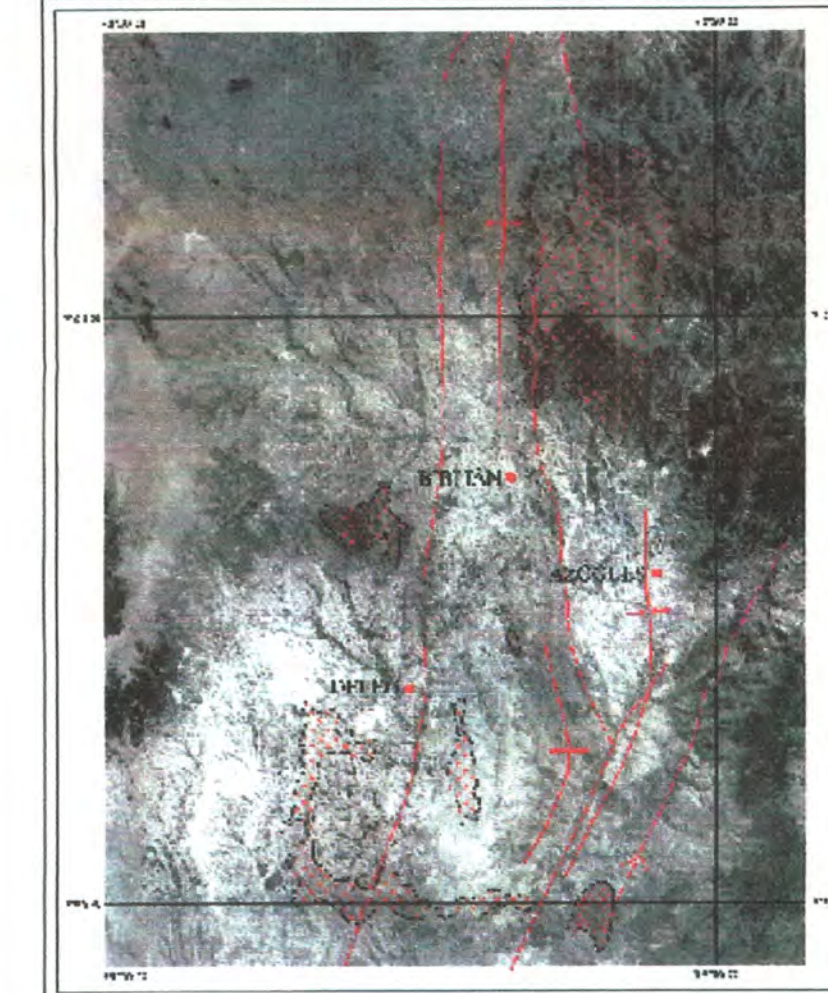
SÍMBOLOS CONVENCIONALES

- Camino principal
- Camino secundario
- Camino de tercer orden
- Línea férrea
- Río
- Mina

SÍMBOLOS GEOLÓGICOS

- Contacto estratigráfico
- Contacto estratigráfico inferido
- Contacto estratigráfico Transicional
- Falla
- Falla inferida
- Falla cubierta
- Eje sinclinal
- Eje anticlinal
- Estratificación horizontal
- Estratificación vertical
- Estratificación inclinada
- Estratificación volcada
- Foliación Esquistosidad
- Diaclase
- Escarpe
- Edades Ar/Ar
- Análisis Sr/Sr
- Perfil geológico

MOZAIKO DE FOTOGRAFÍAS AÉREAS



Unidad Tectónica Honorato Vázquez - Dalg

Unidad Tectónica Ingapirca - Tary

Unidad Tectónica Cocha Hua - Azogues

FALLA DEL DIO

FALLA TARY

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

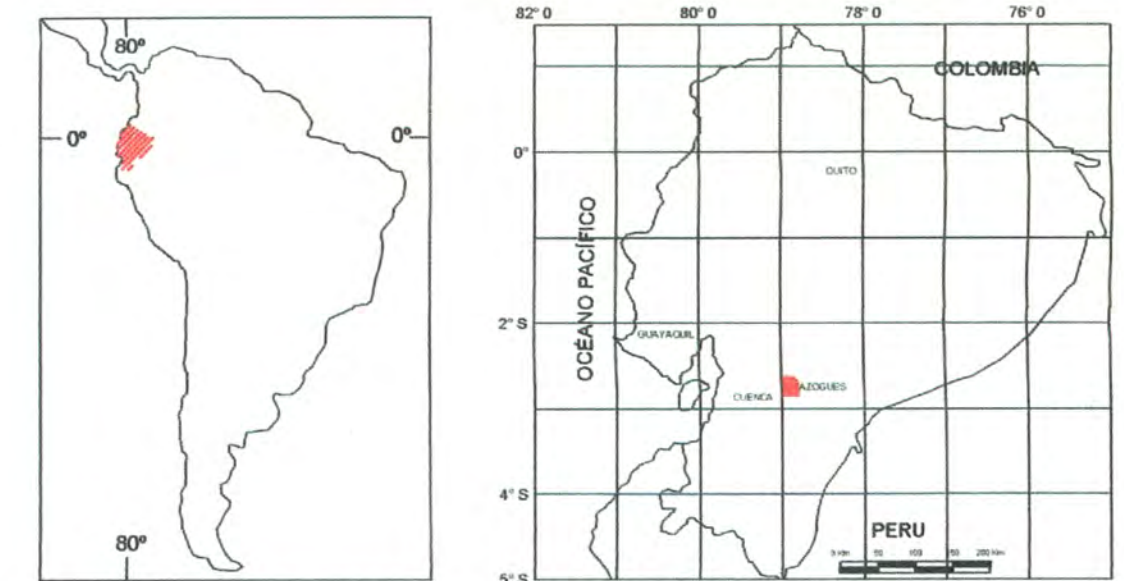
Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

Unidad Tectónica

UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO



ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS AÉREAS

27658	27659	27660
27661	27662	27663
27664	27665	27666

Índice de hojas topográficas escala 1:50000

IV-24	IV-25	IV-26
IV-27	IV-28	IV-29
IV-30	IV-31	IV-32

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

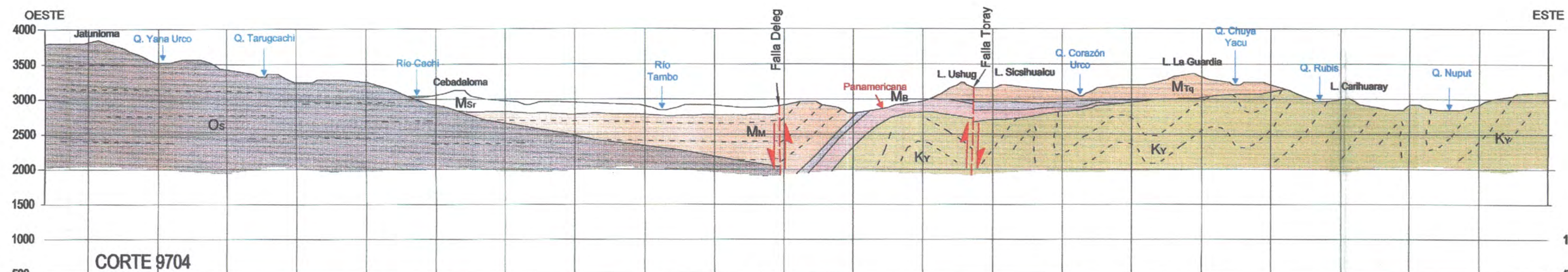
CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA CONVENIO IRD-EPN

PROYECTO DE TITULACIÓN
 LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO DEL SECTOR COMPRENDIDO ENTRE LAS
 LATITUDES 2° 37' S Y 2° 50' S, PROVINCIAS DE CAÑAR Y AZUAY, CON
 ESPECIAL ENFOQUE SOBRE LAS SECUENCIAS MIOCÉNICAS

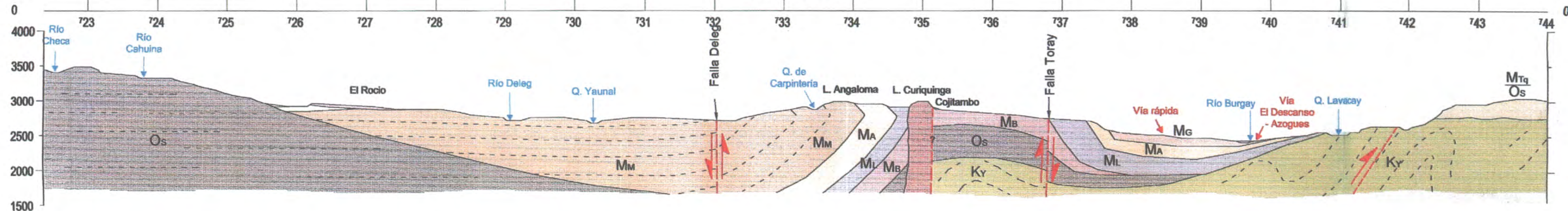
MAPA GEOLÓGICO	ESCALA 1: 50000
Elaborado por: Patricio Verdezoto	Revisado por: Dr. Jacques Bourgois
Fecha: Noviembre 2006	N°: 1

PERFILES GEOLÓGICOS

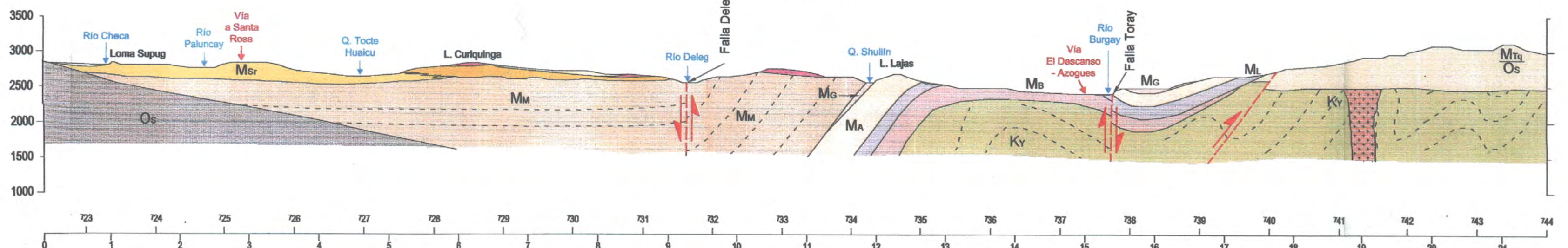
A. LATITUD 9704000



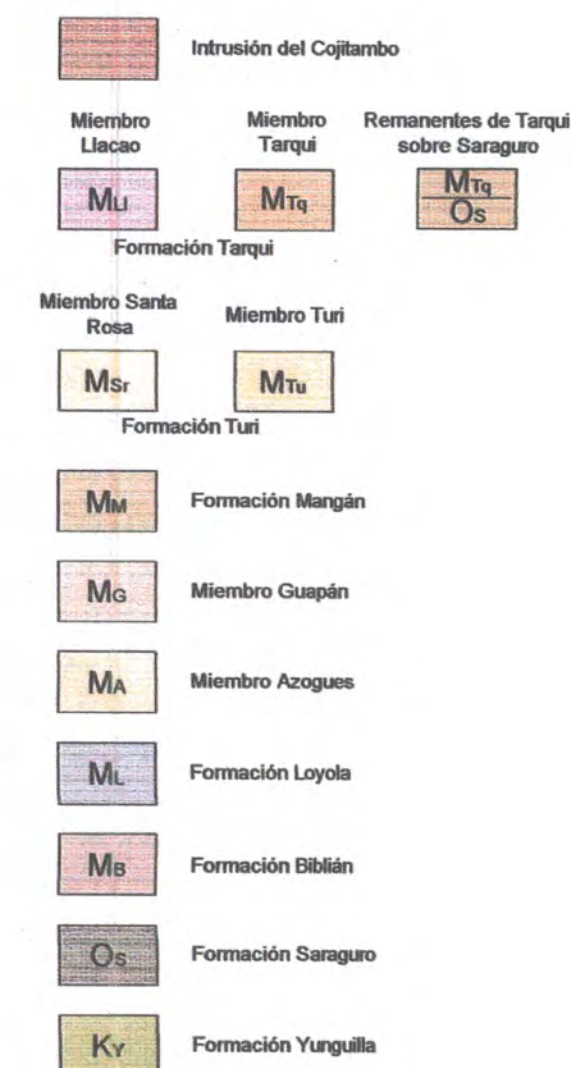
B. LATITUD 9695000



C. LATITUD 9691000



LEYENDA



SIMBOLOGÍA



ESC. 1:50000



ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA
CONVENIO IRD-EPN

PROYECTO DE TITULACIÓN
LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO DEL SECTOR COMPRENDIDO ENTRE LAS
LATITUDES 2° 37' S Y 2° 50' S, PROVINCIAS DE CAÑAR Y AZUAY, CON
ESPECIAL ENFOQUE SOBRE LAS SECUENCIAS MIOCÉNICAS

PERFILES GEOLÓGICOS

ESCALA 1: 50000

Elaborado por:
Patricio Verdezoto

Revisado por:
Dr. Jacques Bourgois

Fecha
Noviembre 2006

N°
2