

ESTRUCTURA DE CUENCAS INTRAMONTAÑOSAS DEL SUR DE ECUADOR EN RELACIÓN CON LA TECTÓNICA DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES A PARTIR DE DATOS GEOFÍSICOS Y GEOLÓGICOS

José Vidal Tamay Granda



Tesis doctoral 2018



Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales
Autor: José Vidal Tamay Granda
ISBN: 978-84-9163-878-0
URI: <http://hdl.handle.net/10481/51634>

A mi esposa,

A mi hija,

A mi familia,

A Dios y mi Churonita

Agradecimiento

En estas páginas quiero expresar mi sincera gratitud a todas y cada una de las personas que han contribuido con sus conocimientos para poder culminar esta etapa. Su apoyo ha sido fundamental para que este trabajo saliera adelante de la mejor manera posible.

A Jesús Galindo Zaldívar, como director de tesis, agradecerle por la confianza brindada, su orientación constante y la supervisión de la misma, pero sobre todo por su apoyo recibido durante estos años. Gracias por sus ideas que ha sido posible plasmar este trabajo de investigación. Trabajar con él ha sido un gran privilegio por lo aprendido tanto de geología y geofísica que a lo largo de mi etapa de doctorado lo necesitaba para seguir adelante.

Los resultados que contienen el cuerpo de investigación de esta tesis, ha sido también fruto de la colaboración de investigadores reconocidos y que con gran trayectoria han sido parte fundamental en este trabajo. Quiero expresar mi agradecimiento a José Miguel Azañón, por su ayuda y orientación durante el comienzo y formación del doctorado. A Patricia Ruano, por su disponibilidad y ayuda en lo que he necesitado. A Paco Lamas quien siempre me animado a seguir adelante y ha estado interesado por mis avances durante las estancias. A Yasmina Martos por su colaboración en el tratamiento de las imágenes de satélite. De la misma manera a los compañeros de la Universidad de Granada, Lourdes González Castillo, Francisco José Martínez Moreno, Manuel Martínez Martos, por su amabilidad y su inestimable colaboración en la que he necesitado y sobre todo durante la etapa de procesamiento de datos geofísicos.

Al Departamento de Geodinámica, quien me acogió y me dio los medios necesarios para poder desarrollar mi trabajo. A las instituciones del Estado ecuatoriano por la información proporcionado; al Instituto Geográfico Militar (IGM), por los datos geodésicos. Al Instituto Geofísicos de la Escuela Politécnica Nacional por los datos sísmicos.

Especial agradecimiento a la Secretaría Nacional de Educación Superior, Ciencia y Tecnología (SENESCYT) por la beca concedida para la formación en estudios de cuarto nivel. A la Universidad Técnica Particular de Loja, Ecuador por el apoyo brindado para realizar las estancias doctorales durante los años de formación.

Agradecer a mi compañero y amigo John Soto, con quien nos hemos propuesto desde un inicio esta meta de superación, con quien he compartido gratos momentos durante las estancia doctorales e investigación en Ecuador. También agradecer a todos mis amigos y compañeros que aunque no han tenido una involucración directa en esta Tesis Doctoral, siempre han estado dispuestos a brindarme su apoyo. A todos mis colegas del Departamento de Geología y Minas de la UTPL, quienes siempre me han brindado su apoyo incondicional y su buena vibra para seguir adelante y culminar esta etapa de formación.

A mis queridos padres, mis hermanos, cuñados y sobrinas, por su apoyo incondicional y siempre por estar pendientes de mi durante mis ausencias. A mis suegros por su ayuda constante, he necesitado su apoyo incondicional, gracias por su comprensión y cariño.

Por ultimo a mi esposa Evelyn, y mi querida hija Gabriela, quienes han sido mi pilar fundamental durante este proceso, a pesar de que muchas ocasiones les he robado mucho más tiempo de lo que me hubiese gustado compartir juntos. Gracias por su apoyo constante y animarme desde el principio a conseguir este nuevo reto. Con ellas comparto esta Tesis y se las dedico especialmente a las dos.

Resumen

La subducción de la placa de Nazca bajo el margen de la placa Sudamericana formó la cadena montañosa de los Andes ecuatorianos. El estudio del margen continental y las cuencas sedimentarias intramontañosas del Sur de Ecuador, aporta nuevos datos para comprender la evolución tectónica de la Cordillera de los Andes y los riesgos geológicos.

El análisis combinado de los datos de anomalías gravimétricas y magnéticas de satélite, datos de gravedad obtenidos en medidas de campo, sismicidad y observaciones geológicas permite definir la estructura profunda del margen continental de Sudamérica y la Cordillera de los Andes en Ecuador. Las anomalías de Bouguer obtenidas de los datos de satélite tienen forma alargada, son arqueadas y paralelas al margen continental. Los mínimos gravimétricos se relacionan con la Cordillera de los Andes, mientras que los máximos relativos paralelos y ubicados hacia el oeste corresponden a la Cordillera Costanera y la Cordillera Talara-Tumbes. Las anomalías positivas suaves e irregulares se extienden hacia la cuenca Oriente. La placa oceánica de Nazca tiene anomalías positivas en dirección ENE a OSO, que resaltan la Cordillera Carnegie, rodeada de máximos más prominentes que corresponden a corteza oceánica. Los nuevos datos de campo obtenidos en los perfiles 1°S y 4°S de latitud, muestran valores de la anomalía de Bouguer entre -273 y + 75 mGal. Los modelos gravimétricos corticales sugieren que la corteza continental en la Cordillera de los Andes tiene un espesor de 70 km, mientras que en la región de la Costa y la cuenca Oriente el espesor es de 20 a 40 km. Las principales cuencas sedimentarias y los cuerpos intrusivos determinan mínimos de las anomalías de Bouguer. En el perfil 1°S de latitud, la corteza oceánica tiene 8 km de espesor y se extiende bajo el continente hasta una profundidad de 200 km al este de la fosa de subducción, con una inclinación de 30° E. El patrón de anomalías magnéticas E-O cambia bruscamente en el borde oriental de los Andes, y coincide con el límite de la sismicidad

asociada a la subducción. Hacia el este, las anomalías NO-SE en la cuenca Oriente están asociadas con el cratón Sudamericano.

La deformación tectónica continua activa y está determinada por los vectores de desplazamiento de 135 estaciones GPS que forman parte de la red RENAGE y REGME del IGM que abarcan todo el territorio de Ecuador (1995.4-2011.0). Las deformaciones activas producen un desplazamiento en dirección E a NE respecto a la placa estable de Sudamérica y afectan principalmente la zona central y norte del margen continental. Están asociados a la subducción y a empujes de vergencia hacia al Este. A partir de la zona de subducción, la tectónica extensional comienza en el Golfo de Guayaquil a lo largo del Bloque Norandino. Está relacionada con la falla dextral Puná-Pallatanga que atraviesa la Cordillera Occidental. Al norte, la Cordillera Real está caracterizada por altos relieves y acortamientos en dirección ENE-OSO. Hacia el sur la deflexión de Huancabamba presenta relieves bajos e irregulares con un patrón de deformación de desplazamientos hacia el sureste, por la presencia del cratón Sudamericano más resistente. El Bloque Norandino sufrió deformaciones internas en la cuenca Manabí, una cuenca extensional de ante arco ubicada entre la Cordillera Costanera y la Cordillera Occidental de los Andes.

Las cuencas sedimentarias sinorogénicas intramontañosas del sur de Ecuador de Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo, rellenas durante el Mioceno-Cuaternario, permiten determinar la evolución tectónica reciente. La geometría del relleno sedimentario se establece mediante gravimetría. Las nuevas medidas de gravedad en las cuencas sedimentarias indican anomalías de Bouguer negativas que alcanzan hasta -292 mGal relacionadas con las zonas de mayor espesor del relleno sedimentario y de corteza continental. La cuenca de Loja es asimétrica con un espesor del relleno sedimentario que alcanza 1200 m en la parte oriental, en las zonas de mayor deformación compresiva. Las estructuras tectónicas incluyen pliegues orientados N-S, NO-SE y NE-SO y fallas inversas con vergencia hacia al Este. En la cuenca Malacatos-Vilcabamba, su relleno

sedimentario tiene aproximadamente 1100 m de espesor, con algunos pliegues orientados N-S. Sin embargo, las cuencas de Catamayo y Malacatos-Vilcabamba están esencialmente limitadas por fallas normales orientadas en dirección N-S a NO-SE, que producen una fuerte asimetría en la cuenca Catamayo. Estas estructuras muestran una etapa inicial de compresión E-O a partir del Mioceno medio-tardío que desarrolló pliegues orientados NNE-SSO, fallas inversas y elevación del relieve y producen la elevación a gran altitud de la Cuenca de Loja. Como consecuencia del engrosamiento de la corteza, el posterior desmantelamiento de la parte superior de la Cordillera de los Andes favorece los eventos extensionales y el desarrollo de fallas normales que afectan principalmente a las cuencas de Catamayo y Malacatos-Vilcabamba.

El desarrollo de los Andes ecuatorianos es el resultado de la subducción a lo largo del margen continental sudamericano influenciado por el acoplamiento de la Cordillera Carnegie y los elementos resistentes heredados del cratón Sudamericano. El levantamiento reciente del relieve resulta de la interacción de deformaciones extensivas y compresivas que formaron las cuencas sedimentarias durante el Neógeno-Cuaternario. Las zonas de mayor riesgo sísmico en Ecuador se localizan en las regiones con mayores deformaciones tectónicas: la zona de subducción cercana a la zona costanera, la falla transcurrente de Pallatanga y las fallas de borde que se extienden al Este de la Cordillera Real.

Abstract

The Ecuadorian Andes were formed by Nazca Plate subduction below the Pacific margin of the South American Plate. The study of Ecuadorian continental margin and the south Ecuador intramontane sedimentary basins, provides new data to understand the Andes Cordillera tectonic evolution and the geological hazards.

Combined analysis of satellite gravity and magnetic anomalies with the gravity field data obtained in land surveys, integrated as well as with seismicity and geological data, constrained the deep structure of the South America continental margin and Andes Cordillera in Ecuador. Satellite Bouguer anomalies are elongated, arched and parallel to the continental margin. The lows are related to the Andes Cordillera, while relative westward parallel highs correspond to the Cordillera Costanera and the Talara-Tumbes Cordilleras. Smooth and irregular positive anomalies characterize Oriente Basin. The oceanic Nazca Plate shows positive ENE-WSW anomalies highlighting the Carnegie Ridge, surrounded by more prominent highs corresponding to standard oceanic lithosphere. New E-W gravity anomaly profiles at 1° S and 4° S show Bouguer anomalies comprised between -273 and +75 mGal. Gravity crustal models suggest that the continental crust in the Andean Cordillera is up to 70 km thick, while thickness decreases up to 20 to 40 km in the Coastal region and Oriente Basin. Main sedimentary basins and intrusive bodies are related to the local low Bouguer anomalies. The oceanic crust, 8 km thick, subduct beneath the continent to a depth of 200 km, with the highest 30° eastwards dip of the slab modelled at Profile 1°S. Satellite magnetic data reveal that E-W anomalies related to the oceanic subducting slab below the South American margin reach the Andes Cordillera. The Carnegie Ridge is characterized by a roughly ENE-WSW minimum, corresponding to highly magnetized rocks located along the 1° S profile. The E-W magnetic anomaly pattern changes sharply at the eastern edge of the subduction also in agreement with the end of the related deep seismicity; further eastward the NW-SE anomalies are associated with the South American craton in Oriente Basin.

Active tectonic-related deformation are constrained by the analysis of displacement vectors of the RENAGE and REGME 135 GPS stations deployed by the IGM in Ecuador (1995.4-2011.0). The main active deformations affects the central and northern continental margin, with displacements towards the E or NE in respect to the stable South America. In addition to the subduction zone, the main fault zone is the Pallatanga-Puna right-lateral strike-slip fault that begins in the Gulf of Guayaquil and runs across the Cordillera Occidental, at the boundary of the North Andean Block. To the north, the Cordillera Real is characterized by high reliefs and ENE-OSO shortening. To the south, the Huancabamba southern deflection, with low reliefs and an irregular to low southeastward-directed deformation pattern, constitute a resistant element of the South American craton. The North Andean block underwent internal deformations in the Manabí Basin, an extensional fore-arc basin in between the Cordillera Costanera and the Cordillera Occidental of the Andes. The northwestern part is affected by subduction-related seismicity and by an eastward vergent thrust.

The South Ecuador sedimentary basins of Loja, Malacatos-Vilcabamba and Catamayo belong to the Neogene-Quaternary synorogenic intramontane basins and reveals the recent tectonic evolution. Gravity research constrain the deep geometry of the Neogene-Quaternary sedimentary infill. New gravity measurements in the sedimentary basins indicate negative Bouguer anomalies reaching up to -292 mGal related to thick continental crust and sedimentary infill. Loja Basin is asymmetrical, with a thickness of sedimentary infill reaching more than 1200 m in the eastern part, which coincides with a zone of most intense compressive deformation. The tectonic structures include N-S, NW-SE and NE-SW oriented folds and associated east-facing reverse faults. The basin of Malacatos-Vilcabamba, with a sedimentary infill reaching 1500 m, has some N-S folds. However, Malacatos-Vilcabamba and Catamayo basins are essentially dominated by N-S to NW-SE normal faults, producing a strong asymmetry in the Catamayo Basin area. These structures reveal an initial stage of E-W compression

since Middle-Late Miocene that developed NNE-SSO folds, reverse faults and relief uplift, determining the high altitude of the Loja Basin. As a consequence of the crustal thickening and in association with the dismantling of the top of the Andes Cordillera, extensional events favored the development of normal faults that mainly affect the basins of Catamayo and Malacatos-Vilcabamba.

The development of the Ecuadorian Andes is the result of the subduction along the South American continental margin influenced by the coupling of the Carnegie Ridge and the inherited resistant elements of the South American craton. The recent relief uplift is consequence of the interaction of extensional and compressional deformation shaping the Neogene-Quaternary sedimentary basins. The greatest seismic hazards in Ecuador are linked to the highest deformations associated with the subduction zone located near the coastal area, the Pallatanga transfer fault, and the Eastern Andes Cordillera Real frontal faults.

INDICE

Capítulo 1	1
1 Introducción general y objetivos de la tesis	3
1.1 Estructura de la tesis	3
1.2 Antecedentes	4
1.3 Objetivos	8
Capítulo 2	11
2 Metodología y adquisición de datos	13
2.1 Métodos geológicos.....	13
2.1.1 Fundamentos del método	13
2.2 Métodos Geofísicos	15
2.2.1 Gravimetría	15
Fundamentos del método	15
Equipo utilizado.....	15
Adquisición de datos.....	16
Procesado de datos	18
2.2.2 Métodos magnéticos	21
2.2.3 Métodos sísmicos.....	22
2.3 Métodos geodésicos	23
Capítulo 3	25
3 Contexto geológico del margen de Ecuador	27
3.1 Contexto tectónico regional	27
3.2 Contexto geológico de Ecuador.....	29
3.3 La región Costa	29
3.4 La región Sierra.....	30
3.5 La cuenca Oriente	38
Capítulo 4	41
4 Estructura regional de Ecuador a partir de datos gravimétricos, magnéticos y sísmicos.....	43
4.1 Investigaciones gravimétricas previas del margen de Ecuador.	43

4.2	Campo de gravedad terrestre y de satélite: anomalías y modelos gravimétricos.....	45
4.2.1	Anomalías gravimétricas de satélite	45
4.2.2	Anomalías gravimétricas de superficie	45
4.3	Anomalías magnéticas	52
4.4	Análisis de la sismicidad en relación con las estructuras tectónicas	52
Capítulo 5	57
5	Tectónica reciente y activa a partir de datos geodésicos de GPS y sismicidad.....	59
5.1	Movimientos actuales regionales en Ecuador y regiones limítrofes.....	59
5.2	Principales fallas regionales activas de Ecuador y modelos geodinámicos propuestos	61
5.3	Mecanismos focales de terremotos y actividad de fallas regionales.....	63
5.4	Campo de velocidades mediante observaciones GPS.....	64
5.5	Deformaciones tectónicas activas.....	67
Capítulo 6	71
6	Evolución reciente de los Andes y su influencia en las cuencas Intramontañosas del sur de Ecuador: Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo.	73
6.1	Contexto geológico de las cuencas intramontañosas	73
6.2	Modelos y anomalías gravimétricas de las cuencas sedimentarias	76
6.2.1	Cuenca de Loja	76
6.2.2	Cuenca Malacatos-Vilcabamba.....	78
6.2.3	Cuenca de Catamayo.....	79
6.3	Estructuras geológicas en las cuencas intramontañosas del sur de Ecuador	80
Capítulo 7	87
7	Discusión.....	89
7.1	Estructura profunda de los Andes ecuatorianos y margen continental sudamericano	89
7.1.1	La estructura de los Andes a partir de modelos gravimétricos	90

7.1.2	Anomalías magnéticas y grandes estructuras litosféricas	91
7.1.3	Distribución de la sismicidad y principales estructuras activas	92
7.2	Desplazamientos tectónicos actuales a partir de datos GPS	95
7.3	Cuencas intramontañosas y evolución de los Andes en el sur de Ecuador.....	97
7.3.1	Cuenca de Loja	98
7.3.2	Cuenca Malacatos-Vilcabamba.....	100
7.3.3	Cuenca de Catamayo.....	101
7.3.4	Evolución geodinámica de las cuencas intramontañosas	102
Capítulo 8	105
8	Conclusiones.....	107
Referencias	111
Anexo	125

Capítulo 1

1 Introducción general y objetivos de la tesis

1.1 Estructura de la tesis

Esta Tesis Doctoral se estructura en 8 capítulos, que se describen brevemente a continuación con el fin de mejorar el conocimiento sobre la estructura y la tectónica reciente y activa de Ecuador.

El Capítulo 1 presenta las características generales de la geodinámica de Ecuador y la importancia de la región. A continuación se plantean los objetivos específicos que contribuyen a establecer la estructura tectónica del margen ecuatoriano, mediante la combinación de técnicas geofísicas, geodésicas y datos geológicos de campo.

El Capítulo 2 describe el contexto geológico y tectónico de Ecuador, y presenta una síntesis del estado de conocimiento actual. Se compilan y resumen los resultados de las investigaciones previas de trabajos publicados sobre geología y tectónica de Ecuador.

El Capítulo 3 presenta la metodología de estudio, e incluye una descripción del fundamento de los métodos, equipos utilizados y las técnicas de procesamiento de datos.

En el Capítulo 4 se hace referencia a la estructura regional de Ecuador a partir de datos gravimétricos y magnéticos, que contribuyen a mejorar el conocimiento de la estructura tectónica profunda de la Cordillera de los Andes y las implicaciones de la subducción de la placa de Nazca. Se realizan estudios gravimétricos y magnéticos que se interpretan junto con los datos geológicos existentes. Constituye la base para el desarrollo de los estudios de mayor detalle.

El Capítulo 5 establece la tectónica reciente y activa a partir de datos geodésicos de GPS. Se analizan los datos existentes para mejorar el conocimiento sobre la

actividad actual de las estructuras tectónicas regionales recientes que determinan la sismicidad y la deformación actual en los Andes ecuatorianos.

En el Capítulo 6 analiza la evolución reciente de los Andes y su influencia en las cuencas intramontañosas del sur de Ecuador: Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo. Se estudia en detalle la estructura y deformación de algunas cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias que constituyen la clave para mejorar el conocimiento sobre la formación y elevación de los Andes ecuatorianos. Se combina el estudio gravimétrico con las observaciones geológicas de campo.

El Capítulo 7 presenta las principales discusiones de los resultados de esta Tesis Doctoral.

En el Capítulo 8 se extraen las principales conclusiones que contribuyen al conocimiento de la estructura y evolución tectónica de la región.

Finalmente se incluye un apartado de referencias y un anexo de datos del campo de velocidades de Ecuador utilizados en este trabajo.

1.2 Antecedentes

Ecuador se encuentra ubicado al noroeste de América del Sur, forma parte del cinturón de fuego del Pacífico, con un vulcanismo y sismicidad muy activos. Su territorio se encuentra atravesado en dirección NNE-SSO por la cadena montañosa de la Cordillera de los Andes (Figura 1.1a). Esta elevación montañosa está formada como resultado de la subducción oceánica en el margen continental que produce compresión regional y magmatismo de arco que condujo a la formación del relieve.

El último ciclo orogénico durante el Meso-Cenozoico, está caracterizado por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana a lo largo de una fosa que delimita el margen continental de Ecuador. Se considera que la configuración actual de la subducción se ha producido en un

rango entre 1 y 15 Ma (Lonsdale, 1978; Gutscher et al., 1999; Spikings et al., 2001; Graindorge et al., 2004; Witt et al., 2006; Michaud et al., 2009; Collot et al., 2009). Actualmente, la dirección de convergencia entre las placas Nazca y Sudamérica es N83°E entre 1°N y 2°S de latitud y la velocidad varía entre 58 mm/año en 5°S de latitud y 55 mm/año en 2°N de latitud (Trenkamp et al., 2002; Kendrick et al., 2003; Witt et al., 2006; Nocquet et al., 2009; Nocquet et al., 2014). La placa que subduce se hunde con un buzamiento variable según la sección entre 25° y 35° y alcanza una profundidad cercana a los 200 km (Guillier et al., 2001).

La dorsal oceánica denominada “Cordillera Carnegie” o dorsal de Galápagos se sitúa en la placa de Nazca, cerca de la de Cocos (Figura 1.1b) y está formada por la actividad del punto caliente de Galápagos. Las principales heterogeneidades de la corteza oceánica y la Cordillera Carnegie, determinan una segmentación tectónica de la zona de subducción a lo largo del margen Norandino (Gutscher et al., 1999). Los perfiles de sísmica de refracción (Graindorge et al., 2004) muestran que la Cordillera Carnegie está formada por una corteza oceánica muy engrosada, que alcanza hasta 14 km de espesor, mientras que la corteza oceánica circundante tiene 8 km de espesor. Gailler et al. (2007) precisan los valores de los espesores y determinan un espesor cortical oceánico ~15 km entre 1°N a 2.5°S, en contraste con el espesor de la corteza de ~8 km entre 2.5°S a 3.5°S a lo largo del margen de América del Sur.

Las investigaciones gravimétricas permiten avanzar en el conocimiento de las estructuras geológicas con contrastes laterales de densidad. Los estudios gravimétricos previos realizados por Feininger y Seguin (1983) definieron un mapa de anomalía de Bouguer para Ecuador, con un rango de valores comprendido entre -292 y +162 mGal, una densidad de referencia de 2.67 g/cm³ y un intervalo de contorno de 50 mGal. Araujo (2013), determinó una profundidad del Moho entre 45-50 km, basada en modelos de Chambat y Valette (2005) y modelos tridimensionales de velocidades sísmicas.

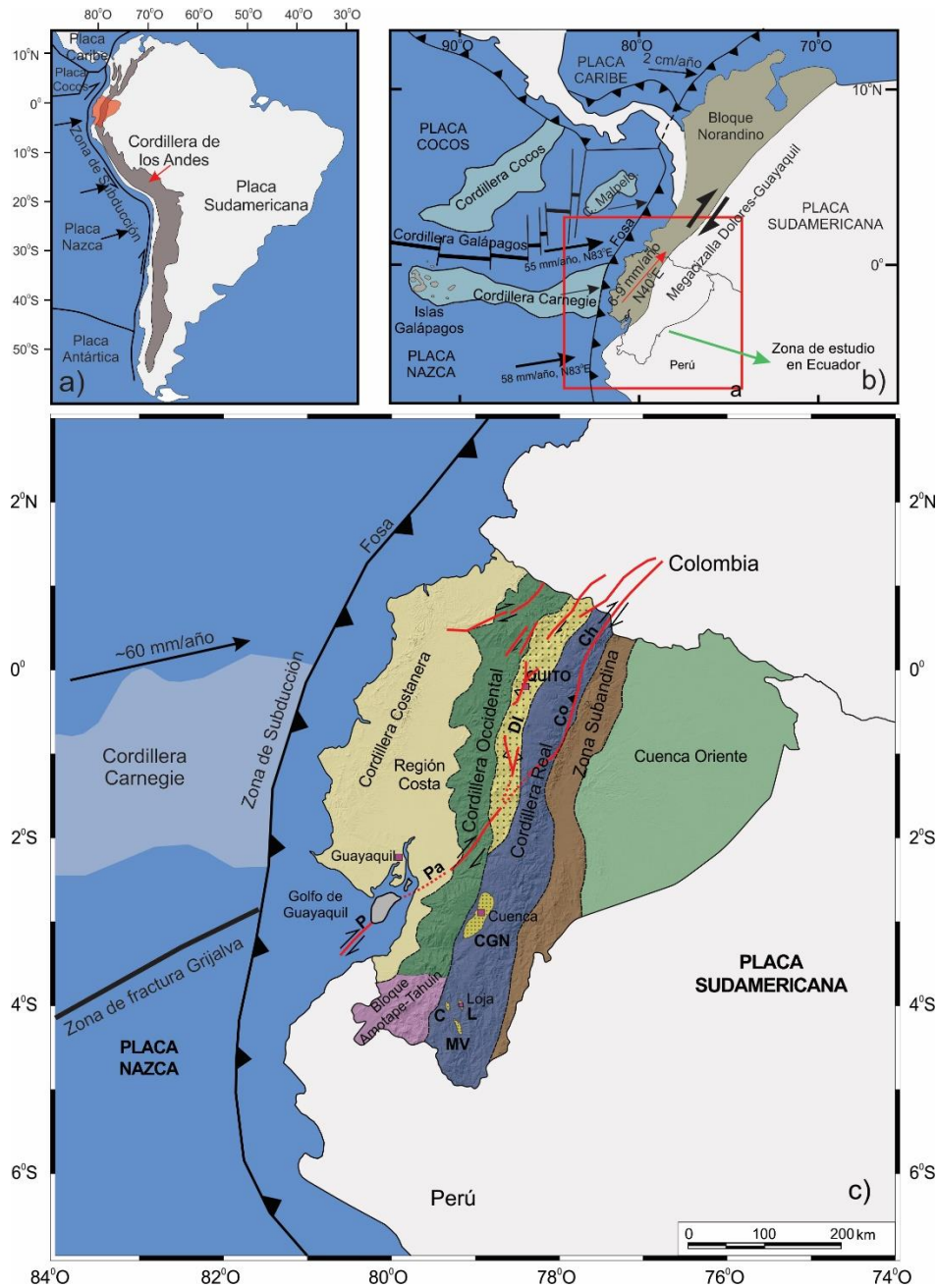


Figura 1.1 Principales estructuras tectónicas en el margen continental de Ecuador. (a) Cordillera de los Andes en América del Sur. (b) Estructura del Bloque Norandino al noroeste de Sudamérica. (c) Mapa de Ecuador y regiones geográficas. Sistema de fallas: Chingual, Ch; Cosanga, Co; Pallatanga, Pa; Puná, P. Cuencas sedimentarias intramontañosas: Cuenca-Girón-Nabón, CGN; Loja, L; Malacatos-Vilcabamba, MV; Catamayo, C. Depresión Interandina, DI.

Las medidas geodésicas GNSS (Sistema de Navegación Global por Satélite) son ampliamente consideradas en estudios tectónicos de límites de placas activas con el fin de monitorizar los vectores de velocidad. Estas medidas permiten

cuantificar el movimiento relativo de convergencia entre las placas de Nazca, Cocos, Caribe y Sudamérica, así como las deformaciones en los bordes de placa que incluyen la Cordillera de los Andes (Freymueller et al., 1993; Kellogg y Vega, 1995; Kendrick et al., 1999; Norabuena et al., 1999; Kendrick et al., 2001; Trenkamp et al., 2002; Kendrick et al., 2003). En el borde noroeste de la placa sudamericana, el Bloque Norandino se extiende aproximadamente 2200 km y está separado del resto de la Placa Sudamericana por la megacizalla Dolores-Guayaquil que acomoda su movimiento relativo en dirección N30°E a N40°E (Figura 1.1 b). En la región de Ecuador, la megacizalla Dolores-Guayaquil está formada por el sistema de fallas dextro Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (Nocquet et al., 2014; Alvarado et al., 2016) (Figura 1.1c), con una velocidad de desplazamiento entre 6 a 9 mm/año (Ego et al., 1996; Trenkamp et al., 2002; Dumont et al., 2006; Nocquet et al., 2009; Egbue y Kellog, 2010; Nocquet et al., 2014).

Se han presentado diferentes propuestas para definir el sistema de fallas activas de este bloque en el margen de Ecuador (Ego et al. 1996; White et al. 2003; Alvarado et al. 2016; Yepes et al. 2016) (Figura 1.1c). Las principales estructuras tectónicas activas en el continente están asociadas a las principales fallas regionales que delimitan el Bloque Norandino a través de la falla Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná. Este sistema de movimiento transcurrente dextral es el más importante de la región que en conjunto con otras estructuras similares que incluyen fallas inversas de menor importancia, acomodan la mayor parte de las deformaciones tectónicas (Figura 1.1c). Las fallas activas forman grupos de enjambres sísmicos. La presencia de zonas sísmicas distribuidas homogéneamente en el Ecuador, muestran que la región tiene una intensa actividad tectónica.

La formación del relieve actual de la Cordillera de los Andes, producto de las deformaciones tectónicas y vulcanismo, se estima que se inició entre 10 a 6 millones de años, con eventos de aceleración de 1 a 4 millones de años. Las

elevaciones que superan los 6000 m, están registradas por las deformaciones que han sufrido las cuencas sedimentarias intramontañosas que se ubican al sur de Ecuador.

1.3 Objetivos

El área de estudio de esta Tesis Doctoral se encuentra ubicada al noroeste del continente Sudamericano entre 3°N y 7°S de latitud y 78°O a 84°O de longitud (Figura 1.1c). Este trabajo de Tesis Doctoral pretende contribuir a establecer las estructuras tectónicas recientes y activas del margen continental ecuatoriano y la Cordillera de los Andes, mediante la integración de estudios geológicos de superficie y de gravimetría, junto con datos complementarios de magnetometría, sismicidad y geodesia. Los objetivos específicos planteados para la presente tesis son:

- Determinar la estructura profunda de la zona de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el margen continental de Sudamérica y su incidencia en el levantamiento de los Andes. Para lograr este objetivo se analizan las anomalías gravimétricas y magnéticas junto con los datos de sismicidad. Se han realizado dos nuevos perfiles gravimétricos a 1°S y 4°S de latitud, que permiten precisar los espesores corticales y las estructuras regionales.
- Caracterizar las estructuras activas o con actividad reciente de Ecuador mediante la integración de los datos disponibles de medidas GPS. La integración con los datos de sismicidad permite precisar las características de las fallas activas responsables del riesgo sísmico del Ecuador.
- Determinar la geometría del relleno sedimentario de las cuencas Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo que se depositaron durante el Neógeno a partir de datos de gravimetría e integrarlos con observaciones geológicas de campo con el fin de mejorar el conocimiento de la evolución tectónica reciente

y la elevación de los Andes del sur de Ecuador. Al mismo tiempo permite mejorar el conocimiento de la evolución paleogeográfica de la región.

- Integrar los datos geológicos, gravimétricos, magnéticos, sísmicos y geodésicos para mejorar el conocimiento de la evolución cortical de los Andes y su incidencia en la sismicidad de la región asociada a fallas activas. Como resultado se propone un modelo de deformación basado en las relaciones entre tectónica y sedimentación que relaciona la zona de subducción y el levantamiento de las cuencas intramontañosas.

Capítulo 2

2 Metodología y adquisición de datos

Para esta tesis de doctorado se han utilizado técnicas geológicas, geofísicas, geodésicas y sísmicas que han sido combinadas para el estudio de la estructura cortical de Ecuador, con mayor detalle en las cuencas intramontañosas del sur de los Andes ecuatorianos con el fin de conocer mejor su evolución.

2.1 Métodos geológicos

2.1.1 Fundamentos del método

En esta investigación se utilizó la base geológica existente, compuesta por los mapas geológicos de Ecuador publicados por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero (INIGEMM). Esta información se actualizó con las publicaciones de investigaciones más recientes que permiten caracterizar las grandes estructuras geológicas de la región. Ya que se parte de una cartografía geológica básica, el principal trabajo geológico de campo realizado está enfocado en el análisis de la cinemática de las fallas recientes y activas observadas, así como el establecimiento de la posición litoestratigráfica de los rellenos sedimentarios asociados a las zonas de mayor deformación.

Las observaciones realizadas se han localizado esencialmente en los afloramientos de las cuencas de Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo. Consistieron en una descripción puntual de la litología, orientación de la estratificación, presencia de fracturas y en su caso la medida de sus orientaciones tanto de superficies y estrías de fallas como de diaclasas (Figura 2.1). Además, cuando fue posible, se estableció la relación angular entre fracturas, relación de corte, tipo de tensión y su relación con otras estructuras existentes en el entorno. También se han realizado observaciones de algunas fallas propuestas por Kennerley (1973) y Hungerbühler et al, (2002), para las cuencas intramontañosas con la finalidad de determinar la deformación de los sedimentos.

La cinemática en las fallas se ha determinado a partir del estudio de estrías y acanaladuras presentes en el plano de falla. El régimen se ha establecido a partir de colas de trituración en cantos resistentes y fracturas riedel. En algunas fallas locales dentro de los depósitos sedimentarios ha sido posible determinar el salto de la falla a partir del desplazamiento de marcadores estratigráficos. Las observaciones de campo se han presentado en mapas geológicos. Se han realizado cortes geológicos que permiten una mejor comprensión e interpretación de la estructura de las cuencas sedimentarias.

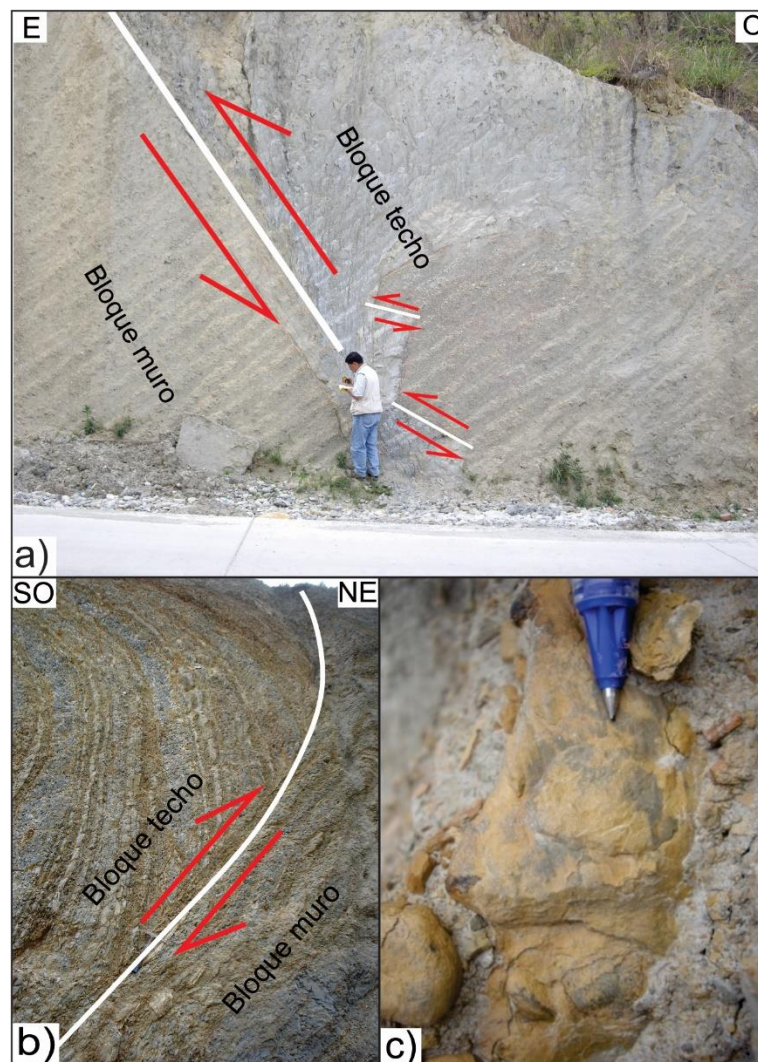


Figura 2.1 Observaciones geológicas de campo. (a) Falla inversa con vergencia hacia el este. (b) Plano de falla de cabalgamiento. (c) Detalle del plano de falla en el bloque de techo con estrías en buzamiento.

2.2 Métodos Geofísicos

2.2.1 Gravimetría

Fundamentos del método

La prospección gravimétrica es un método geofísico que se basa en el estudio de las variaciones de la aceleración de la gravedad de la Tierra. Por medio del método gravimétrico se puede detectar contrastes laterales de densidad existentes en la corteza terrestre, debido a los diferentes tipos de estructuras que la conforman. El valor de gravedad en un lugar específico varía con la densidad de las rocas del entorno y también depende del tiempo y de la posición de la estación de medida respecto a la Tierra. La mayoría de rocas sedimentarias (2.2 g/cm³, 2.5 g/cm³) son menos densas que las rocas que forman el basamento ígneo o metamórfico, para el que se asumen una densidad media de corteza continental de 2.67 g/cm³. Por ello es un método que habitualmente puede determinar la geometría del límite entre las rocas sedimentarias y las rocas de basamento subyacente. En consecuencia, tiene gran utilidad para establecer las dimensiones y variaciones de espesor de las cuencas sedimentarias formadas por rellenos asimétricos o irregulares.

Equipo utilizado

La adquisición de datos se realizó con dos gravímetros Scintrex Autograv CG-5 de la Universidad Técnica Particular de Loja y de la Universidad de Granada, que se montaron sobre un trípode y tienen una precisión máxima de 0.001 mGal. La latitud y longitud de cada punto de medida se registró con un navegador GPS, y la altitud se determinó mediante un altímetro barométrico corregido con un barógrafo, con el que se alcanza una precisión de 1m de altura. El gravímetro AutoGrav Scintrex CG-5 incorpora un GPS para conocer la hora de la medida y la posición aproximada. Las medidas fueron realizadas en ciclos de menos de 8 a 10 horas que permitieron realizar la corrección de la deriva instrumental. (Figura 2.2).

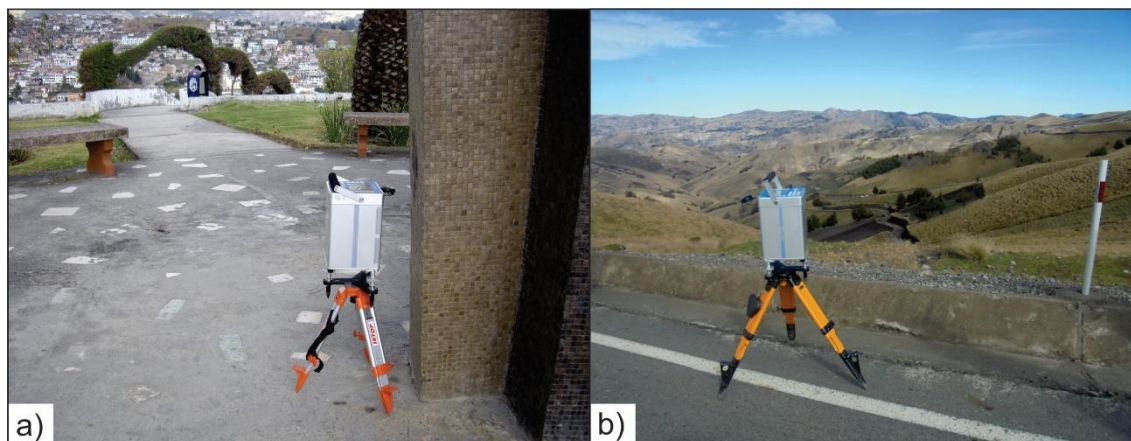


Figura 2.2 Equipos de gravimetría para la adquisición de datos Autograv Scintrex CG-5. Gravímetro sobre trípode en la estación de medida. (a) Base de gravedad absoluta UTPL. (b) Medidas gravimétricas en la Cordillera de los Andes.

Adquisición de datos

Los datos obtenidos para este estudio, se basan en medidas de estaciones gravimétricas tomados en campo y en el análisis de datos gravimétricos de satélite.

Datos gravimétricos de campo. En Ecuador no existían bases gravimétricas de fácil acceso durante el periodo en el que se tomaron los datos de campo, aunque se están instalando en la actualidad. El mapa gravimétrico de anomalías de Bouguer simple de Ecuador (Feininger, 1977) disponible inicialmente tampoco registra la posición de las bases. Por tal motivo se estableció una base de gravedad absoluta de referencia que se ubicó en la Universidad Técnica Particular de Loja (UTPL, 977432.01 mGal; 2110.5 m de altura) (Figura 2.2a), que se calibró a partir de la base gravimétrica de Granada (España), en base a los datos del Instituto Geográfico Nacional de España. El ciclo de calibración gravitatoria de Granada (España)-Loja (Ecuador) tiene una precisión superior a 0.05 mGal, es decir, mayor que la precisión requerida para la magnitud de las anomalías determinadas en esta investigación que es de varios mGal. A partir de la base gravimétrica de la UTPL se realizaron diferentes campañas de medidas que permitieron ubicar otras bases de medidas: se instalaron 5 estaciones en el tramo del perfil 1°S de

latitud y 2 estaciones base en el tramo del perfil 4°S de latitud (Tabla 2.1). La calibración de estas bases gravimétricas se utilizó para otros puntos de medida en la región interandina.

Tabla 4.1. Localización de las nuevas estaciones gravimétricas en los perfiles levantados con orientación E-O de Ecuador.

Perfiles	Estaciones	Coordenadas		Cota (msnm)	Gravedad absoluta (mGal)
		x	y		
Latitud 1°S	Baños	-78.42122	-1.39759	1804	977499.621
	Pujilí	-78.70768	-0.93730	3126	977192.537
	Tingo	-79.05803	-0.91663	1481	977603.410
	Empalme	-79.63491	-1.04434	75	977986.615
	San Plácido	-80.24932	-1.06033	77	978053.414
Latitud 4°S	Pindo1	-79.78121	-3.84218	463	977858.264
	Y-Machala	-79.98905	-3.52478	34	977992.005

Los datos obtenidos de las medidas de gravedad fueron levantados en dos perfiles E-O regionales que atraviesan perpendicularmente la Cordillera de los Andes en latitudes 1°S y 4°S, con una distancia de 1 km aproximado entre cada medida. En las cuencas sedimentarias se realizaron perfiles de detalle, con medidas de gravedad que tienen un espaciado medio de 200 metros. Los perfiles se orientaron en dirección E-O, perpendiculares a las estructuras principales y a la elongación N-S de las cuencas de Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo. Estos perfiles muestran medidas de detalle precisas para el modelado 2D. Además fue necesaria la adquisición de algunos datos dispersos con medidas aproximadas cada 500 metros en zonas accesibles que se extendieron hasta las rocas de basamento, para mejorar la correlación entre los perfiles, presentar un mapa general de anomalías gravimétricas y determinar las anomalías regionales de cada cuenca sedimentaria. En todas las regiones los valores obtenidos coinciden aproximadamente con los de los estudios regionales desarrollados por Feininger y Seguin (1983).

Datos gravimétricos de satélite. Los estudios basados en modelos gravimétricos de satélite son utilizados para mejorar el conocimiento de las estructuras regionales y precisar la variación de la profundidad del Moho (Couch y Woodcock, 1981; Martinec, 1994; Tsokas et al., 1997; Folguera et al., 2002; Mantovani et al., 2001; Casten y Snopek, 2006; Cook et al., 2010) y las variaciones de densidad asociadas a estructuras profundas (Martinec, 1994). Los datos de satélite GOCO (Gravity Observation) tienen alta precisión y resolución. Los modelos obtenidos del campo de gravedad global del satélite de aire libre GOCO5S se integran con los datos del satélite CHAMP (CHALLENGING Mini-Satellite Payload) (Reigber et al., 2002), GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (Tapley et al., 2005), y GOCE (Gravity field y steady-state Ocean Circulation Explorer) (Klees et al., 2000) y los datos de altimetría de satélite, proporcionando una resolución de hasta 160 km. Para corregir el efecto de la topografía (relieve)/batimetría (agua) en la gravedad, se utilizó el método propuesto por Smith y Sandwell (1997). Se considera para las correcciones de Bouguer y topográfica densidades de 2.67 g/cm^3 para las rocas de basamento y 1.028 g/cm^3 para el agua de mar. Para la corrección topográfica se aplicó un filtro de 160 km para garantizar que las anomalías de gravedad de onda corta no influyen en la obtención del mapa final de anomalía de Bouguer. El mapa de anomalía de Bouguer calculado a partir de los datos de satélite tiene una resolución de celda de 14 km.

Procesado de datos

El cálculo de las anomalías gravimétricas requiere la aplicación de correcciones que se producen por deriva temporal y por la posición sobre la Tierra. Por ello, para calcular las anomalías es necesario corregir las medidas de campo para referirlas a nivel del mar, sobre el elipsoide de referencia, en el que el valor de la gravedad sólo depende de la latitud de la estación de medida, ya que influye la distancia al centro de la Tierra y la fuerza centrífuga por la rotación diurna.

Estos factores de variaciones son considerados en la fórmula del Sistema de Referencia Geodésico (GRS, 1967) que indican la (g_t) en función de la latitud de la estación de medida.

$$g_t = 978031.849 (1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{ (mGal)}$$

Donde g_t es el valor de la gravedad teórica a nivel del mar y ϕ es la latitud en grados.

Las variaciones de la gravedad con el tiempo están afectadas por el efecto de la marea y la deriva instrumental. El gravímetro utilizado corrige el efecto de mareas, debido a la atracción del Sol y de la Luna, ya que toma la posición de cada punto y el tiempo de la medida mediante GPS. Las medidas se realizaron en ciclos que permitieron la corrección de la deriva instrumental.

Para corregir el efecto de la posición de la estación de medida sobre la superficie terrestre en los datos medidos se aplican las correcciones de Aire libre, Bouguer para finalmente obtener el valor de la anomalía de Bouguer simple. La corrección topográfica permite compensar el efecto que el relieve tiene sobre la estación de medida.

Corrección de Aire Libre: es la compensación que se debe realizar a los datos por efecto de la variación de la altitud de cada una de las medidas con respecto al datum.

$$= 0.3086 h \text{ (mGal)}$$

Donde h es la elevación sobre el nivel del mar

Corrección de Bouguer: considera el efecto de la atracción que ejerce la masa que hay entre la cota de las estaciones y el datum.

$$= (0.04193 \rho h) \text{ (mGal)}$$

Donde ρ es la densidad media de las rocas subyacentes del área de estudio en g/cm^3

Corrección topográfica: es la influencia de la topografía cercana al punto de medida. Se ha calculado a partir de modelos digitales de terreno SRTM 3 realizados por la NASA (http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/South_America/) con una malla de 90 m de pixel, y un radio de cobertura de hasta 250 km desde el punto de medida más alejado del área de estudio y datos de satélite marinos de resolución de 30 segundos de arco desarrollados por GebCo.

La ecuación para el cálculo de la anomalía de Bouguer completa, que representa las variaciones laterales de densidad es la siguiente:

Anomalía $_{\text{Bouguer}} = g_{\text{observada}} + \text{corrección de aire libre} - \text{corrección de Bouguer} + \text{corrección topográfica} - g_{\text{teórica}}$

Las correcciones de Bouguer y topográfica se han calculado a partir de las densidades medias de las rocas de basamento de la corteza continental (2.67 g/cm^3) y 1.028 g/cm^3 del agua de mar.

La obtención de las anomalías de Bouguer a partir de los datos adquiridos en campo para las cuencas intramontañosas fue calculada mediante los programas CICLOS, ANOMALIA Y PERFIL realizados en Fortran por J. Galindo Zaldivar. La corrección topográfica se ha realizado mediante el método de círculo de Hammer (Hammer, 1939, 1982) para los datos de campo, mientras que para los datos de satélite se calculó mediante la combinación de métodos desarrollados por Kane (1962) y Nagy (1966). El programa CICLOS se encarga de corregir la deriva instrumental y las mareas en cada una de las estaciones de medida de forma lineal en función del tiempo de medida y permite obtener el valor de la gravedad observada g_{obs} . La corrección de Aire Libre y la de Bouguer se calculan mediante el programa ANOMALIA. El programa PERFIL proyecta los datos obtenidos en cada una de las estaciones de medida sobre una línea recta en la

posición del perfil. Los datos gravimétricos medidos en los perfiles a 1°S y 4°S de latitud, la anomalía residual se calculó utilizando el software Oasis Montaj (Geosoft) que aplica mínimos cuadrados para eliminar la anomalía regional.

Las anomalías residuales obtenidas se han modelizado en 2D mediante el programa GRAVMAG V.1.7 del British Geological Survey (Pedley et al., 1993). Este programa permite analizar las anomalías residuales en perfiles bidimensionales. Las densidades promedio asignadas para obtener el modelo gravimétrico de cada unidad geológica en las cuencas sedimentarias y los perfiles ubicados a 1°S y 4°S de latitud y en las cuencas intramontañosas fueron tomadas de los valores normales existentes (Telford et al., 1990): 2.67 g/cm³ para rocas del basamento continental, 2.3 g/cm³ para el relleno sedimentario, 1.03 g/cm³ para el agua de mar, 2.55 g/cm³ para la roca intrusiva, 2.90 g/cm³ para la corteza oceánica y 3.30 g/cm³ para el manto. El estudio de muestras inalteradas no ha sido posible en la región debido a los diferentes grados de alteración y fractura a la que están sometidos las rocas. Las variaciones de las densidades consideradas pueden tener un efecto durante el modelado, aumentando el espesor de los sedimentos mientras se disminuye el contraste de densidad. Aun así, el modelado por gravimetría contribuye a determinar las variaciones relativas en el espesor del relleno sedimentario, lo que mejora el conocimiento geológico profundo de esta región.

2.2.2 Métodos magnéticos

El estudio de las anomalías magnéticas, ha sido utilizado para caracterizar las propiedades y estructura de los cuerpos de rocas básicas y ultrabásicas, entre los que destaca la litósfera oceánica subducida (Clark et al., 1985; Blakely et al., 2005). Las anomalías magnéticas se obtuvieron a partir de los datos del satélite CHAMP (Reigber et al., 2002). La base se obtuvo a partir del modelo MF7 (Maus, 2010) que resuelve el campo magnético cortical a partir del armónico esférico 133, que corresponde a una longitud de hasta 300 km. Por lo tanto el método magnético es de gran utilidad para realizar estudios de detalle y regionales que permitan

determinar la evolución de las placas tectónicas y la interacción de la corteza con el manto. Para el propósito de nuestro estudio en Ecuador, las anomalías magnéticas se han utilizado con el fin de determinar diversos patrones que pueden ser atribuidos a la expansión de la corteza oceánica y su destrucción asociada a la zona de subducción, la acreción de corteza continental y la posición de estructuras en áreas cratónicas del escudo Guayanés.

2.2.3 Métodos sísmicos

Los datos de sismicidad de Ecuador están recopilados en catálogos internacionales y locales. Los catálogos internacionales determinan datos preliminares de los epicentros a nivel mundial, aunque sólo incluyen los de eventos de mayor magnitud. Entre ellos cabe destacar el del Centro Nacional de Información Sísmica (NEIC-PDE del U.S. Geological Survey). El International Seismological Center (ISC) registra datos a comienzos de 1900 y el International Seismological Summary (ISS) proporciona sus propias soluciones a partir de 1964, el catálogo del NEIC-PDE contiene datos de terremotos a partir de 1963.

La red sísmica ecuatoriana (RENSIG) es operada por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. El catálogo local (IGEPN) proporciona datos de los terremotos desde 1990 hasta la actualidad, con mayor detalle que las bases de datos internacionales. Además han sido recalculados por Beauval et al. (2013). La actual cobertura de las redes de sismógrafos (RENSIG) y acelerógrafos (RENAC) permiten obtener soluciones hipocentrales de buena calidad para los sismos que ocurren en Ecuador, especialmente aquellos que se originan en el continente. La red RENSIG a partir del 2010 ha evolucionado considerablemente, por lo que actualmente tiene instalados un total de 65 estaciones que se encuentran distribuidas homogéneamente en Ecuador (Figura 2.3).

La distribución de epicentros e hipocentros de terremotos han sido analizadas para conocer las principales zonas sísmicas de la región, asociadas a zonas de deformación tectónica. Para ello los datos de sismicidad se han proyectado tanto

en planta como en los correspondientes perfiles con la finalidad de determinar las zonas activas a partir de la distribución de las diferentes magnitudes de los terremotos.

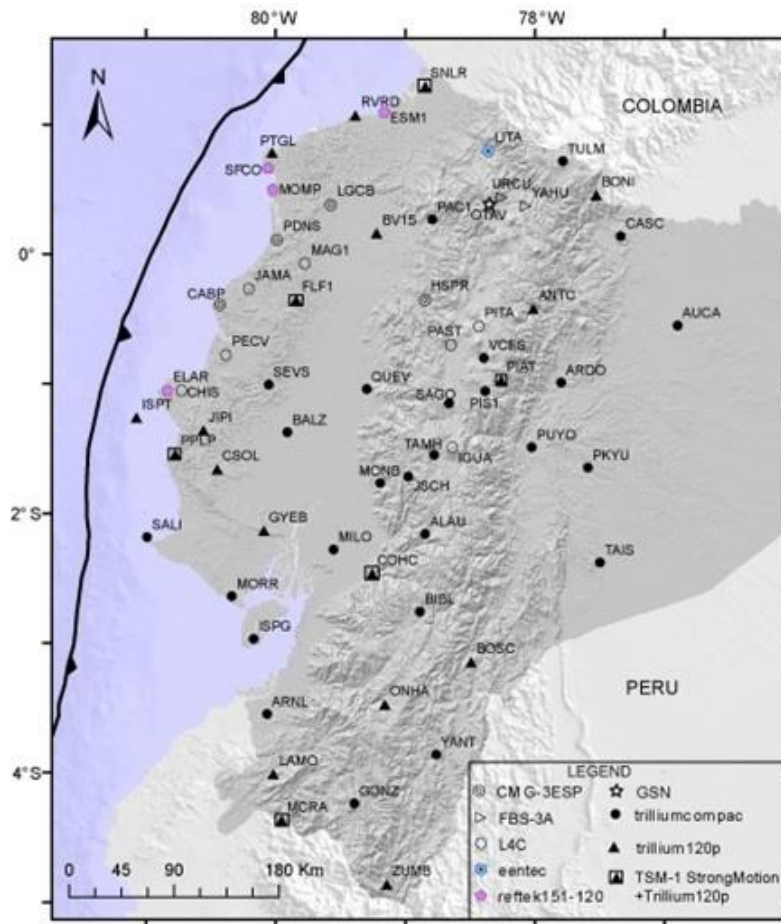


Figura 2.3 Ubicación actual de las estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sísmica Nacional Instituto Geofísico, RENSIG (IG-EPN)

2.3 Métodos geodésicos

La Red de Control Geodésica del Ecuador está compuesta por estaciones permanentes que son ocupadas por receptores GNSS doble frecuencia con sus respectivas antenas geodésicas de recepción continua, enlazadas a SIRGAS, que captan datos GPS y GLONASS. Proporcionan a los usuarios información georreferenciada, de alta precisión, compatible con los sistemas de navegación global de satélite. Están controladas por el Instituto Geográfico Militar (IGM) de

Ecuador y constituyen la red REGME que utiliza el sistema SIRGAS - ECUADOR que actualmente está compuesta por 45 estaciones GPS.

Para las investigaciones que se presentan en esta Tesis Doctoral se consideraron 24 estaciones REGME (fecha de corte marzo de 2011) distribuidas de manera homogénea a lo largo del territorio nacional. Además se han incorporado datos obtenido de 90 estaciones no permanentes (RENAGE), con un total de 114 estaciones de la red GPS del campo de velocidades de Ecuador (Cisneros y Nocquet, 2011) (Figura 2.4). Los datos de las estaciones se utilizan con el fin de registrar y analizar el desplazamiento de puntos en el transcurso del tiempo, debido a movimientos geodinámicos (sismo - tectónicos - volcánicos).

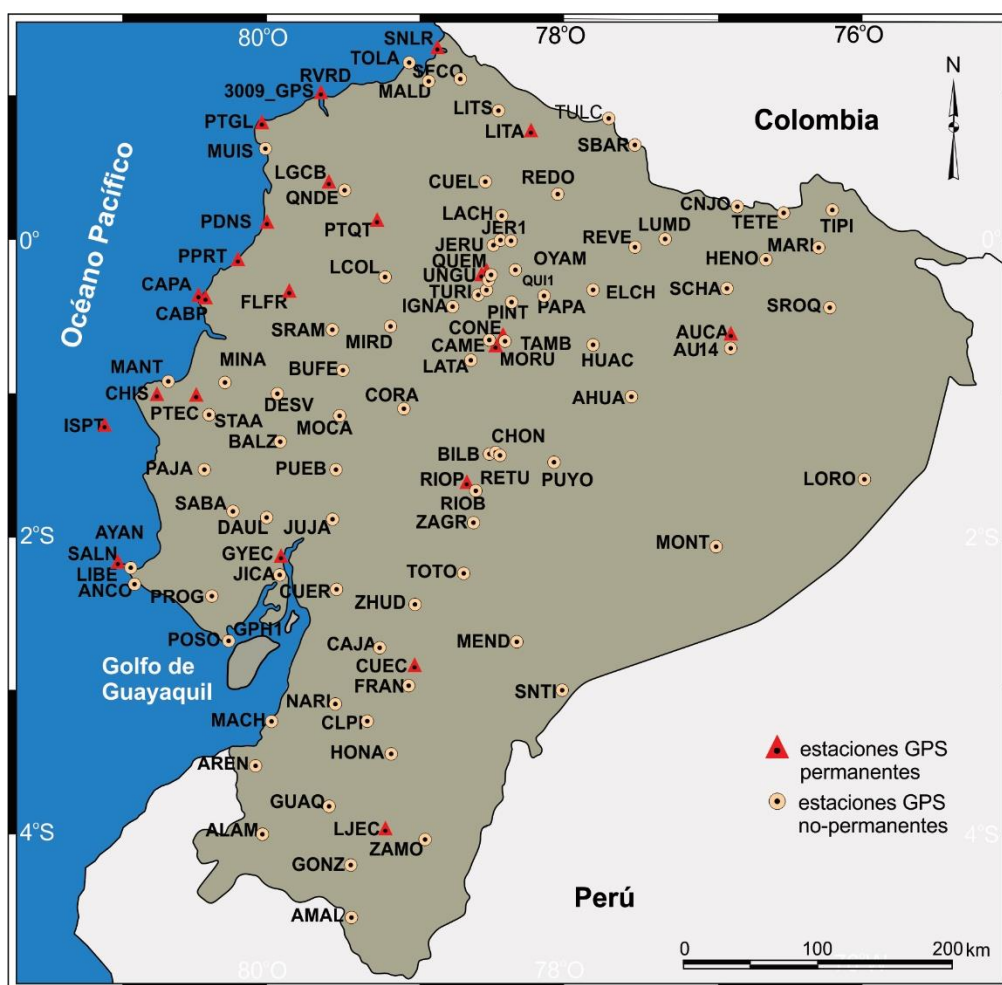


Figura 2.4 Estaciones GPS de Ecuador (REGME-RENAGE) utilizadas para este estudio hasta el 2011. Modificado de Cisneros y Nocquet (2011).

Capítulo 3

3 Contexto geológico del margen de Ecuador

3.1 Contexto tectónico regional

El margen occidental de Ecuador está caracterizado por el límite de placas convergentes que conforman una trinchera o fosa. En él se inicia la subducción de la placa oceánica de Nazca, que incluye la Cordillera Carnegie, bajo la corteza continental de la placa Sudamericana y forma un arco volcánico activo. Las medidas geodésicas respecto a la placa estable de Sudamérica han determinado velocidades y orientaciones de la subducción de la placa oceánica. La propuesta realizada por Nocquet et al. (2009), indica que la placa de Nazca converge a lo largo del margen ecuatoriano a una velocidad de 55-58 mm/año en dirección N83°E, valores próximos a los de Collot et al. (2009) que determina que el movimiento relativo entre Nazca y Sudamérica es de 56 mm/año en la misma dirección, y el de Trenkamp et al. (2002) que muestra que la subducción de Nazca frente a la costa ecuatoriana es de 58 ± 2 mm/año (Figura 3.1). La subducción oceánica bajo el margen continental ecuatoriano es ligeramente oblicua respecto a la dirección de la fosa.

La Cordillera Carnegie se originó como resultado del paso de la placa de Nazca sobre el *hot spot* (punto caliente) de Galápagos hace aproximadamente 20 a 23 Ma. Esta estructura tiene una dirección aproximada E-O y entra en la zona de subducción entre 1°N y 2°S de latitud (Witt et al., 2006; Egbue y Kellog, 2010), pudiendo extenderse bajo los Andes hasta 500 km al este de la fosa (Figura 3.1). La colisión de la Cordillera Carnegie pudo haber afectado el acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamericana. La subducción de Carnegie se inició hace 1.8 Ma (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2009; Egbue y Kellog, 2010) y en el continente afecta e incrementa el vulcanismo, la deformación y sismicidad en una región que se extiende entre 500 a 600 km tierra adentro frente a la Cordillera Carnegie.

El movimiento del Bloque Norandino, sería una de las consecuencias de la subducción oblicua de la placa de Nazca y el acoplamiento interplacas ocasionado por el desplazamiento de la Cordillera Carnegie (Gutscher et al., 1999; Trenkamp et al., 2002; Witt y Burgois, 2009; Beauval et al., 2010; Nocquet et al., 2014). Además, como consecuencia se produciría la subsidencia del Golfo de Guayaquil. El movimiento tiene una dirección N35°E, a través de un sistema de fallas de desgarre dextral con dirección noreste y de fallas inversas en dirección norte. La velocidad de movimiento estimada es entre 6 a 9 mm/año (Segovia y Alvarado, 2009; Nocquet et al., 2009; Trenkamp et al., 2002; Egbue y Kellog, 2010; Alvarado et al., 2014) (Figura 3.1). La reorganización de los límites del Bloque Norandino ocurrió entre el Plioceno y Pleistoceno inicial (Witt et al., 2006). En Ecuador el límite del Bloque Norandino se localiza en el Golfo de Guayaquil y cruza a través de la falla Pallatanga la Cordillera Occidental en dirección a la Depresión Interandina. Hacia el norte en la frontera con Colombia el límite lo conforma la falla Chingual-La Sofía (Segovia y Alvarado, 2009; Beauval et al., 2010; Alvarado et al., 2014). Estas estructuras forman parte de la megacizalla Dolores- Guayaquil.

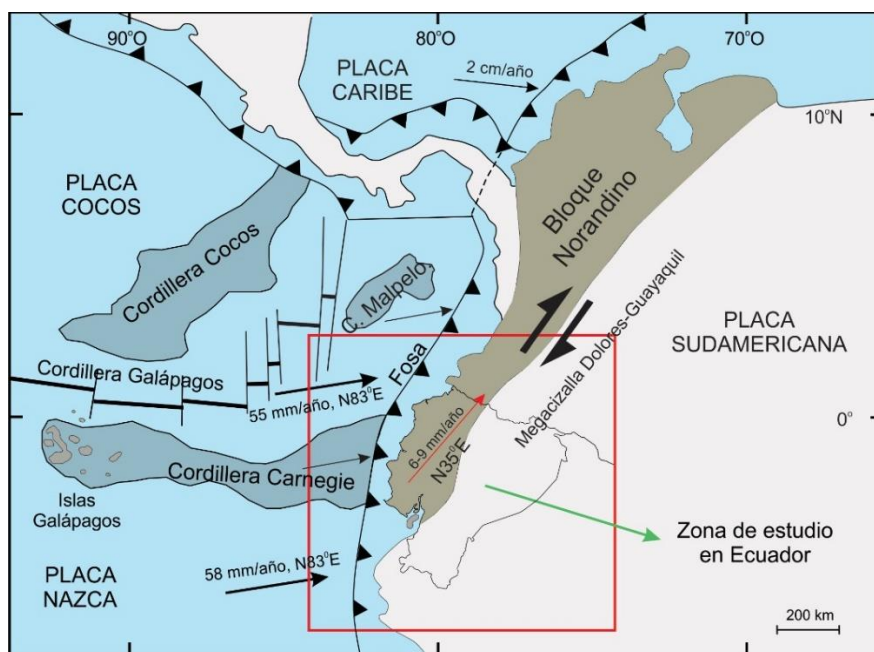


Figura 3.1 Esquema tectónico regional simplificado del margen de Ecuador

3.2 Contexto geológico de Ecuador

Ecuador se encuentra atravesado de NNE a SSO por la cordillera de los Andes, que forma cadenas montañosas y subdivide el país en varios dominios morfoestructurales: la región Costa, región Sierra y la cuenca Oriente. La evolución geológica de Ecuador es consecuencia de la yuxtaposición de terrenos alóctonos de origen oceánico sobre terrenos autóctonos del margen sudamericano compuesto por rocas volcánicas, metamórficas y secuencias sedimentarias marinas y continentales (Feininger y Bristow 1980; Aspden y Litherland, 1992; Jaillard et al., 1995 y 1997; Litherland et al., 1993, Litherland et al., 1994, Reynaud et al., 1999; Spikings et al., 2001; Hughes y Pilatasig, 2002; INIGEMM, 2017) (Figura 1.1, 3.1).

3.3 La región Costa

Esta región está formada por la Cordillera Costanera en la parte litoral, la Cordillera Chongón-Colonche hacia el Sur, la cuenca de Borbón hacia el Norte, la cuenca de Manabí en la parte oriental que incluye la planicie Costera y se extiende hacia la cuenca Progreso en el Golfo de Guayaquil (Figura 3.2). El arco frontal es consecuencia de la subducción de la placa de Nazca bajo el continente Sudamericano y desarrolla tras la Cordillera Costanera el conjunto de cuencas de ante arco que se localizan a lo largo del margen continental. Las rocas que rellenan estas cuencas de ante arco son sedimentarias de ambiente marino y edades comprendidas entre el Cretácico y el Cuaternario. El basamento del margen costero, está formado por rocas básicas de origen oceánico de edad Cretácico (Reynaud et al., 1999; Luzieux et al., 2006) que incluye gabros, basaltos y pillow-lavas de la formación Piñón (Baldock, 1982), bajo secuencias de lavas y brechas volcánicas de la formación Calentura (Van Melle et al., 2008) y vulcano-sedimentarias masivas y sedimentos finos silíceos de las formaciones Cayo y Guayaquil. Las series turbidíticas y sedimentos clásticos de grano grueso (Grupo Azúcar y Ancón y formaciones San Mateo y Zapallo) tienen edades del Paleoceno a Oligoceno. Las rocas del Mioceno están compuestas por secuencias marinas de

sedimentos pelíticos masivos de grano fino de las formaciones Dos Bocas, Viche y Villangota, cubiertas por sedimentos turbidíticos de la formación Angostura (Cantalamessa et al., 2007) y sedimentos tufáceos de grano fino de la formación Onzole (Aalto y Miller, 1999). El Plioceno está constituido por una secuencia clástica de grano grueso a medio de las formaciones Borbón y Jama que se extiende a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Costanera (Cantalamessa et al., 2005). Los depósitos no consolidados continentales y transicionales del Pleistoceno tardío están ubicados en el borde occidental y oriental de las cuencas de ante arco (Pedoja et al., 2006; Cantalamessa et al. 2005). Los depósitos cuaternarios más recientes se presentan en las coberteras sedimentarias de los abanicos aluviales desarrollados sobre el flanco oeste de la Cordillera Occidental (Reyes y Michaud, 2012).

3.4 La región Sierra

Se extiende a lo largo de la cordillera de los Andes en dirección NNE-SSO. Está subdividida en la Cordillera Occidental, la Cordillera Real y la Depresión Interandina (Figura 3.2).

La Cordillera Occidental. Está constituida por varios terrenos de origen oceánico que fueron acrecionados al margen continental entre el Cretácico y el Eoceno (Feininger y Bristow 1980; Bourgois et al., 1990; Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Jaillard et al., 2004; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2005; Vallejo et al., 2006). La Cordillera Occidental comprende dos terrenos, Pallatanga y Macuchi, separados por la zona regional de cizalla Chimbo-Toachi (Hughes y Bermúdez, 1997; Hughes y Pilatasig, 2002) (Figura 3.2 y 3.3).

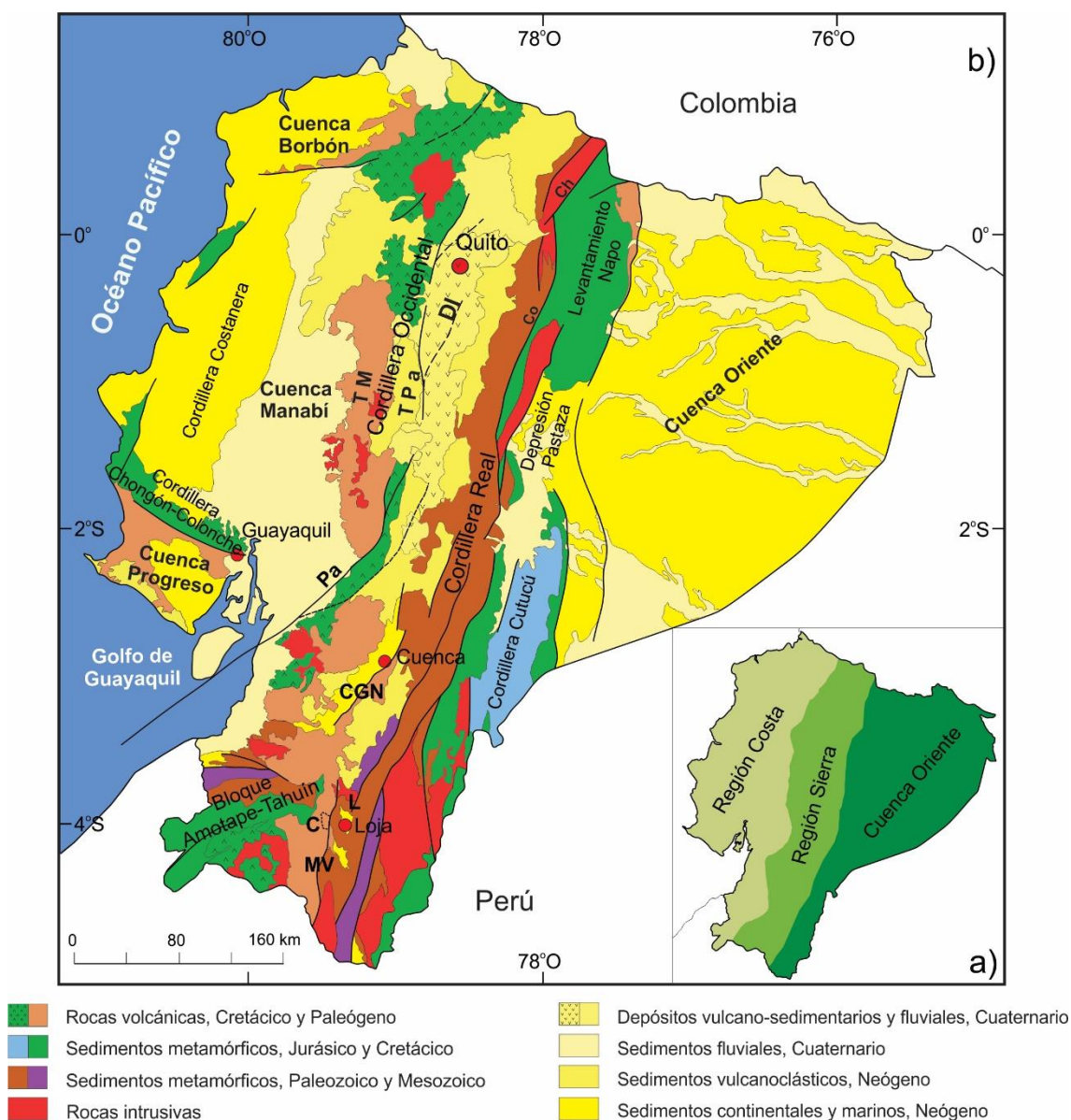


Figura 3.2 Mapa geológico simplificado de Ecuador. Modificado de Litherland et al. (1993); INIGEMM (2017). Depresión Interandina, ID; Terreno Macuchi, TM; Terreno Pallatanga, TPa; Falla Pallatanga, Pa; Falla Cosanga, Co; Falla, Chingual, Ch. Cuencas sedimentarias: Cuenca-Giron-Nabó, CGN; Loja, L; Malacatos-Vilcabamba, MV; Catamayo, C.

El terreno más antiguo, Pallatanga, aflora a lo largo del borde Este de la Cordillera Occidental y está separado del margen continental (Cordillera Real) por la zona de sutura (falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga), que representa la sutura océano-continente durante del Cretácico Superior (Hughes y Pilatasig 2002; Vallejo et al., 2009). Está compuesto por un basamento cretácico de rocas basálticas y ultramáficas, localmente expuesto en las unidades Pallatanga y San

Juan y más recientemente interpretado como fragmentos de un plateau oceánico que incluye basaltos, doleritas, pillow lavas (Cosma et al., 1998, Reynaud et al., 1999, Lapierre et al., 2000). El terreno más joven es Macuchi, que se extiende en el borde oeste de la Cordillera Occidental (McCourt et al., 1997). Está formado por una secuencia vulcano-sedimentaria de arco de isla de composición basáltica a andesítica con edades del Paleoceno al Eoceno inferior (Egüez, 1986; Hughes y Pilatasig, 2002; Spikings et al., 2005) (Figura 3.3). La acreción del terreno Piñón Pallatanga durante el Cretácico Superior constituye el evento tectono-metamórfico más importante y responsable de la formación de la Cordillera Occidental. Posteriormente un segundo evento estuvo relacionado con la acreción del Terreno Macuchi durante el Eoceno (Hughes y Pilatasig, 2002).

La Cordillera Real. Constituye el segmento oriental de los Andes, formado por fajas de rocas metamórficas orientadas en dirección NNE-SSO que involucran grupos litológicos con edades desde el Paleozoico hasta el Jurásico e intruídas por granitos tipo I y S (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994). Está dividido en varios cinturones metamórficos alóctonos y autóctonos: Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, separados por grandes zonas de falla regionales: Peltetec, Frente Baños, Llanganates y Cosanga-Mendez (Litherland et al., 1994) (Figura 3.4).

División Guamote, está constituida por una secuencia sedimentaria continental formada por cuarcitas feldespáticas de grano medio a grueso intercaladas con pizarras y filitas de bajo grado y metaconglomerados que incluyen algunos clastos de cuarzo azul que provienen del granitoide de Tres Lagunas. Este terreno comprende una secuencia marina que se extiende en la parte occidental de la Cordillera Real con edad entre el Jurásico inferior y Cretácico inferior (Litherland et al., 1994).

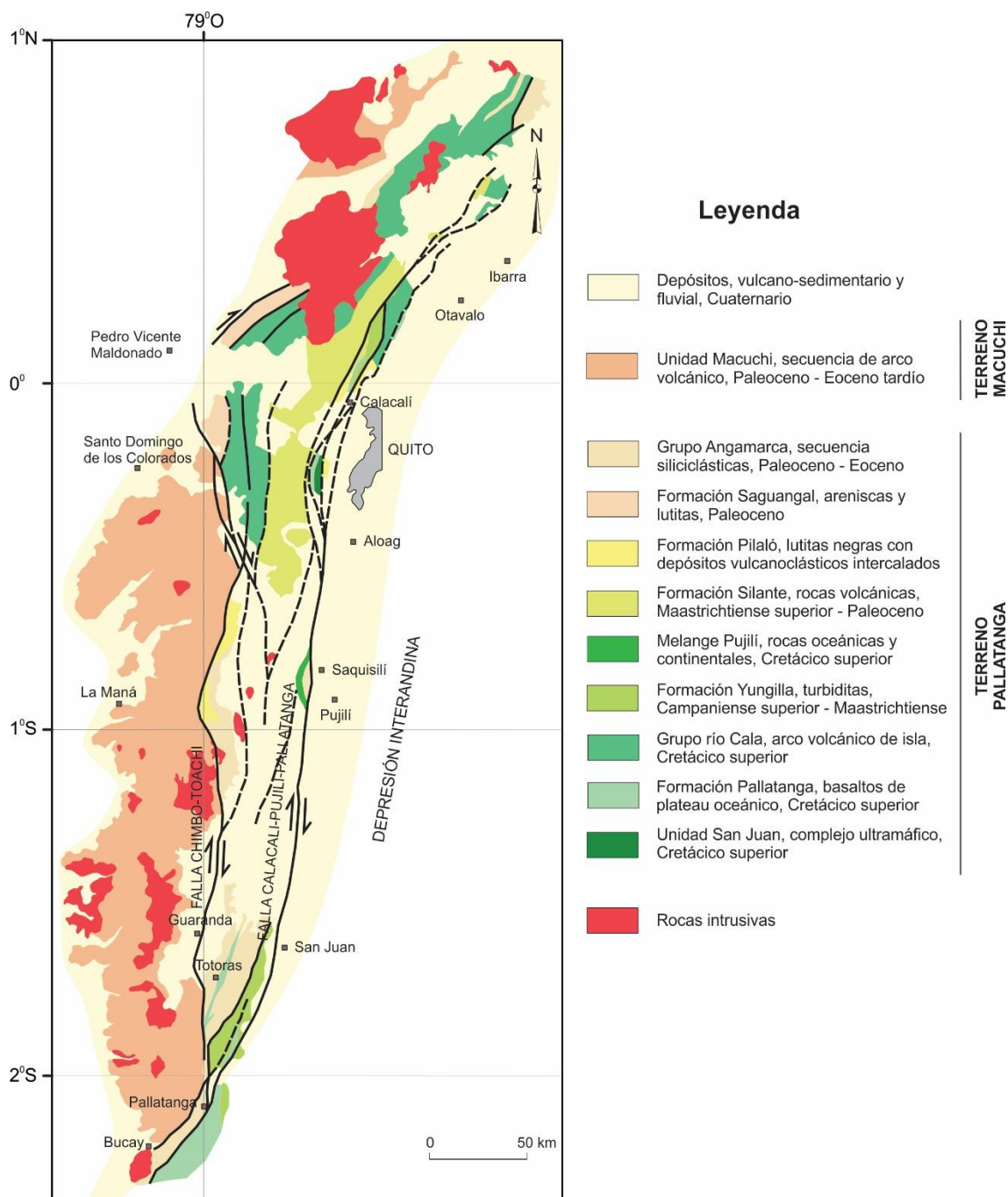


Figura 3.3 Mapa geológico de la Cordillera Occidental. Modificado de Hughes y Pilatasig (2002).

División Alao, formada por rocas metavolcánicas y metasedimentarias de las unidades metamórficas Peltetec, Alao-Paute, El Pan y Manguazo de edad Jurásico (Figura 3.4). La unidad Peltetec se interpreta como un relicto de arco de isla formado por una compleja asociación de rocas desarrolladas en un ambiente de mélangé tectónica de subducción. La unidad turbidítica Manguazo

corresponde a una cuenca de ante arco rico en clastos volcánicos y rocas verdes de composición andesítica. La unidad Alao-Paute forma parte de un arco de islas que incluye rocas verdes basálticas y andesíticas. La unidad El Pan constituye una cuenca tras-arco conocida como unidad metasedimentaria (Litherland et al., 1994).

División Loja, que corresponde a una faja metamórfica alargada que se extiende por toda la Cordillera Real, definida por rocas metamórficas pelíticas de edad Paleozoica. Está constituida por las unidades Chigüinda y Agoyán, el granito Triásico Tres Lagunas y las migmatitas de Sabanilla (Litherland et al., 1994) (Figura 3.4). La unidad Chigüinda aflora al sur de la Cordillera Real y constituye un cinturón de rocas metapelíticas que incluyen cuarcitas con intercalaciones de filitas negras, esquistos, pizarras y en menor grado metagrauvascas (Litherland et al., 1994). La unidad Agoyán consiste en una serie de esquistos metapelíticos y paragneis que afloran principalmente en el segmento norte de la Cordillera Real, y se consideran el equivalente de alto grado metamórfico de la unidad Chigüinda (Litherland et al., 1994). La unidad Tres Lagunas se compone de granitos masivos de composición monzogranita-granodiorita de grano medio a grueso. La unidad Sabanilla es un conjunto de gneises y esquistos de grado metamórfico medio a alto (Litherland et al., 1994).

División Salado, constituye un relicto de una cuenca marginal desarrollada sobre corteza continental de edad Jurásica (Litherland et al., 1994). Está formada por rocas volcánicas máficas metamorizadas y rocas metasedimentarias de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso e incluyen rocas plutónicas metamorizadas del granitoide Azafrán (Litherland et al., 1994) (Figura 3.4). La Unidad Upano está formada por rocas verdes andesíticas y metasedimentos. La Unidad Cuyuja consiste en esquistos grafiticos-moscovíticos, esquistos pelíticos e intercalación de esquistos verdes (Litherland et al., 1994). La Unidad Cerro Hermoso agrupa secuencias carbonatadas que incluyen mármoles, calizas negras, filitas calcáreas y calcoarenitas (Aspden y Litherland, 1992). El granitoide

Azafrán, constituye un cinturón de cuerpos plutónicos deformados que litológicamente comprende granodioritas, cuarzomonzonitas y dioritas. Sus características geoquímicas corresponden a los plutones tipo I (Litherland et al., 1994).

División Zamora, se extiende al este de la Cordillera Real, y está formada principalmente por secuencias plutónicas, metasedimentarias, volcánicas y vulcano-sedimentarias (Aspden y Litherland, 1992). Los granitoides no deformados Rosa Florida, Abitagua y Zamora son cuerpos batolíticos alargados limitados al oeste por las fallas Cosanga - Méndez y Palanda (Figura 3.4). Sus composiciones varían entre granodioritas, dioritas, cuarzomonzonitas, monzogranitos de composición calco-alkalina; otras unidades relacionadas constituyen los macizos volcánicos de Misahuallí, la unidad metasedimentaria Isimanchi y la unidad vulcano-sedimentaria Piuntza (Triásico) (Litherland et al., 1994). La edad de los batolitos está comprendida entre 120 a 200 Ma obtenidas por K-Ar (Litherland et al., 1994). Las dataciones recientes U/Pb realizadas por Cochrane (2013) indican una edad Jurásica. La intrusión de mayor volumen del complejo batolítico de Zamora se produjo entre 200-170 Ma y corresponde al periodo de mayor actividad del arco volcánico Misahuallí.

La Depresión Interandina. Tiene una dirección N-S a NNE-SSO y está situada entre las cordilleras Real y Occidental de los Andes (Figura 3.2). Corresponde a una estructura extensional, limitada por fallas transtensionales activas y rellena por depósitos volcánicos y vulcano-sedimentarios con espesores de varios miles de metros que cubren un basamento posiblemente metamórfico (Winkler et al., 2005). Varias cuencas se iniciaron progresivamente entre 6 a 5 Ma (Mioceno tardío) durante el desarrollo de la Depresión Interandina: la cuenca del Chota ubicada al norte y hacia el centro-sur las cuencas de Quito-Guayllabamba, Ambato-Latacunga y Riobamba-Alausí.

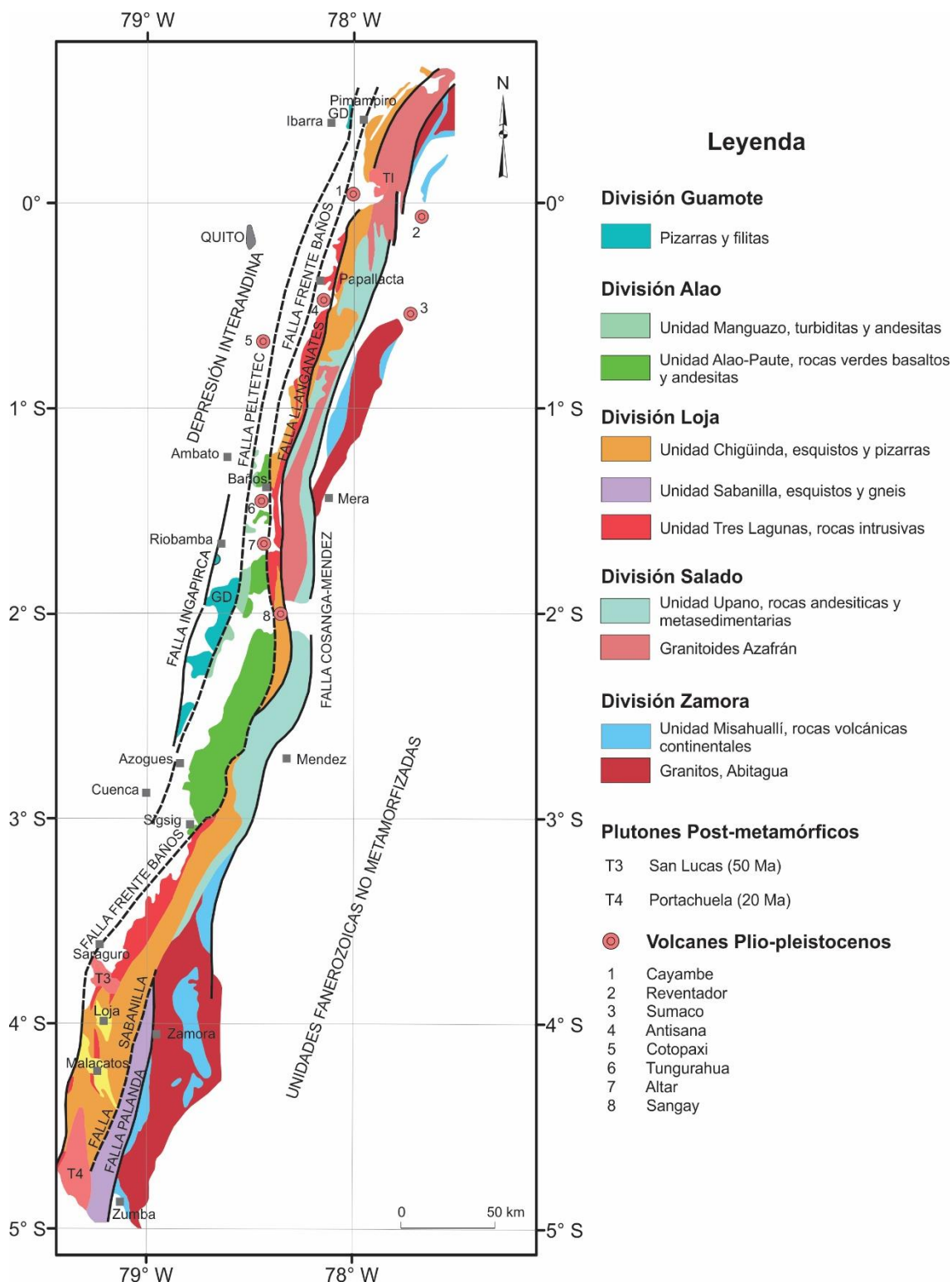


Figura 3.4 Mapa geológico simplificado de la Cordillera Real. Modificado de Aspden y Litherland (1992)

La terminación meridional de la Cordillera Occidental y la depresión Interandina se produce aproximadamente a 2°S como consecuencia del sistema de fallas transpresivo dextral constituido por la falla Pallatanga al sur que se extiende hacia la falla Chingual-La Sofia al noreste (Ego et al., 1996). Al sur de Ecuador se localizan las cuencas intramontañosas de arco y de tras-arco: Cuenca, Girón, Nabón, Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo-Gonzanamá, formadas desde el Mioceno medio (Hungerbühler, 1997; Hungerbühler et al., 2002) (Figura 3.2). Las cuencas fueron rellenadas con sedimentos fluviales, lacustres, marinos, de abanico aluvial y depósitos volcánicos contemporáneos (Hungerbühler, 1997; Hungerbühler et al., 2002; Winkler et al., 2005). La actividad volcánica reciente de los Andes se produce a partir de 5 Ma (Plioceno-Cuaternario) y se registra hacia el norte de 2° S de latitud, simultánea al desarrollo tectónico de las fallas de la Depresión Interandina (Barberi et al., 1988).

El desmembramiento del *Bloque Amotape-Tahuín* en la zona sur de la Cordillera Real, es consecuencia de la acreción del plateau oceánico Piñón-Pallatanga durante el Cretácico Superior. La migración de esta meseta oceánica al NNE produjo la adición de fragmentos ofiolíticos y finalmente la rotación horaria de 110° del bloque Amotape-Tahuín (Mourier et al., 1988). Sin embargo Aspden et al. (1995) describen el bloque Amotape-Tahuín como un complejo estructural heterogéneo formado por rocas metamórficas de bajo grado e intrusiones tectónicas asociadas a fallas regionales en dirección E-O (Figura 3.2). La cuenca de ante arco Alamor (Celica) - Lancones está ubicada en el macizo paleozoico Amotape-Tahuín. Su origen es controvertido. Jaillard et al. (1999) propone que la secuencia volcánica constituye parte del arco volcánico y los sedimentos parte de una cuenca ante arco. Aguirre (1992), propone que es una cuenca marginal ensialica abortada. Litherland et al. (1994) concluye un origen de cuenca pull-apart. Kennan y Pindell (2009) define que el arco Celica en conjunto con el Terreno Tahuín constituye parte de un bloque desprendido del cinturón metamórfico de la Cordillera Real, desplazado y girado desde el sur hacia el norte. Sin embargo estudios reciente realizados por Ibadango et al. (2013)

renombraron esta estructura como cuenca Alamor-Punta Piedras por su naturaleza vulcanosedimentaria, y le atribuyen una edad cretácica, ubicada entre el Terreno Olmos-Loja y el macizo Amotape-Tahuín, constituido por secuencias metamórficas pre-cretácicas (Litherland et al., 1994).

3.5 La cuenca Oriente

Se localiza al este de la Cordillera de los Andes y constituye la cuenca de antepaís del sistema actual Subandino (McCourt et al., 1997). Está constituida por sedimentos marinos y continentales de edad Cretácico a Holoceno, depositados sobre un basamento formado por secuencias paleozoicas-jurásicas y rocas precámbricas pertenecientes al cratón Guayanés (Tschopp, 1953; Faucher y Savoyat, 1973; Baldock, 1982; Canfield et al., 1982; Balkwill et al., 1995; Jaillard et al., 1997; Baby et al., 1999; Vallejo et al., 2009). Se formó como resultado de los esfuerzos transpresivos a partir del Cretácico superior, que provocaron la emersión de la Cordillera Real (Figura 3.2). Su deformación muestra la inversión tectónica de antiguas fallas normales, ligadas a un rift de edad Triásico y/o Jurásico inferior (Baby et al., 1997; Rivadeneira y Baby, 1999). Estas fallas actualmente inversas, tienen fuerte buzamiento y están orientadas N-S a NNE-SSO e involucran la zona Subandina, el corredor central Sacha-Shushufundi y el sistema invertido Capirón-Tiputini (Baby et al., 2004).

La cuenca de Oriente tiene un relleno sedimentario de plataforma continental de edades entre el Paleozoico y Mesozoico inferior (formaciones Pumbuiza, Macuma y Santiago) y el relleno vulcano-clástico del Jurásico superior de la formación Chapiza. La formación Pumbuiza, de ambiente marino de plataforma contiene pizarras grises a negras, areniscas y conglomerados. La formación Macuma está formada por calizas marinas con intercalaciones de pizarras, margas y areniscas, que se encuentran expuestas en la zona Subandina. Los sedimentos cretácicos están caracterizados por una secuencia cíclica de sedimentos marinos, continentales clásticos y carbonáticos (White et al., 1995) que corresponden a las formaciones Hollín, Napo y Tena, depositados sobre una

amplia cuenca de ante-país. La formación Hollín, está formada por una secuencia de areniscas cuarzosas agradantes con estratificación cruzada, plana con *ripple marks* (White et al., 1995). La serie cenozoica molásica está representada por las formaciones Tena, Tiyuyacu, Orteguaza, Chalcana, Araujo, Chambira, Mesa y Mera, depositadas a partir del Paleoceno en ambientes continentales de abanicos aluviales distales y sistemas fluviales.

Entre la cuenca Oriente y la Cordillera Real se extiende la *zona Subandina*, caracterizada por una actividad sísmica y volcánica muy intensa (Legrand et al., 2005; Barragán et al., 2005). Está formada por tres unidades morfo-tectónicas: Levantamiento Napo, la depresión Pastaza y las cordilleras Cutucú y El Cóndor al sur, cubiertas por sedimentos mesozoicos (Figura 3.2). La zona Subandina está deformada por fallas inversas de alto ángulo orientadas N-S a NNE-SSO (Rivadeneira y Baby, 1999). La Depresión Pastaza está deformada por fallas inversas que afectan al basamento. La cordillera de Cutucú corresponde a una antiforma compleja desarrollada al frente de la Cordillera Real y deformada por la inversión de un rift de edad Triásica a Jurásica, en el que se localiza el valle del Upano relleno por depósitos vulcano-clásticos (Diaz et al., 2003; Legrand et al., 2005).

Capítulo 4

4 Estructura regional de Ecuador a partir de datos gravimétricos, magnéticos y sísmicos

El estudio de la estructura profunda de la región se ha realizado a partir de datos gravimétricos y magnéticos de los satélites CHAMP, GRACE y GOCE, que se completan con dos perfiles gravimétricos regionales obtenidos en campo. El mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer para el Ecuador continental se ha comparado con mapas geológicos existentes y estructuras tectónicas regionales conocidas. Además, en este capítulo se analiza la continuidad de la placa oceánica de Nazca que subduce bajo el margen continental de la placa de Sudamérica, mediante la integración de datos gravimétricos y magnéticos de satélite en correlación con los datos sísmicos.

4.1 Investigaciones gravimétricas previas del margen de Ecuador.

Las primeras investigaciones gravimétricas regionales sobre la estructura continental de Ecuador fueron realizadas por Feininger y Seguin (1983), que calculan el mapa de anomalías de Bouguer con intervalos de 50 mGal, con una densidad de 2.67 g/cm³ como referencia para las rocas de basamento. Las anomalías de Bouguer de Ecuador varían entre -292 a + 162 mGal (Figura 4.1). Los datos muestran mínimos y máximos que están relacionados con las regiones geográficas del país (Costa, Sierra y Oriente).

En la región costa, desde el norte hasta los 2°S de latitud, las anomalías positivas con máximos de hasta +162 mGal, se extienden hasta el golfo de Guayaquil. Las zonas con anomalías negativas, que alcanzan -152 mGal, se extienden hacia el sur desde 2°S de latitud y comprenden parte de la región costa y el borde de la Cordillera Occidental. Estos valores se correlacionan con el grosor de la corteza.

A lo largo de región Sierra las anomalías negativas aumentan progresivamente desde -232 mGal en la frontera con Colombia hasta - 292 mGal al sur de Quito, localizadas en la Cordillera de los Andes, que comprende la Cordillera

Occidental y Real, separadas por la Depresión Interandina (Figura 4.1). Hacia el sur, las anomalías son menos intensas y describen mínimos con valores comprendidos entre -270 a -250 mGal en Cuenca. Las anomalías en el límite sur de la región Sierra a 4°20'S de latitud, registran valores de -222 mGal.

En la región del Oriente, la anomalía de Bouguer tiene valores comprendidos entre -150 y -50 mGal (Figura 4.1).

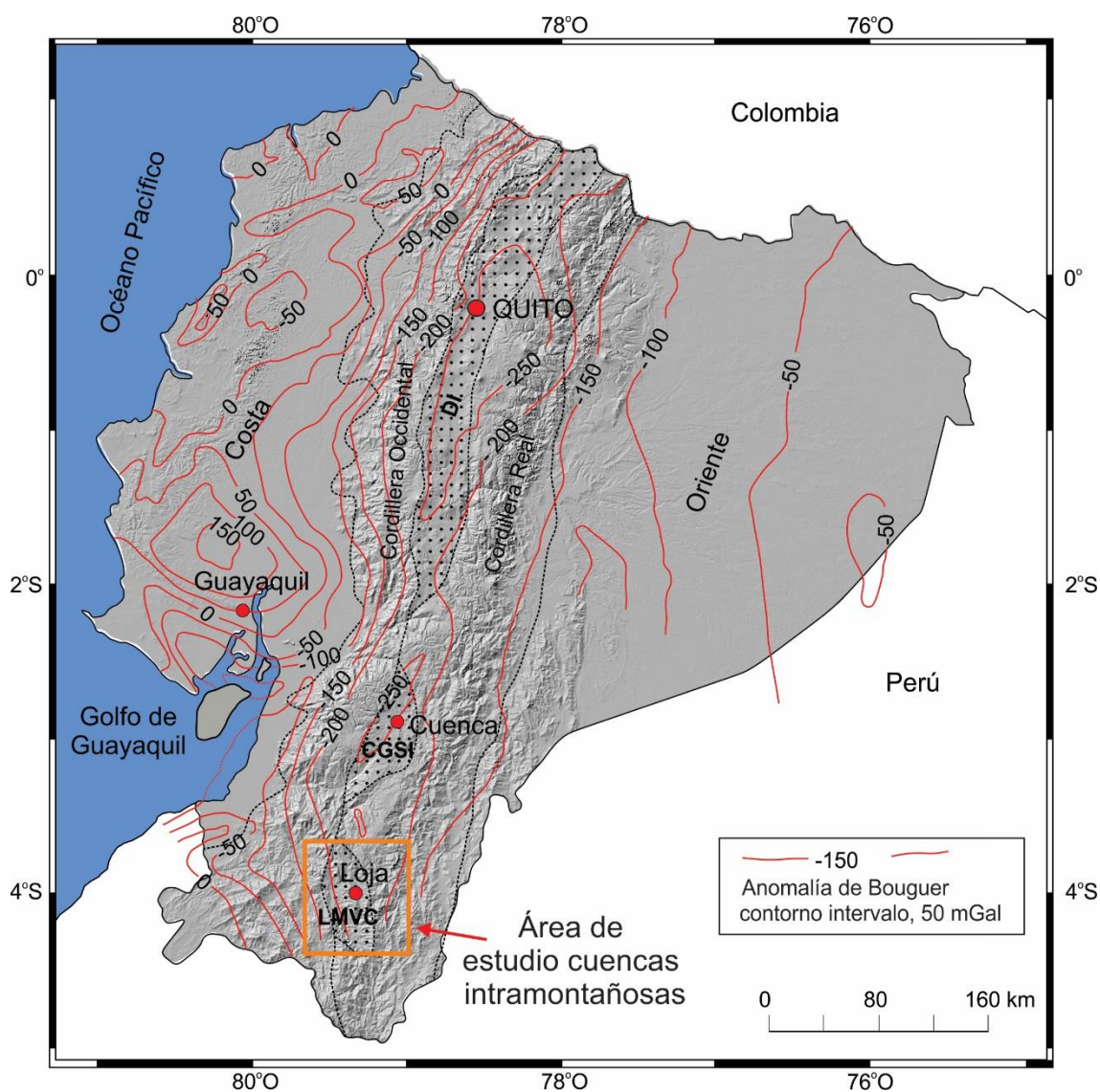


Figura 4.1 Mapa de anomalías de Bouguer de Ecuador (Modificado de Feininger y Seguin, 1983). Depresión Interandina, DI. Cuencas sedimentarias de: Cuenca-Girón-Santa Isabel, CGSI; Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo, LMVC.

4.2 Campo de gravedad terrestre y de satélite: anomalías y modelos gravimétricos

4.2.1 Anomalías gravimétricas de satélite

Las anomalías gravimétricas obtenidas a partir de datos de satélite tienen una forma alargada y se extienden en dirección NNE-SSO a NNO-SSE, paralelas al margen continental (Figura 4.2). El valor mínimo de gravedad obtenido es de -185 mGal que corresponde a la Cordillera de los Andes. Los máximos gravimétricos (+75 mGal) están localizados al oeste de Ecuador y se extienden a lo largo de la Cordillera Costanera y hacia el suroeste en la zona Talara-Tumbes en Perú. La cuenca Oriente se caracteriza por anomalías irregulares negativas (-20 mGal) con características similares hacia la región Costa entre las cuencas de Borbón, Manabí y Progreso. La Cordillera Carnegie muestra anomalías positivas suaves y el máximo (+265 mGal) corresponde a las regiones circundantes de la Placa de Nazca. En este contexto, los valores positivos moderados obtenidos para la Cordillera Carnegie confirman el engrosamiento de la corteza oceánica respecto a la corteza oceánica circundante.

4.2.2 Anomalías gravimétricas de superficie

Las anomalías gravimétricas de superficie se obtuvieron a partir de observaciones en estaciones a lo largo de dos perfiles orientados en dirección E-O. Los resultados obtenidos en las anomalías de Bouguer permiten mejorar la interpretación de las estructuras geológicas regionales.

El perfil 1°S de latitud, tiene una longitud de 325 km e incluye 434 puntos de medidas de gravedad (Figura 4.2 y 4.3). Las anomalías positivas (+75 mGal) se extienden cercanas al margen del Pacífico a lo largo de la Cordillera Costanera y corresponden a las rocas basálticas que afloran en algunos sectores. Estas rocas están dispuestas en forma de cuerpos localizados entre los sedimentos oceánicos depositados en el margen continental. Hacia el este, entre la cuenca Manabí y la Cordillera Occidental, la anomalía de Bouguer es negativa y alcanza -50 mGal.

Sin embargo más al este, en la Cordillera de los Andes, la anomalía de Bouguer tiene valores mínimos de -273 mGal, que corresponden al relleno sedimentario de la Depresión Interandina. En el sector más oriental, en la zona Subandina y la cuenca Oriente, la anomalía de Bouguer se caracteriza por tener un valor próximo a -170 mGal.

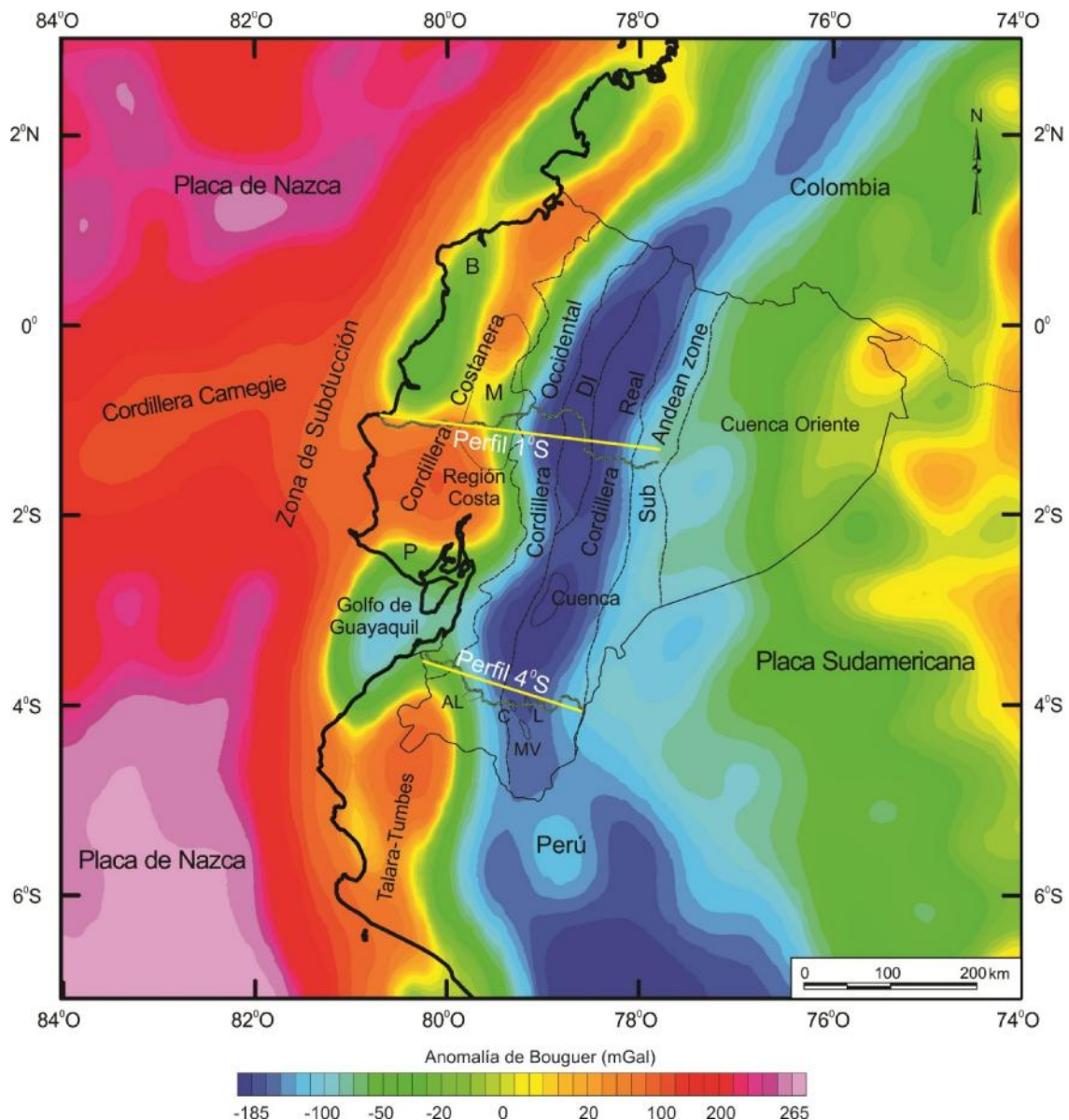


Figura 4.2 Mapa de anomalía de Bouguer del margen de Ecuador basado en datos de satélite. Depresión Interandina, DI; cuenca de Borbón, B; cuenca de Manabí, M; cuenca Progreso, P; cuenca de Loja, L; cuenca Malacatos-Vilcabamba, MV; cuenca de Catamayo, C; cuenca Alamor-Lancones, AL. Ubicación de los perfiles gravimétricos de campo: 1°S y 4°S.

El perfil ubicado a 4°S de latitud tiene una longitud de 190 km y se ha obtenido a partir de 234 puntos de medidas gravimétricas. La anomalía de Bouguer calculada es negativa (Figura 4.2 y 4.4). Hacia el oeste, los valores de la anomalía de Bouguer están comprendidos entre -17 y -86 mGal, y corresponden a depósitos marinos que se extienden en el margen continental dentro de la zona de Huaquillas. Hacia el este, la cuenca Alamor-Lancones está formada por rocas vulcano-sedimentarias del Cretácico y tiene valores entre -118 a -80 mGal. Más hacia el este, los valores mínimos están comprendidos entre -208 a -184 mGal que se extienden hacia la Cordillera de los Andes, donde se ubican las cuencas intramontañas de Loja y Catamayo. En el borde oriental del perfil, en la región de Zamora, la anomalía de Bouguer tiene valores entre -180 y -120 mGal asociados a cuerpos intrusivos y rocas volcánicas de la Cordillera Real y zona Subandina.

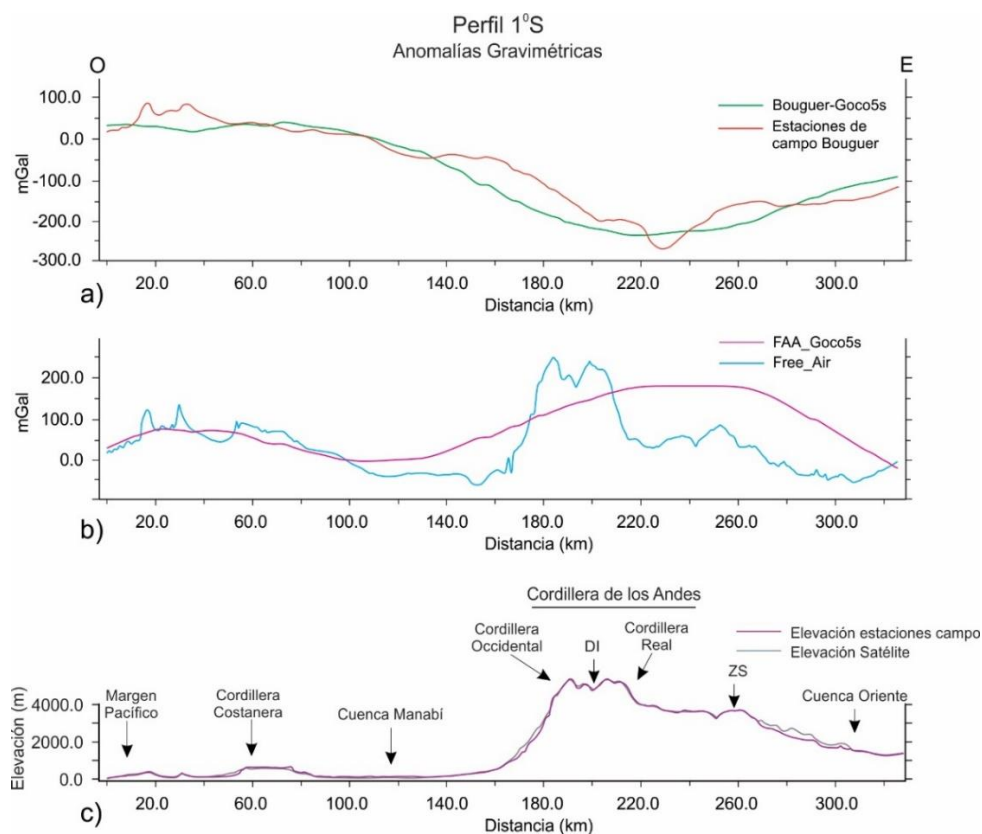


Figura 4.3 Anomalía gravimétrica del perfil 1°S de latitud. (a) anomalía de Bouguer a partir de datos de satélite y perfiles de campo. (b) anomalía de aire libre de satélite y campo. (c) perfil topográfico de satélite y campo. Depresión Interandina, DI; Zona Subandina, ZS.

En ambos perfiles la comparación de los datos de elevación de satélite y de campo muestra que los rangos de valores son similares (Figura 4.3c y 4.4c). Sin embargo, las anomalías de aire libre obtenidas de satélite demuestran una longitud de onda más larga en comparación con las anomalías de aire libre obtenidas en campo (Figura 4.3b y 4.4b). Aun así, las anomalías de Bouguer (Figura 4.3a y 4.4a) muestran un comportamiento similar entre las imágenes de satélite y los datos obtenidos en los perfiles de campo, en los que la tendencia de las anomalías coincide mejor en el perfil 1°S de latitud que los obtenidos a lo largo del perfil 4°S de latitud. Esta comparación confirma que las imágenes de satélite proporcionan anomalías de Bouguer regionales confiables, aunque los datos de las anomalías de campo tiene mayor precisión por registrar longitudes de onda corta y son más adecuados para realizar los modelos gravimétricos.

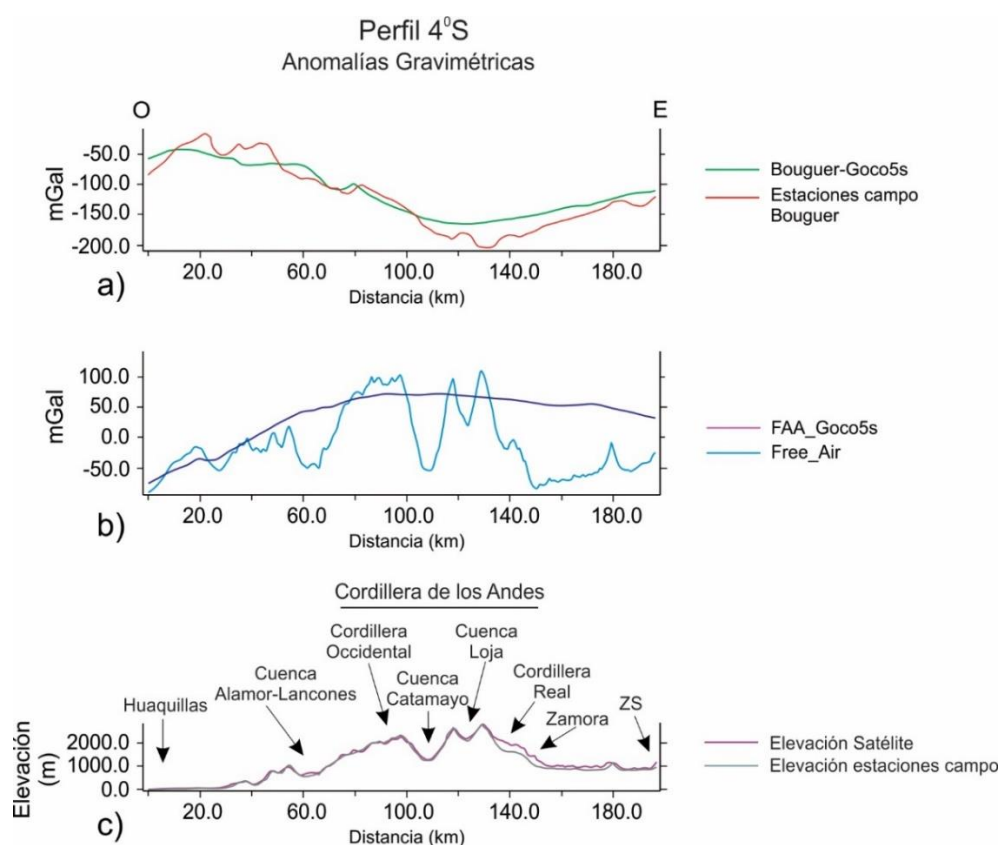


Figura 4.4 Anomalía gravimétrica del perfil 4°S. (a) anomalía de Bouguer a partir de satélite y perfil de campo. (b) anomalía de aire libre de satélite y campo. (c) perfil topográfico de satélite y campo. Zona Subandina, ZS.

Los modelos gravimétricos 2D caracterizan la estructura profunda de la región y permiten determinar: el espesor de la corteza continental, el espesor de las principales cuencas sedimentarias y la ubicación de grandes cuerpos intrusivos asociados con la actividad ígnea (Figura 4.5 y 4.6). Además, incluyen la continuidad de la zona de subducción oceánica que se hunde en el manto, para lo que se han considerado los datos de sismicidad y la continuidad de las anomalías magnéticas.

Los perfiles 1°S y 4°S de latitud están orientados E-O, aproximadamente ortogonales a la dirección de las anomalías de Bouguer. En los dos modelos (Figura 4.5 y 4.6), se determina una corteza continental gruesa con espesores entre 60 a 70 km que corresponden a la zona de máxima elevación en la Cordillera de los Andes. Esta zona engrosada está rodeada por una corteza continental más delgada hacia el oeste (35 a 38 km de espesor) y hacia el este (30 a 40 km de espesor).

La corteza oceánica que subduce bajo el margen continental tiene un espesor entre 8 y 14 km. El buzamiento de la placa subducida es mayor en el perfil 1°S de latitud (30° de buzamiento, y alcanza 200 km de profundidad) (Figura 4.5) en relación al perfil 4°S de latitud (23° de buzamiento, y alcanza 130 km de profundidad) (Figura 4.6).

En el continente los mínimos gravimétricos que han sido determinados en los perfiles se correlacionan con los depósitos sedimentarios y algunos cuerpos de rocas ígneas. Los máximos gravimétricos están asociados a cuerpos de rocas oceánicas. En el modelo gravimétrico del perfil 1°S de latitud resalta la estructura de la Cordillera Costanera hacia el margen continental formado por depósitos sedimentarios con espesores de hasta 2.5 km (Figura 4.5), bajo el cual subduce la corteza oceánica con espesores que varían entre 8 y 14 km.

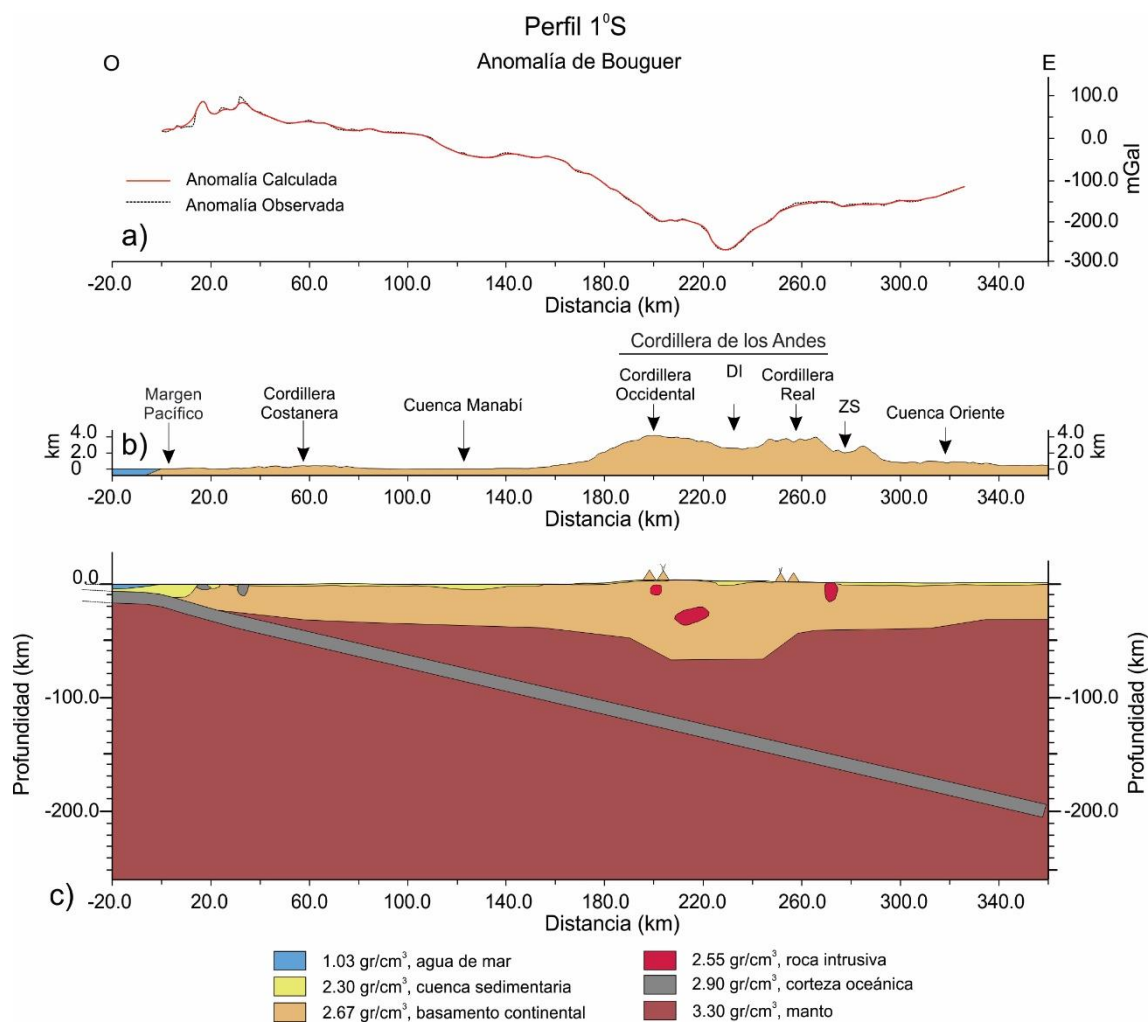


Figura 4.5 Modelo de anomalía de Bouguer a partir de datos de campo, perfil 1°S. (a) Anomalia de Bouguer observada y calculada. (b) Perfil topográfico. (c) Modelo de gravedad 2D. La geometría del margen continental se basa en Graindorge et al., (2004). Depresión Interandina, DI; Zona Subandina, ZS.

Los sedimentos marinos que se extienden a lo largo de la plataforma continental pueden tener hasta 10 km de espesor. Más al este, los depósitos sedimentarios de la cuenca Manabí tienen un espesor entre 1-1.5 km. Entre la Cordillera Occidental y Real de los Andes, la Depresión Interandina contiene depósitos vulcano-sedimentarios de 2.5 km de espesor, además de cuerpos intrusivos entre 10 a 20 km de espesor, ubicados entre los márgenes de la Cordillera de los Andes. Hacia el este, el relleno sedimentario de la cuenca Oriente tiene un espesor de 2 km. La geometría del modelo gravimétrico del margen ecuatorial integra los resultados de sismica de refracción (Graindorge et al., 2004), que muestran que

la estructura de la corteza a 1.4°S de latitud, está formada de arriba hacia abajo por rocas sedimentarias ($V_p = 1.9$ a 2.2 km/s), vulcanoclastos del Cretácico superior ($V_p = 3.8$ a 5.1 km/s) sobrepuestos a rocas de corteza oceánica ($V_p = 6.1$ a 6.4 km/s).

En el perfil 4°S de latitud, los depósitos marinos del margen continental tiene un espesor entre 2 y 10 km (Figura 4.6). Más hacia el este, cuerpos intrusivos de 10 km de espesor limitan la cuenca Alamor-Lancones, con depósitos sedimentarios de hasta 2 km de espesor. Las cuencas intramontañas de Loja y Catamayo, en la Cordillera de los Andes, tienen un relleno sedimentario entre 1.2 y 0.6 km de espesor. Hacia el este, en la región de Zamora, se extienden cuerpos intrusivos de aproximadamente 10 km de espesor entre la Cordillera Real y la zona Subandina.

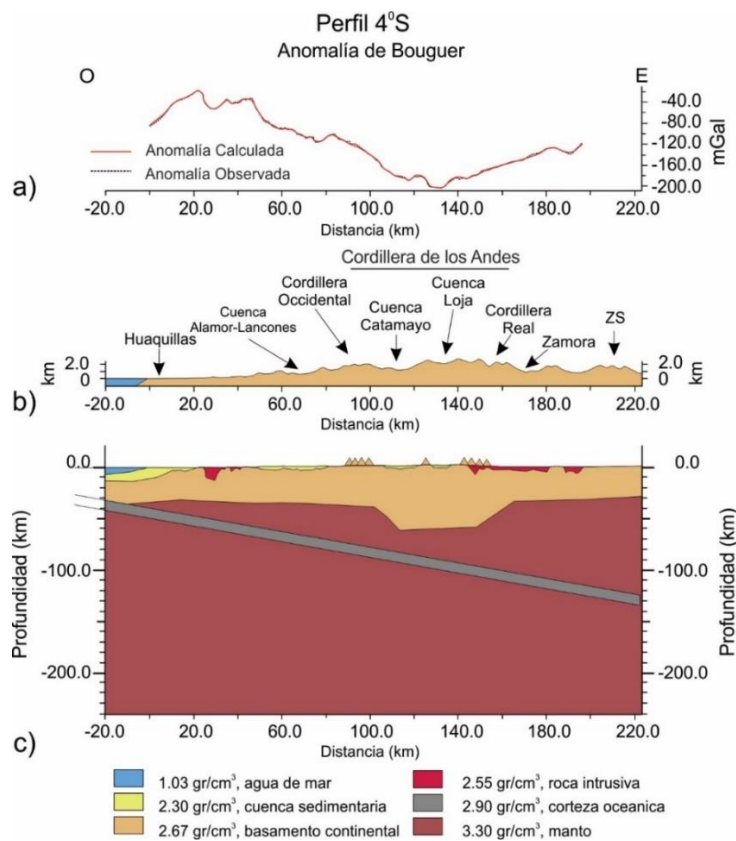


Figura 4.6 Modelo de anomalía de Bouguer a partir de datos de campo, perfil 4°S. (a) Anomalía de Bouguer observada y calculada. (b) Perfil topográfico. (c) Modelo de gravedad 2D. Zona Subandina, ZS.

4.3 Anomalías magnéticas

Los datos magnéticos de satélite nos permiten definir dos provincias principales por sus anomalías (Figura 4.7). Hacia el oeste, las anomalías se caracterizan por una orientación aproximada E-O y se extienden en la corteza oceánica de la placa de Nazca y el margen continental hasta el límite oriental de los Andes. Hacia el este se observan anomalías irregulares y redondeadas, dentro de la zona cratónica de la placa Sudamericana. El límite que separa estas dos provincias anómalas es muy neto en la región continental (línea discontinua blanca, Figura 4.6). Los valores mínimos de anomalía magnética se extienden en dirección ENE-OSO y son más intensos en la región occidental entre la latitud 0.5°N y $1^{\circ}45'\text{S}$, en la que alcanzan -95 nT . Corresponden a la Cordillera Carnegie y se extiende más hacia el este por del margen continental y la Cordillera de los Andes. Esta anomalía está rodeada por máximos relativos asociados a la corteza oceánica con valores que llegan a los 60 nT , localizada a 2°S y 4°S de latitud entre el golfo de Guayaquil y la zona Subandina.

4.4 Análisis de la sismicidad en relación con las estructuras tectónicas

Gran parte de la actividad sísmica a nivel mundial está relacionada con zonas de subducción, y se origina en la interfaz entre la placa que subduce y la placa superior. La liberación de energía debida a la acumulación de esfuerzos por el bloqueo de las placas (oceánica y continental), provoca terremotos de gran magnitud. Estos terremotos forman parte de un proceso denominado ciclo sísmico, con periodos de retorno típicos entre 100-250 años (Nishenko, 1991). Los enjambres sísmicos en las zonas de subducción, se caracterizan por el aumento de la tasa de sismicidad que carece de un sismo principal desencadenante (Mogi, 1963; Sykes, 1970).

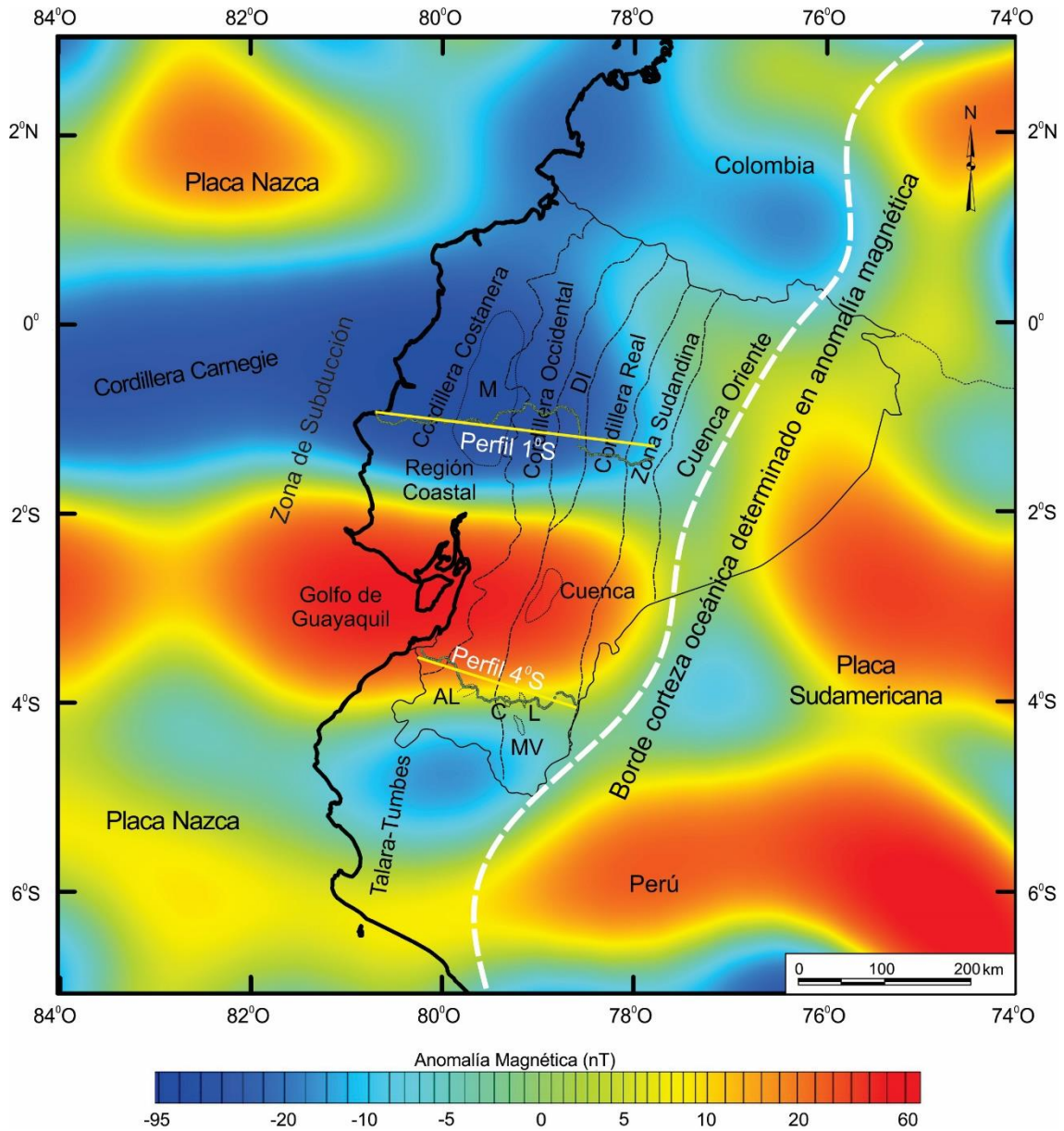


Figura 4.7 Mapa de anomalía magnética del margen de Ecuador basado en datos de satélite. Depresión Interandina, DI; cuenca Manabí, M; cuenca Loja, L; cuenca Malacatos-Vilcabamba, MV; cuenca Catamayo, C; cuenca Alamaor-Lancones, AL.

Los terremotos registrados se localizan en forma de enjambres sísmicos a lo largo de la plataforma continental, el margen oeste de la Depresión Interandina, en la zona central y oriental de la Cordillera Real y al sur en la zona Subandina. Hacia el sur, el acoplamiento intersísmico es leve, la sismicidad tiene una magnitud mucho más baja y se conoce como gap sísmico (Swenson y Beck, 1996; Nocquet et al., 2014). Los límites de las zonas sismogénicas son variables y dependen

principalmente de los rasgos topográficos y cambios en la geometría de la subducción (Pacheco et al., 1993; Segovia, 2001).

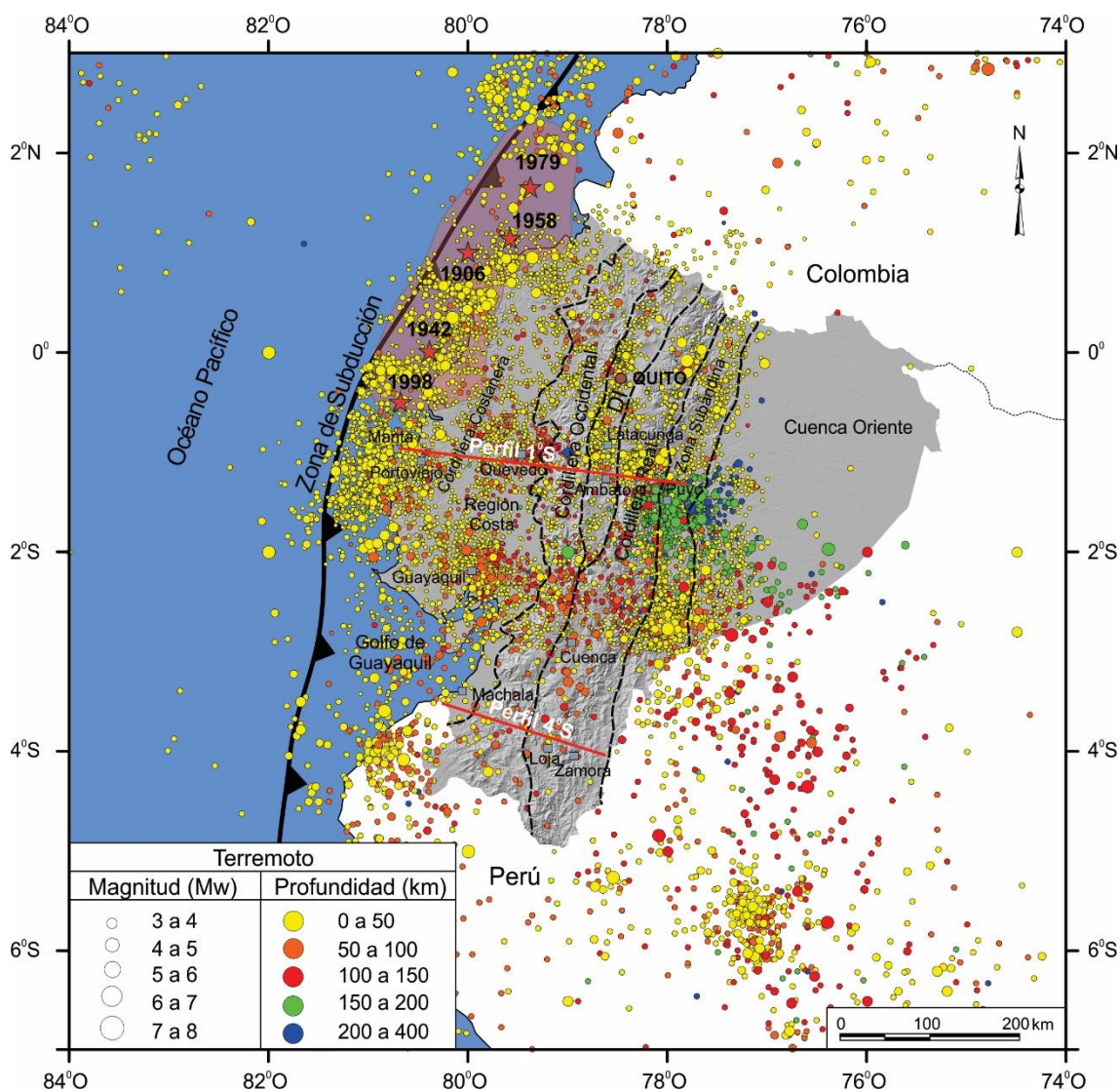


Figura 4.8 Distribución de la sismicidad en Ecuador. Datos obtenidos del catálogo unificado de terremotos 1900-2016 del Instituto Geofísico del Ecuador, modificado de Beauval et al., (2013).

La región con sismicidad superficial e intermedia se localiza en el perfil 1°S de latitud, con magnitudes variables (Mw, 3 a 7) (Figura 4.9). En base a los datos obtenidos se determina que la sismicidad hacia el este llega hasta los 250 km de profundidad bajo la zona Subandina (Beauval et al 2013) en la región ocupada por la cuenca ante arco del Oriente (Figura 4.9).

Los terremotos registrados cerca de la Cordillera de los Andes tienen una magnitud M_w 3 a 4 y profundidades entre 1 a 40 km. Están asociados a las fallas regionales que bordean la Depresión Interandina y a los volcanes activos que se ubican en la Cordillera Occidental y Real de los Andes entre $1^\circ N$ y $2^\circ S$ de latitud. Los terremotos con magnitudes de M_w 4 a 5 se encuentran distribuidos irregularmente, mientras que los terremotos con magnitud M_w 5 a 7 se concentran distribuidos en la zona de Benioff a profundidades entre 150 a 250 km. Estos terremotos marcan el borde de la zona de subducción, donde la capa rígida de la corteza oceánica se funde en el manto.

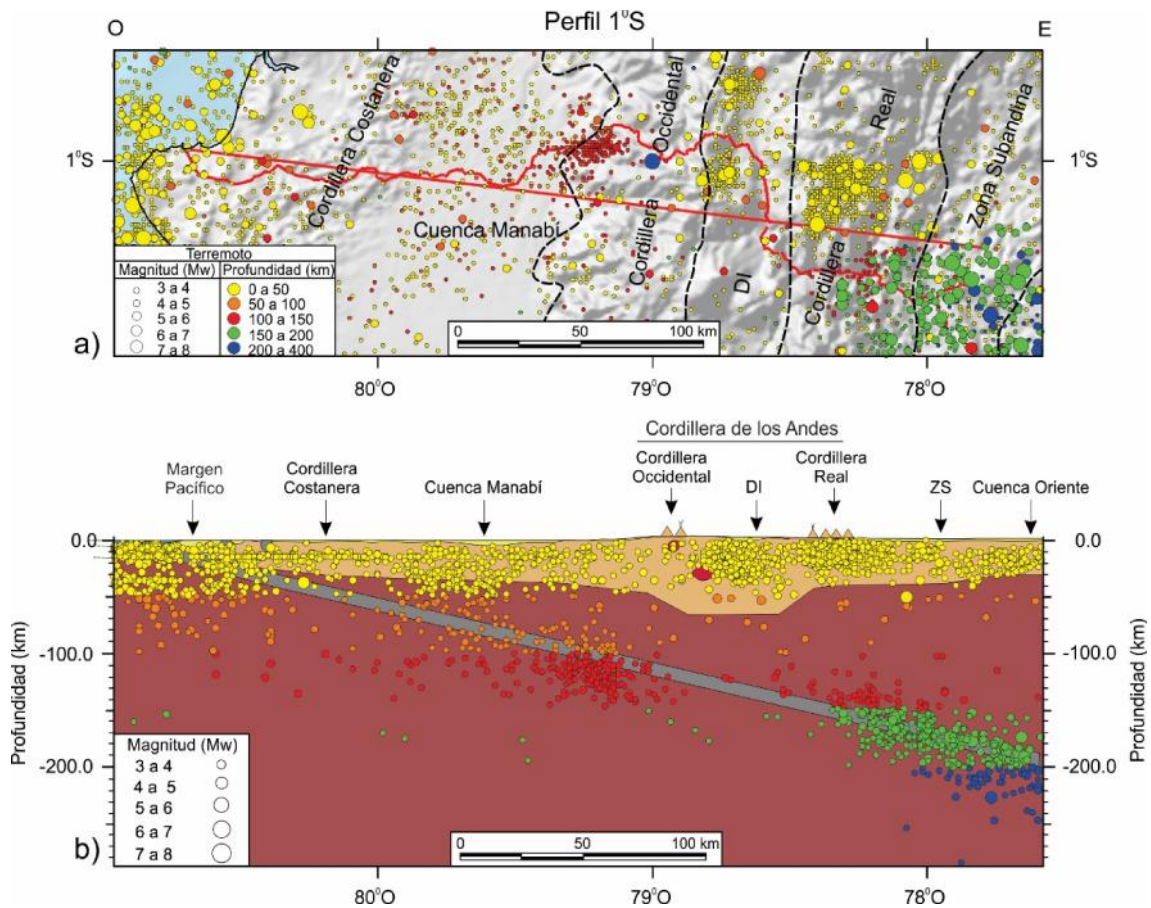


Figura 4.9 Actividad sísmica en el perfil $1^\circ S$. (a) Ubicación de los terremotos cercanos al perfil. (b) Distribución de los terremotos en profundidad sobre el modelo gravimétrico.

En el perfil $4^\circ S$ de latitud, se localiza una región con baja sismicidad y magnitudes entre M_w 3 a 6, siendo mucho más dispersa y distribuida a una profundidad entre 50 a 150 km, que se relaciona con la zona de subducción (Figura 4.10). En

la corteza continental, la sismicidad superficial se asocia con las fallas locales y regionales.

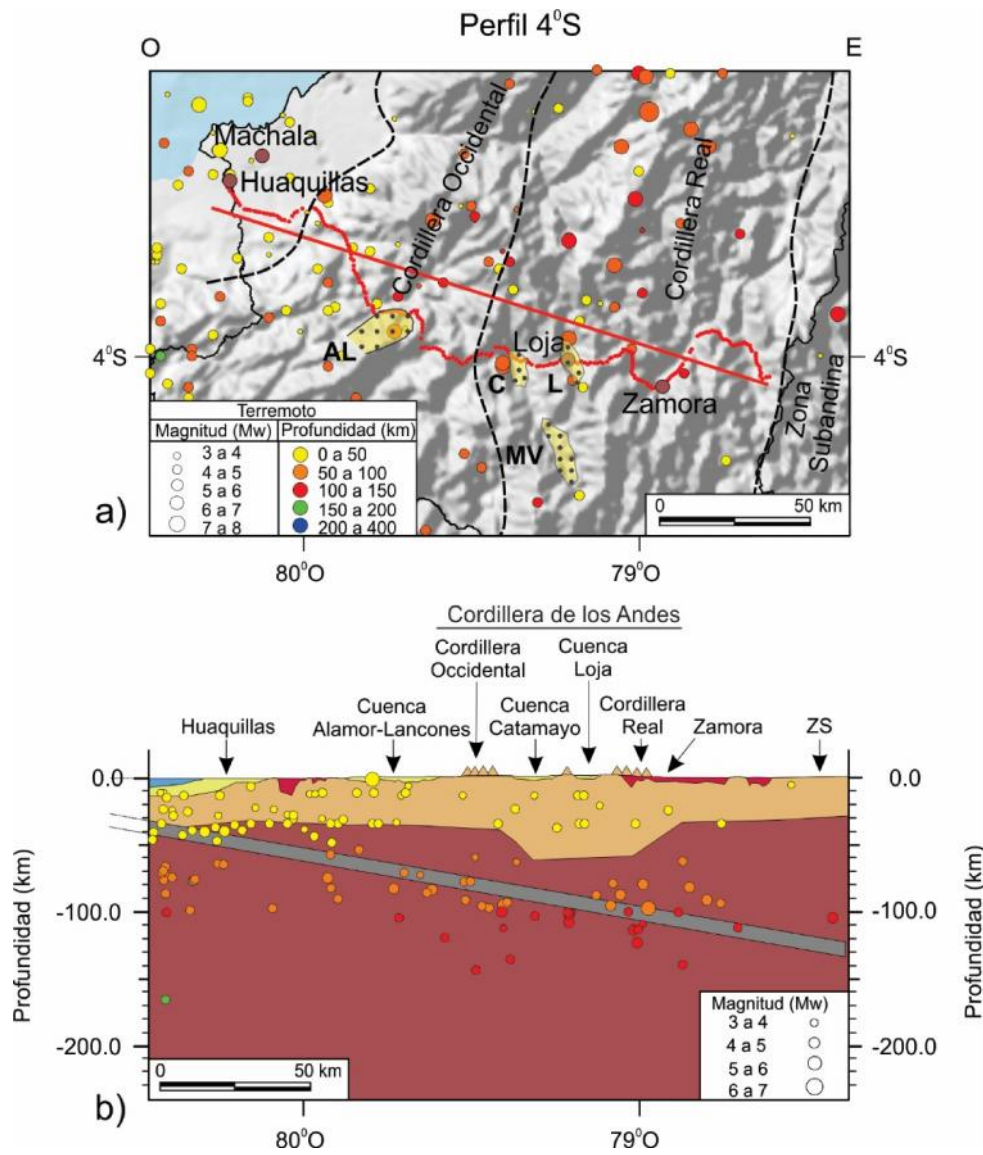


Figura 4.10 Actividad sísmica en el perfil 4°S. (a) Ubicación de los terremotos cercanos al perfil. (b) Distribución de los terremotos en profundidad sobre el modelo gravimétrico.

Capítulo 5

5 Tectónica reciente y activa a partir de datos geodésicos de GPS y sismicidad

5.1 Movimientos actuales regionales en Ecuador y regiones limítrofes

Las medidas obtenidas del sistema de posicionamiento global (GPS) determinan la posición de un punto con precisión milimétrica y permiten cuantificar el desplazamiento horizontal y con menor precisión el vertical. Los datos GPS son ampliamente utilizados en investigaciones geodésicas para precisar la deformación cortical en las fallas y pliegues activos, así como el movimiento de placas tectónicas, deformaciones volcánicas, glaciares y monitorización de movimientos de laderas (Thatcher, 1995; Trenkamp et al., 2002; Cisneros y Nocquet, 2011; Tu et al., 2013; Alvarado et al., 2014; Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014). Los datos GPS son complementarios de los datos sismológicos, ya que permiten documentar el ciclo sísmico completo, incluyendo los procesos presísmicos, cosísmicos y postsísmicos, y puede llegar a constituir una técnica para identificar la ocurrencia de futuros sismos (Segall y Davis, 1997).

Los primeros trabajos realizados por el proyecto CASA (América Central y América del sur) en la interacción de las placas Caribe, Nazca y Sudamericana (Panamá, Colombia y Ecuador) entre 1988 y 1998, confirmaron la presencia de una zona de subducción oblicua y la deformación producida por la acumulación de los esfuerzos asociados a los sismos en la fosa ecuatoriana. Concluyen que el campo de traslaciones es consecuencia del escape del Bloque Norandino (Mora et al., 2002; Trenkamp et al., 2002). Nocquet et al. (2014) analiza a gran escala medidas GPS de estaciones permanentes y determina las velocidades GPS y el nivel de acoplamiento de la zona de subducción para Ecuador y norte de Perú. El campo de velocidades respecto a Sudamérica estable muestra un movimiento divergente de dos bloques continentales: Bloque Inca en Perú y Bloque Norandino en Ecuador y Colombia, que demuestra una deformación elástica intersísmica inducida por el acoplamiento a lo largo de la interface de subducción (Nocquet et al., 2014).

Las velocidades residuales en dirección ENE respecto a Sudamérica estable afectan el centro-norte de Ecuador y sur de Colombia, junto con el sector sudoriental del Golfo de Guayaquil. El sur de los Andes ecuatorianos y norte de Perú muestran un movimiento entre 5-6 mm/año hacia el SE con una deformación interna pequeña. El Bloque Norandino, que se extiende desde el Golfo de Guayaquil hacia el oeste de Venezuela y que ocupa el margen occidental de Ecuador hasta parte de los Andes (Pennington, 1981; White et al., 2003), tiene un movimiento rígido entre 7.5 - 9.5 mm/año hacia el noreste (Nocquet et al., 2014). Las velocidades decrecen cuando se alejan de la fosa, lo que indica áreas de fuerte acoplamiento intersísmico en el norte de Ecuador.

El campo de desplazamiento se correlaciona con la zona de ruptura del terremoto de 1906 (Nocquet et al., 2014), originado en los primeros 35 km de profundidad del contacto entre la placa de Nazca y el Bloque Norandino (Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014). Sin embargo desde la latitud 3°S hacia el sur de Ecuador muestra un débil acoplamiento superficial (~15 km, Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014), lo que demuestra que el segmento de subducción debe acomodar la convergencia Nazca/América del Sur a través de una deformación asísmica a lo largo de la interfaz, que justifica la falta de grandes terremotos en los últimos cinco siglos (Nocquet et al., 2014).

El Instituto Geográfico Militar (IGM) dispone de una red pasiva de 135 puntos, con observaciones GPS obtenidas en los proyectos SIRGAS95, RENAGE y CASA desarrollados entre los años 1994, 1996 y 1998. El marco de referencia utilizado corresponde al SIRGAS 95, ITRF94, con referencia a 1995.4. Los resultados de estas campañas junto con las de 2002, 2009 y 2011, muestran un campo de velocidades obtenido a partir de medidas durante 15 años (1995.4-2011) (Anexo 1. Tabla. 2) que constituyen un marco de referencia preliminar para Ecuador y confirma que la deformación está inducida por la convergencia de placas (Cisneros y Nocquet, 2011). Los resultados obtenidos del análisis de datos del Campo de Velocidades de Ecuador (Cisneros y Nocquet, 2011), constituyen la

base para la interpretación de los modelos cinemáticos de las fallas regionales descritos posteriormente en esta Tesis Doctoral.

5.2 Principales fallas regionales activas de Ecuador y modelos geodinámicos propuestos

La tectónica de Ecuador está influenciada por tres elementos tectónicos: la placa de Nazca, la placa Sudamericana y el Bloque Norandino (Figura 5.1a). Sin embargo la sismicidad y el vulcanismo muestran un alto grado de segmentación a lo largo de los Andes debido a la subducción de la Cordillera Carnegie (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2004). La geodinámica del Bloque Norandino está controlada por el segmento de la falla Pallatanga, que forma parte de la continuidad de la falla Pujilí hacia el sur (Hughes y Pilatasig, 2002). Este sistema de fallas se extiende desde el Golfo de Guayaquil y hacia la noreste cruza la Depresión Interandina (Winter et al., 1993).

Se han presentado diferentes modelos tectónicos para interpretar este sistema de fallas. Ego et al. (1995) sostiene que la falla Cauca Patía y Romeral alcanzan el margen de la Cordillera Occidental y la falla Pallatanga se ubica a lo largo de la Depresión Interandina. La falla Chingual-La Sofía afecta además el frente de la Cordillera Real y la zona Subandina (Figura 5.1b). White et al. (2003) confirma la presencia de la falla Pallatanga, pero modifica la traza de la falla Chingual-La Sofía, extendiéndola hacia el límite occidental de la cordillera Real, que marcaría el límite de la Depresión Interandina (Figura 5.1c). Alvarado et al. (2016) propone la continuidad de la zona de falla Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puna, que representa las zonas de fallas mejor desarrolladas en Ecuador, con más de 800 km de extensión (Figura 5.1d). La Depresión Interandina está deformada por las zonas de falla orientadas N-S que corresponden al sistema de fallas Quito y Latacunga, que cambian de dirección hasta NNE-SSO y que aparentemente están enraizadas con la zona de sutura de Pujilí (Figura 5.1d).

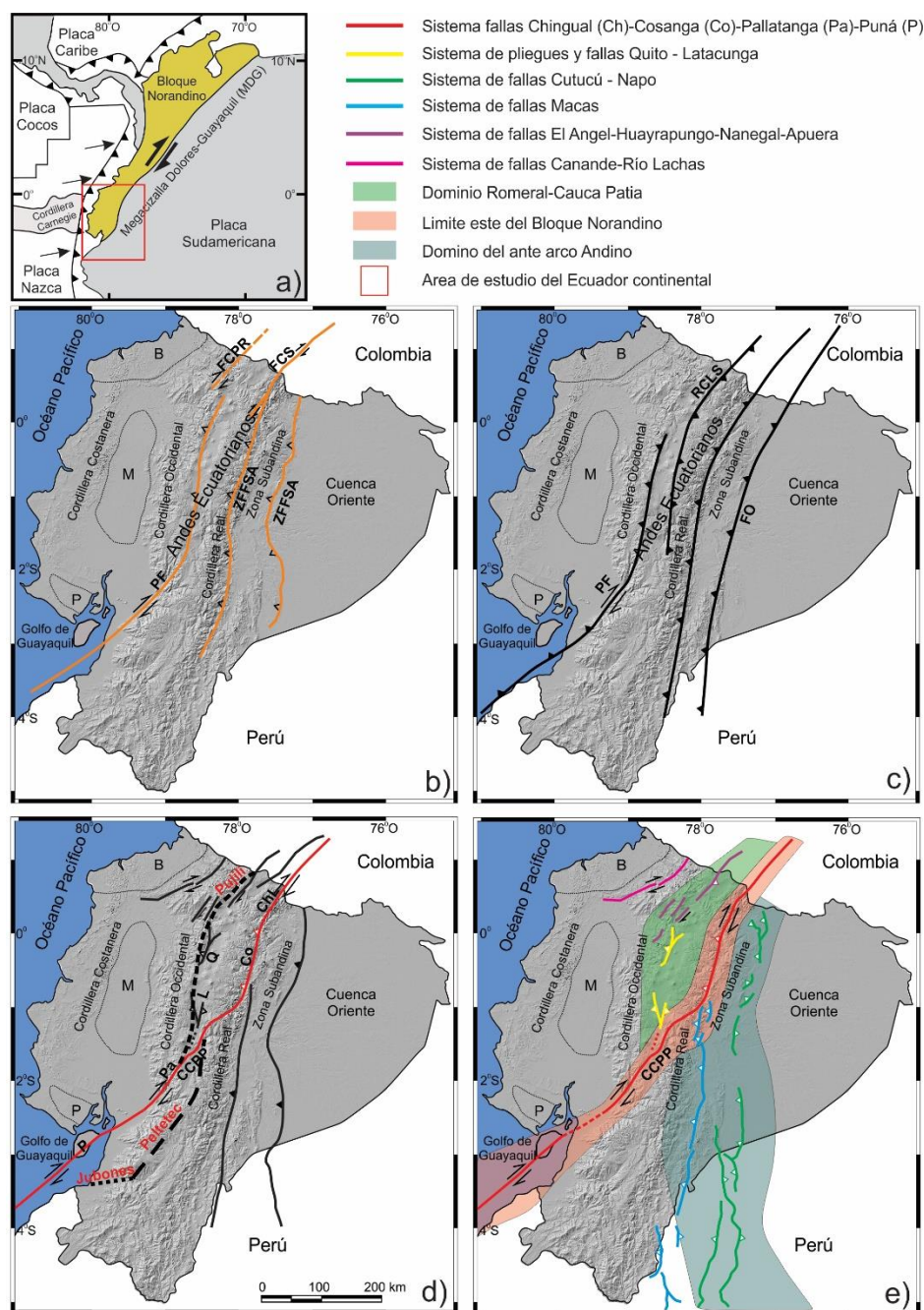


Figura 5.1 Principales dominios tectónicos y estructuras propuestas para el margen continental del Ecuador. (a) Ubicación del Bloque Norandino. (b) Modelo propuesto por Ego et al. (1996); falla Cauca Patía y Romeral, FCPR; falla Chingual-La Sofía, FCS; zona de falla del frente Subandino, ZFFSA. (c) Propuesta de White et al. (2003); falla Pallatanga, FP; Río Chingual La Sofía, RCLS; falla Oriente, FO. (d) Propuesta de Alvarado et al. (2016); Zona de falla Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná, CCPP (falla Chingual-La Sofía, ChL; falla Cosanga, Co; falla Pallatanga, Pa; falla Puná, P); falla Quito, Q; falla Latacunga, L. (e) Propuesta de Yepes et al. (2016); Define diferentes dominios tectónicos conforme a la convergencia oblicua. Cuenca Borbón, B; cuenca Manabí, M; cuenca Progreso, P.

Yepes et al. (2016) propuso un nuevo modelo geodinámico para el margen de Ecuador, considerando tres dominios principales: (a) el dominio Romeral-Cauca-Patia (formado por las zonas de falla Quito y Latacunga en Ecuador y el sistema de fallas El Angel en Colombia), (b) el dominio del Bloque Norandino que involucra el sistema de fallas dexas e inversas de la falla Chigual-Cosanga-Pallatanga y Puná, (c) el dominio del arco posterior andino (comprende la subdivisión Napo, Cutucú y el nacimiento Moyobamba) que corresponden a la zona de fallas en el límite con la placa Sudamericana (Figura 5.1e).

5.3 Mecanismos focales de terremotos y actividad de fallas regionales

Ecuador y las regiones limítrofes tienen elevada actividad tectónica y hay una gran cantidad de terremotos catalogados, tanto los registrados por medios instrumentales como los históricos (Beauval et al., 2013). La cobertura de los registros sísmicos locales es lo suficientemente densa para permitir la determinación de las profundidades hipocentrales (Segovia y Alvarado, 2009; Beauval et al., 2013) y los mecanismos focales de los terremotos (Segovia y Alvarado, 2009; Bethoux et al., 2011).

La sismicidad regional muestra una distribución heterogénea que incluye sismicidad superficial e intermedia que alcanza aproximadamente 250 km de profundidad (Figura 5.2a y b). La mayoría de los terremotos superficiales afectan a los sectores central y oriental de la Cordillera Real y la zona Subandina a lo largo de las zonas de sutura de las principales fallas regionales (Puná-Pallatanga-Cosanga-Chingual) (Figura 5.1e). Hacia el sur de los Andes ecuatorianos, la sismicidad se distribuye en una amplia zona que incluye la cuenca Oriente. Sin embargo otra zona sísmica se encuentra paralela a la costa y está relacionada con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana y el Bloque Norandino, donde se han registrado 5 sismos históricos a partir de 1900 (Figura 5.2).

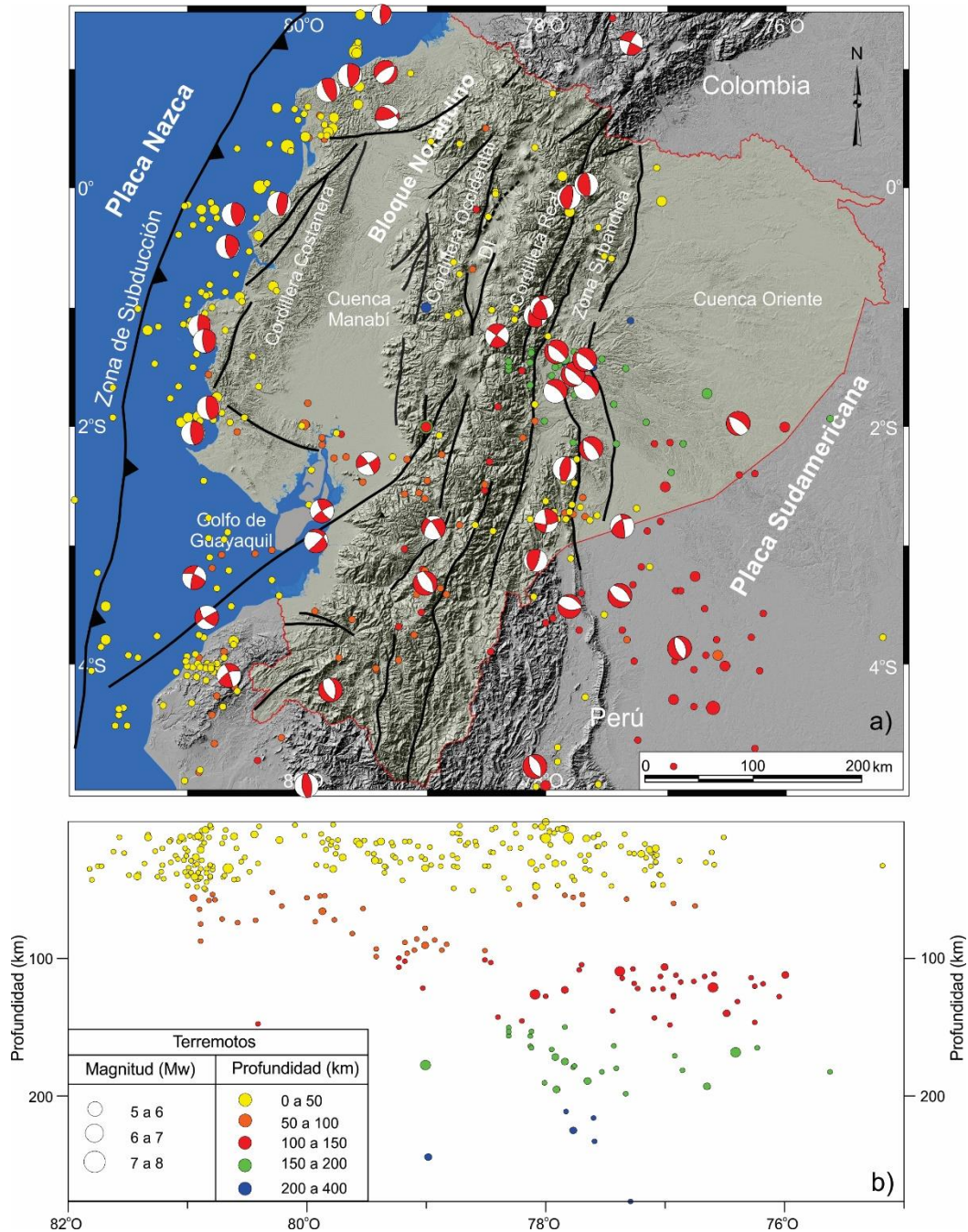


Figura 5.2 Distribución de la sismicidad de Ecuador. Epicentros de los terremotos tomados del catálogo unificado 1900-2016, con magnitudes entre 5 a 9, modificado de Beauval et al. (2013).

5.4 Campo de velocidades mediante observaciones GPS

La red GPS utilizada para esta investigación corresponde a 24 estaciones permanentes y 90 estaciones no permanentes de la red REGME medidas durante 15 años (1995.4 a 2011.0). 21 estaciones no permanentes fueron descartadas por

no poseer medidas confiables de GPS para establecer el cálculo de velocidades. El cálculo de las posiciones se establece con datos obtenidos hasta el 2011 y las velocidades fueron calculados con el software GAMIT/GLOBK (King y Bock 1991), expresadas en el marco de referencia IGS08 (Tabla 1). El campo de velocidades residuales se estableció mediante el marco de referencia fija para Sudamérica (Figura 5.3).

Los vectores residuales muestran una velocidad heterogénea que tiene una tendencia en dirección E a ENE respecto a la placa estable de Sudamérica. Las mayores magnitudes de desplazamiento, de hasta 22 mm/año, se localizan a lo largo de la región costa, disminuyen hacia la región Sierra y la cuenca Oriente, así como en el bloque Inca hacia el norte del Perú (Figura 5.3).

La cuenca oriente se caracteriza por desplazamientos de baja magnitud en dirección ENE a SE que han sido registrados en varias estaciones (SROQ, 5.4 mm/año; AHUA, 3.6 mm/año; LUMD, 2.4 mm/año; SNTI, 3.2 mm/año; MONT, 3.0 mm/año; PUYO, 2.8 mm/año; AUCA, 2.6 mm/año; LORO, 2.2 mm/año y HENO, 2.0 mm/año), con tendencia de movimiento de componente general hacia el este. Un incremento considerable de la magnitud de desplazamiento en la estación TETE (12.0 mm/año) es considerado como un efecto local de la región (Figura 5.3).

En la Cordillera de los Andes, la gran mayoría de los vectores de desplazamiento tiene un componente hacia el este, pero con tendencias y magnitudes variables. Hacia el norte, desde 1°30'S a 0°45'N de latitud, el desplazamiento de los vectores tiene una tendencia homogénea ENE, aunque las magnitudes varían (JER1, 13.6 mm/año; LITS, 13.3 mm/año; TURI, 12.2 mm/año; PAPA, 10.6 mm/año; LITA, 10.0 mm/año; UNGU, 9.2 mm/año; CUEL, 9.2 mm/año; LANCH, 8.6 mm/año; RETU, 8.0 mm/año; CONE, 8.0 mm/año; LATA, 6.8 mm/año; RIOP, 4.0mm/año; REVE, 3.2 mm/año) (Figura 5.3). Sin embargo, desde 1°30'S de latitud, la tendencias de desplazamiento cambian en dirección SSE y las velocidades de desplazamiento son menores (TOTO, 4.6 mm/año; ZHUD, 4.4

mm/año; GUAQ, 4.2 mm/año; ZAMO, 3.8 mm/año; CAJA, 3.6 mm/año; GONZ, 3.6 mm/año; CUEC, 3.2 mm/año; HONA 3.2 mm/año y LJEC, 2.8 mm/año).

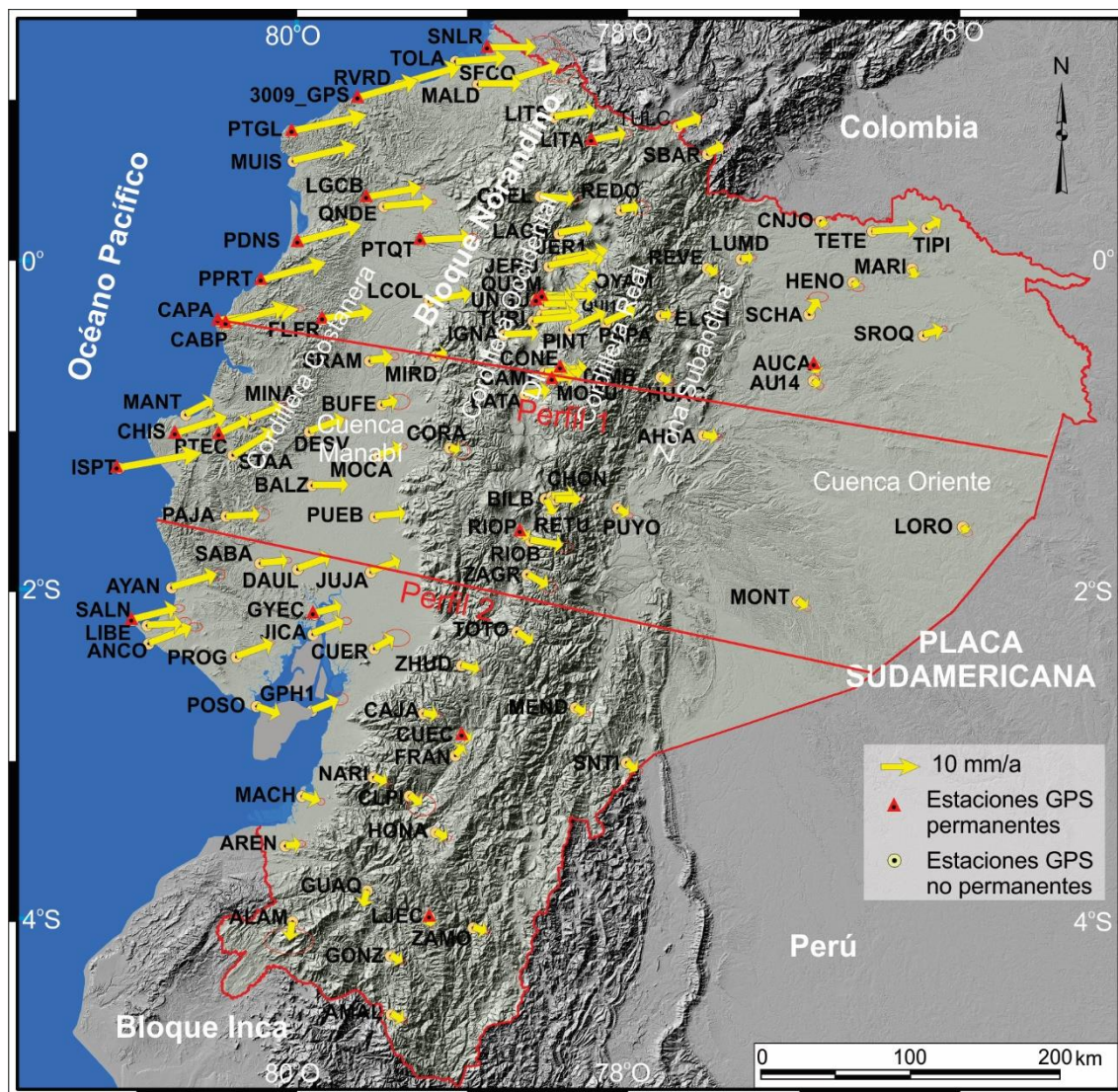


Figura 5.3 Campo de velocidades de Ecuador continental respecto a la placa estable de Sudamérica. Error de elipse 10 mm/año. Modificado de Cisneros y Nocquet (2011).

En la región costa hacia el norte, los desplazamientos tienen dirección ENE hasta los 2°30'S de latitud. Las velocidades son elevadas a lo largo de la costa, disminuyen hacia la cuenca Manabí, y lateralmente se incrementan hacia el este en el margen de la Cordillera Occidental (CAPA, 22.0 mm/año; PTGL, 20.0 mm/año; PNDS, 18.4 mm/año; RVRD, 18.0 mm/año; MUIS, 17.8 mm/año;

PTEC, 15.6 mm/año; CHIS, 15.0 mm/año; FLFR, 14.9 mm/año; ANCO, 14.6 mm/año; PTQT, 14.5; FLFR, 14.4 mm/año; SNLR, 14 mm/año; SFCO, 13.8 mm/año; SAL, 13.2 mm/año; QNDE, 13.0 mm/año; PROG, 12.1 mm/año; ANCO, 12.0 mm/año; LCOL, 11.2 mm/año; PAJA, 10.6 mm/año; PTEC, 10.4 mm/año; PROG, 10.4 mm/año; BALZ, 9.8 mm/año; MINA, 9.2 mm/año; DAUL, 8.4 mm/año; JUJA, 7.6 mm/año; PUEB, 7.8 mm/año; MOCA, 6.6 mm/año; SRAM, 6.2 mm/año; BUFE, 4.2 mm/año; MIRD, 2.4 mm/año). Esta configuración del campo de velocidades indica acortamiento en el borde occidental y extensión en el margen oriental de la cuenca Manabí (Figura 5.3). Hacia el sur, en la región costa, las magnitudes de desplazamiento indican valores bajos y tendencias variables.

5.5 Deformaciones tectónicas activas

Las deformaciones tectónicas activas determinadas mediante las redes GPS RENAGE y REGME (Cisneros y Nocquet, 2011) ayudan a definir las principales zonas de falla que están relacionadas con la actividad sísmica del Ecuador. La mayoría de los desplazamientos registrados en los vectores GPS en el sector occidental de Ecuador tienen una componente ENE, mientras que los Andes tienen un cambio brusco en dirección variable en cada región entre NE y SE (Figura 5.4). Dentro de este contexto se analizan dos perfiles en dirección ONO-ESE perpendiculares a las principales estructuras geológicas regionales que permitan definir la distribución de las deformaciones extensionales y compresivas (Figura 5.4).

El perfil 1 se caracteriza por vectores con movimientos generales en dirección ENE que cambian en la cuenca Oriente direcciones variables (Figura 5.4b). Este perfil está compuesto por varios segmentos con compresión y extensión. Hacia las zonas occidentales se registra una disminución progresiva de la magnitud de desplazamiento (estaciones CAPA; 22.0 mm/año; FLFR, 14.9 mm/año; SRAM, 6.2 mm/año; MIRD, 2.4 mm/año) que indica un acortamiento entre la Cordillera Costanera y la cuenca Manabí. El acortamiento registrado afecta la Cordillera

Costanera, cuyo levantamiento reciente está controlado por la zona de falla Jama que tiene un rumbo NE-SO, región en la que se registran las mayores tasas de desplazamiento del borde del margen ecuatoriano.

El aumento de magnitud hacia el borde oriental de la cuenca Manabí y la Cordillera de los Andes (estaciones MIRD, 2.4 mm/año y LATA, 6.8 mm/año) evidencia extensión cortical. La cuenca Manabí está separada de la cordillera Occidental por la zona de falla Valencia-La Mana (Egüez et al., 2003), que tiene una actividad muy moderada. Esta falla tiene una componente normal y estaría relacionada con la extensión de la parte oriental de la cuenca. Desde los Andes y hacia la cuenca Oriente se produce una disminución de las velocidades (estaciones LATA, 6.8 mm/año; AHUA, 3.6 mm/año; LORO, 2.2 mm/año) que muestra la actividad de la región de acortamiento localizada en la parte oriental de la Cordillera de los Andes. La zona de falla Latacunga es de tipo inverso y se extiende a lo largo de la Depresión Interandina. La falla Cosanga acomoda el acortamiento en el borde oriental de la Cordillera Real con una cinemática de movimiento inverso y en menor grado dextral. La cuenca Oriente localizada en la placa estable de Sudamérica, se encuentra separada de la zona Subandina por la falla Oriente.

En el perfil 2, ubicado 2°S de latitud (Figura 5.4c), los vectores de desplazamiento tienen dirección ENE en su margen occidental, y dirección SE hacia el margen oriental, caracterizado por una baja deformación (estaciones PAJA, 10.6 mm/año; DAUL, 8.4 mm/año; JUJA, 7.6 mm/año; TOTO, 4.6 mm/año; MONT, 3.0 mm/año). La deformación está controlada por varios sistemas de falla. La falla Jipijapa ubicada al oeste, constituye el límite occidental de la Cordillera Costanera y está relacionada con el levantamiento reciente, región en la que se registran las mayores tasas de desplazamiento en el margen costero. La falla Pallatanga es una estructura principal que separa el Bloque Norandino de la placa Sudamericana y deforma la Cordillera Occidental, con zonas de desplazamiento en dirección SE a ENE. Los datos GPS demuestran que la zona

de falla Pallatanga tiene una componente cinemática normal-dextral en la intersección con este perfil (Figura 5.3 y 5.4).

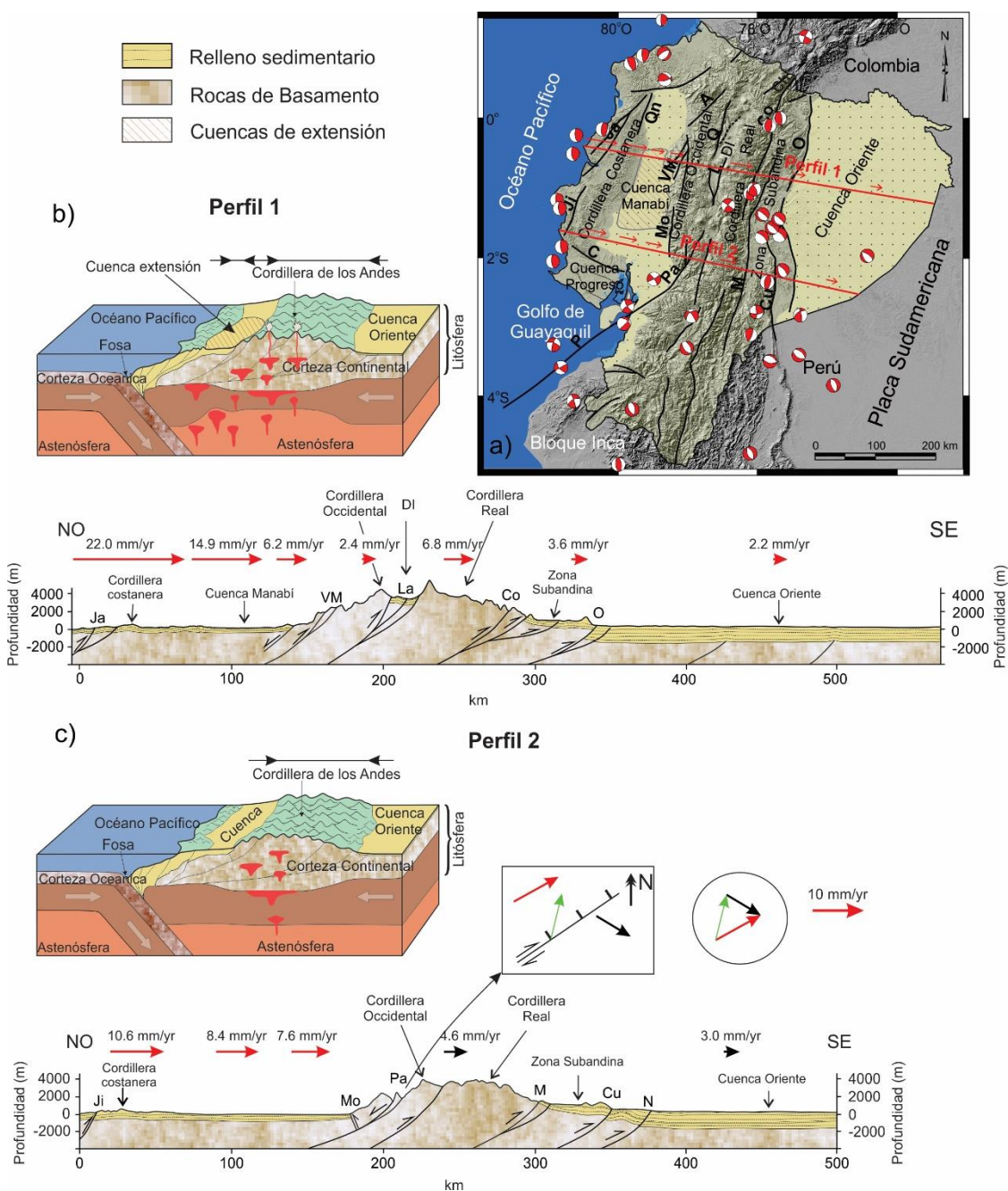


Figura 5.4 Principales estructuras activas del margen de Ecuador y campo de velocidad. (a) Ubicación de perfiles a lo largo de los Andes ecuatorianos. (b) Perfil 1. (c) Perfil 2. Falla Oriente, O; falla Napo, N; falla Cutucú, Cu; falla Méndez, M; falla Chingual, Ch; falla Cosanga, Co; falla Quito, Q; falla Latacunga, L; falla Apuela, A; falla Pallatanga, Pa; falla Puná, P; falla Valencia-Maná, VM; falla Buena Fé, Bn; falla Daule, D; falla Quinindé, Qn; falla Jama, Ja; falla Jipijapa, Ji; falla Colonche, C.

La falla Macas de componente inversa acomoda el acortamiento en el borde oriental de la Cordillera Real. La zona de falla Cutucú forma parte de contacto entre la cuenca Oriente y la zona Subandina y registra una actividad moderada. Hacia el este, la cuenca Oriente es una zona más estable que forma parte de la placa Sudamericana.

Los datos GPS disponibles determinan el desplazamiento regional variable hacia el este con respecto a la placa Sudamericana, lo que demuestra el comportamiento tectónico heterogéneo de la región. Los movimientos registrados se deben al desplazamiento relativo de las placas del Caribe, Cocos, Nazca y Sudamericana, con especial incidencia de la subducción oblicua en el margen occidental del Bloque Norandino (Freymueller et al., 1993; Trenkamp et al., 2002; White et al., 2003).

Además, los datos GPS obtenidos dentro del proyecto CASA, evidencian una partición en la deformación continental que está controlada por el movimiento divergente de dos placas continentales: la placa Inca en el norte del Perú y el Bloque Norandino en Ecuador y Colombia (Nocquet et al., 2014). Estos movimientos relativos están relacionados con los grandes terremotos registrados durante el último siglo (White et al., 2003; Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014).

Capítulo 6

6 Evolución reciente de los Andes y su influencia en las cuencas intramontañosas del sur de Ecuador: Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo

6.1 Contexto geológico de las cuencas intramontañosas

La integración de datos geológicos y geofísicos permite investigar las principales características de la estructura cortical en los Andes. En las cuencas intramontañosas de los Andes se puede analizar la relación entre la sedimentación y la tectónica asociada a la elevación de la cordillera. Hungerbühler et al. (2002) propone que la actividad durante el Mioceno de la falla Calacali-Pallatanga produjo el desplazamiento dextral de terrenos oceánicos de la Cordillera Occidental con respecto al continente sudamericano. En este contexto se formaron cuencas pull-apart en la región de ante arco (cuencas de Manabí y Progreso) conectadas con el Océano Pacífico mediante canales marinos con las áreas de Cuenca/Girón-Santa Isabel, Loja, Catamayo-Gonzanamá y Malacatos-Vilcabamba (Figura 6.1). Los sistemas deltaicos y fluviales rellenaron progresivamente las cuencas. Posteriormente, la compresión regional E-O en el Mioceno tardío está relacionada con la elevación de las cuencas y el relieve.

Las cuencas intramontañosas se extienden al sur de Ecuador en las estribaciones de la Cordillera Real de los Andes (Figura 6.1a y 6.1b), descansan sobre basamentos de rocas metasedimentarias paleozoicas de la unidad Chigüinda y volcánicas de la formación Loma Blanca y Sacapalca del Oligoceno. Las formaciones sedimentarias fueron estudiadas por Sauer (1965), Kennerley (1973), Kennerley y Almeida (1975 a, b), quienes realizaron los mapas geológicos regionales de escala 1:100,000 y publicaron esquemas estratigráficos de correlación entre las cuencas sedimentarias de Loja y Malacatos-Vilcabamba, basados en las investigaciones previas de Alvarado (1967).

La cuenca de Loja tiene una forma alargada en dirección N-S, con 17 km de longitud y 8,5 km de anchura (Figura 6.1). Hungerbühler et al. (2002) propone un

modelo geodinámico basado en la existencia de un alto estructural que separó dos subcuencas, occidental y oriental, con diferencias notables en su serie estratigráfica. El relleno sedimentario se inició con depósitos marinos, deltaicos, lacustres y fluviales, que corresponden de muro a techo en el borde occidental a las formaciones Trigal, La Banda y Belén, mientras que en el lado oriental están integradas por la formación San Cayetano. Sobre ellas reposa discordantemente la formación Quillollaco.

Kennerley (1973), y Kennerley y Almeida (1975 a, b) proponen que el semigraben oriental está deformado por pliegues asimétricos de dirección N-S que se encuentran separados del borde occidental por una falla vertical, aunque algunas de estas estructuras no han sido confirmadas por nuestras observaciones de campo. Por lo tanto, Hungerbühler et al. (2002) considera que la cuenca formó una estructura de graben durante el Mioceno medio-tardío. Las deformaciones extensionales se localizan esencialmente en el borde occidental de la cuenca, aunque su edad está poco determinada por la falta de una cronoestratigrafía precisa de las unidades litológicas.

La cuenca de Malacatos-Vilcabamba, se extiende en dirección NO-SE, tiene 7 km de ancho y 25 km de longitud (Figura 6.1). Hungerbühler et al. (2002) define varias formaciones geológicas depositadas desde el Mioceno medio que son, de muro a techo: formación Quinara, San José y Santo Domingo, a las que se superpone discordantemente la formación Cerro Mandango. Los sedimentos marinos, deltaicos y fluviales depositados durante el Mioceno se encuentran hacia el este sobre un basamento metasedimentario paleozoico de la unidad Chigüinda y hacia el oeste sobre los sedimentos volcánicos del Oligoceno de la formación Loma Blanca. Kennerley (1973) propuso que el periodo de desarrollo de esta cuenca es similar a la cuenca de Loja.

La cuenca Catamayo (Figura 6.1), a diferencia del resto de cuencas, comenzó su formación desde el Paleoceno-Oligoceno (Aspden y Litherland, 1992) (Figura 6.1a).

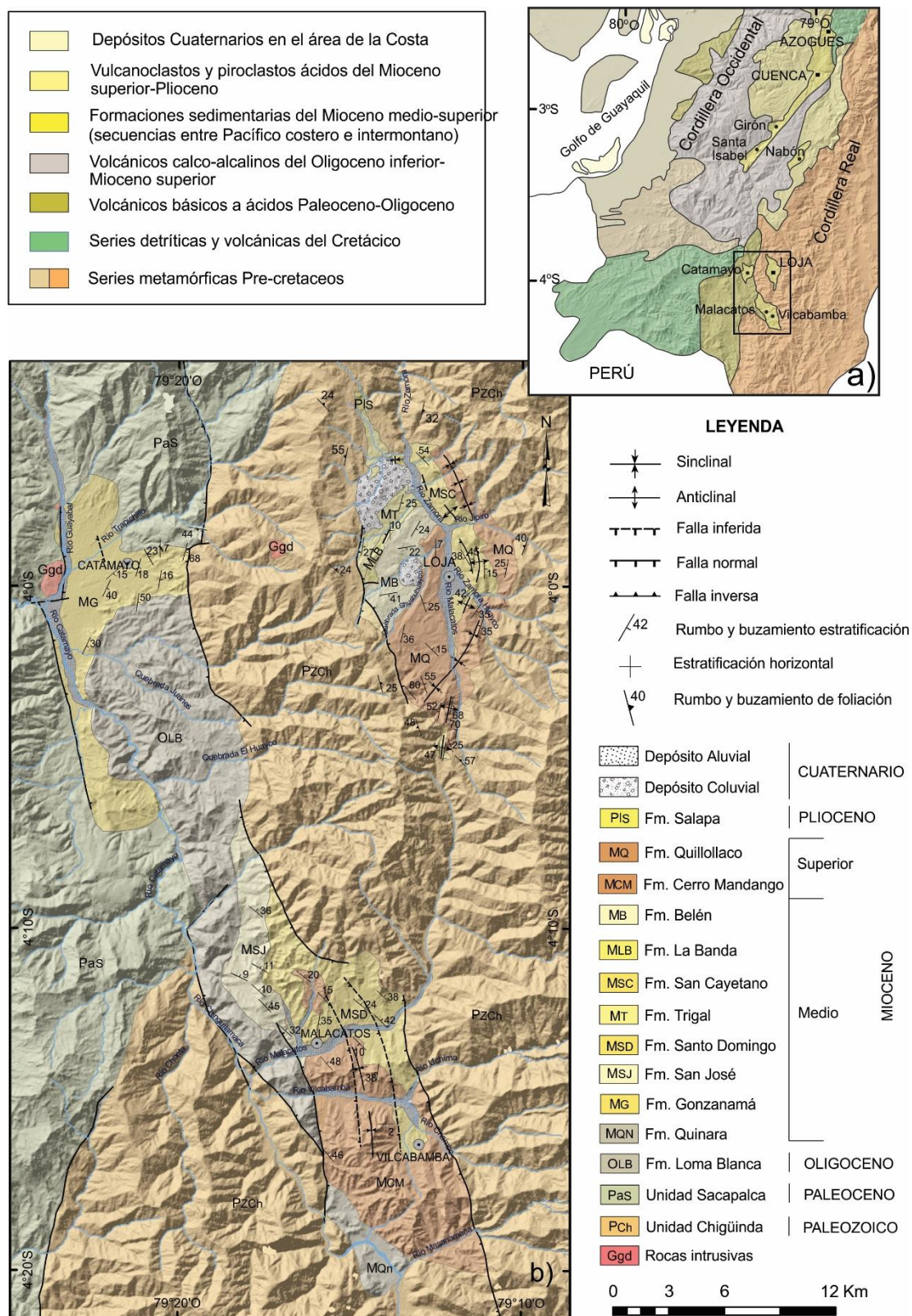


Figura 6.1 Ubicación de las cuencas intramontañosas del sur de Ecuador en los Andes. (a) Bosquejo tectónico de los Andes, sur de Ecuador. (b) Mapa geológico detallado de la cuenca Loja, Malacatos-Vilcabamba, Catamayo.

La cuenca tiene una elongación N-S y está rellena por depósitos volcánicos de las formaciones Sacapalca y Loma Blanca que se extienden al sur, norte y oeste de la cuenca. Los cuerpos plutónicos datados entre 70 ± 2.0 - 21 ± 0.6 Ma (Kennerley, 1980; Aspden y Litherland, 1992; Jaillard et al., 1996) intruyen la formación Sacapalca al oeste de la cuenca (Figura 6.1b), lo que indica una edad más antigua para las rocas volcánicas encajantes. Estas rocas probablemente fueron cubiertas en parte por depósitos lacustres o marinos continentales y volcánicos reabajados entre 25 a 20 Ma. La compresión posterior en dirección ESE-ONO de la cuenca determinó la elevación de los relieves del sur de Ecuador (Hungerbühler, 1997, Steinmann, 1997, Steinmann et al., 1999). Como consecuencia del levantamiento tectónico, se produjo una gran erosión y el depósito durante el Mioceno medio de la formación Gonzanamá.

6.2 Modelos y anomalías gravimétricas de las cuencas sedimentarias

La anomalía de Bouguer registra valores mínimos comprendidos entre - 158 y - 212 mGal, que indican que la corteza continental está engrosada en los Andes. Además, todas las cuencas se caracterizan por mínimos locales relacionados con el relleno sedimentario. Sin embargo, las anomalías de Bouguer regionales no tienen precisión suficiente para estudiar la estructura profunda de las cuencas sedimentarias de Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo. Los modelos gravimétricos se calculan a partir de los datos de anomalía gravimétrica y geológica de campo, muestran la distribución de cuerpos en función del contraste lateral de densidades y ayudan a determinar la estructura cortical relacionada con la evolución tectónica.

6.2.1 Cuenca de Loja

En la cuenca de Loja se obtuvieron 136 medidas de gravedad en tres perfiles orientados E-O que se extienden hasta las rocas de basamento ubicadas hacia los dos bordes de la cuenca. La separación promedio entre puntos de medida es de 200 m. Además se midieron dos perfiles orientados N-S con observaciones

espaciadas aproximadamente cada 500 m, que ayudan a completar el recubrimiento de datos para toda la cuenca. Los mínimos gravimétricos de anomalía de Bouguer tienen valores entre -196 y -212 mGal (Figura 6.2a), que coinciden aproximadamente con el rango de valores obtenidos del mapa regional de anomalías de Bouguer para Ecuador (Feininger y Seguin, 1983), entre -150 a -200 mGal. El mínimo de la anomalía de Bouguer tiene una forma alargada en dirección N-S y está desplazado hacia el este respecto al eje central de la cuenca. La anomalía residual se ha calculado para que sus valores sean cercanos a 0 en las zonas de basamento. Los perfiles de anomalías residuales E-O revelan mínimos de hasta -9.0 mGal (Figura 6.2b, 6.2c y 6.2d).

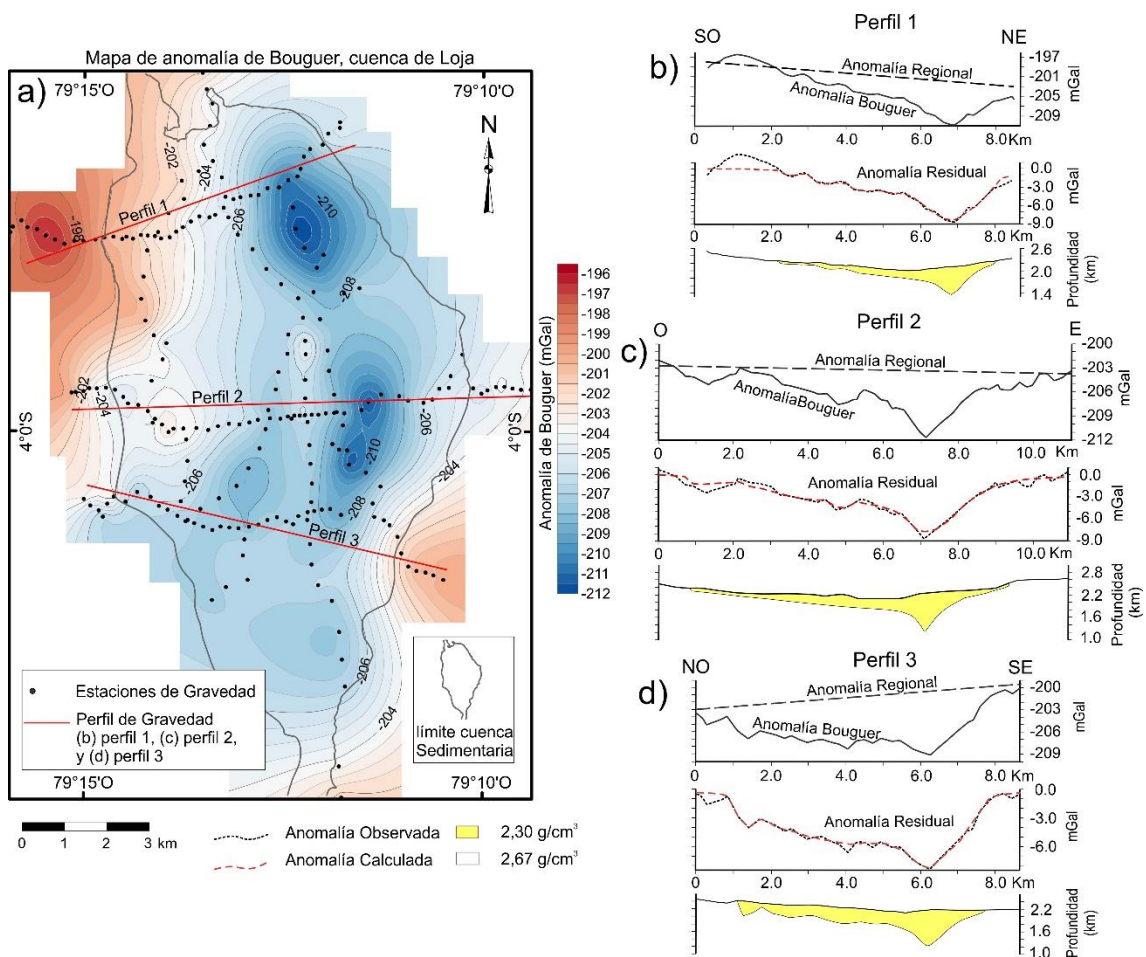


Figura 6.2 Anomalías de Bouguer y modelos de gravedad de la cuenca de Loja. (a) Mapa de anomalía de Bouguer. (b) Modelos de gravedad 2D del perfil 1. (c) Perfil 2. (d) Perfil 3.

El modelado 2D determina la distribución del espesor sedimentario de las cuencas, a partir de las medidas de gravedad obtenidas, y de las densidades de las principales litologías del área (Figura 6.2b, 6.2c y 6.2d).

6.2.2 Cuenca Malacatos-Vilcabamba

La cuenca Malacatos-Vilcabamba tiene una elongación en dirección NNO - SSE. En ella se realizaron 100 medidas con un espaciado de 200 m, distribuidas a lo largo de dos perfiles perpendiculares a la dirección de la cuenca y algunas observaciones adicionales complementarias en menor cantidad. El perfil 1, paralelo al río Malacatos, está orientado NE-SO y el perfil 2 se ubica paralelo al río Vilcabamba, con orientación ESE-ONO (Figura 6.3).

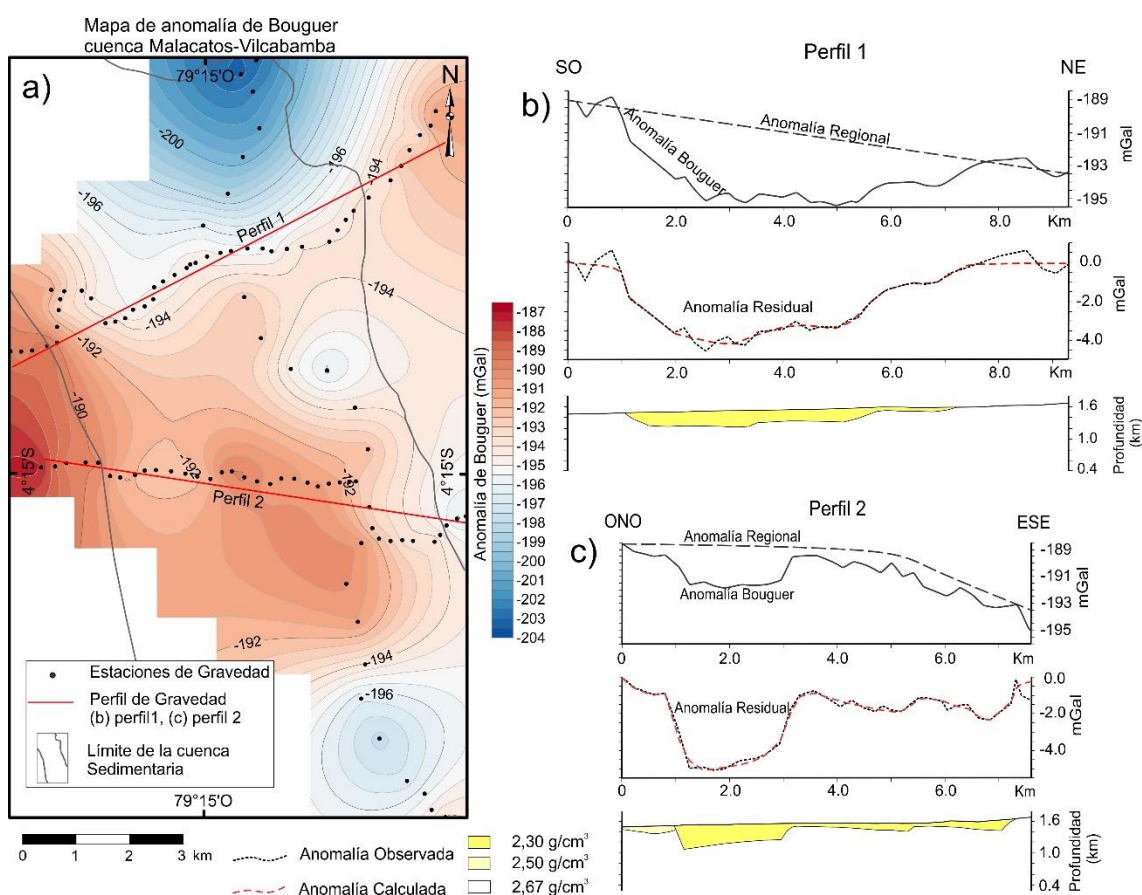


Figura 6.3 Anomalías de Bouguer y modelos de gravedad de la cuenca de Malacatos-Vilcabamba. (a) Mapa de anomalía de Bouguer. (b) Modelos de gravedad 2D del perfil 1. (c) Perfil 2.

La anomalía de Bouguer determinada tiene mínimos con valores comprendidos entre -187 a -204 mGal (Figura 6.3a). Los mínimos gravimétricos en los dos perfiles se extienden hacia la parte occidental de las cuencas, siendo notorio el incremento de los valores de la anomalía hacia los bordes de la cuenca debido a la proximidad de rocas de basamento. La anomalía residual es asimétrica y alcanza valores entre -4 a -5 mGal. Los modelos gravimétricos 2D (Figura 6.3b, 6.3c) indican una distribución irregular del relleno sedimentario y la presencia de un mínimo relativo en el borde occidental del perfil 2 que correspondería a rocas volcánicas (Figura 6.3c).

6.2.3 Cuenca de Catamayo

En la cuenca de Catamayo se obtuvieron 204 puntos de medida de gravedad distribuidos en dos perfiles orientados E-O y un perfil en dirección N-S, con un espaciado medio de 200 m entre cada punto de medida, además de otros datos dispersos tomados cada 500 m con la finalidad de cubrir en su mayor extensión la cuenca sedimentaria (Figura 6.4). Los mínimos de las anomalías de Bouguer que se han obtenido están comprendidos entre -158 a -190 mGal (Figura 6.4a), lo que indica una anomalía regional con mínimos que se extienden hacia el este y máximos en dirección oeste que corresponderían con las rocas de basamento.

La anomalía residual asociada con los rellenos sedimentarios está bien delimitada a lo largo de los perfiles que muestran mínimos comprendidos entre -3.5 a -5 mGal (Figura 6.4b, 6.4c y 6.4d). Sin embargo, el perfil 1 tiene un mínimo que se extiende hacia el borde occidental, mientras que el perfil 2 tiene un mínimo asociado en el borde oriental. El perfil 3 evidencia la heterogeneidad en dirección N-S de la anomalía residual. Los mínimos de gravedad se ubican al norte de la cuenca y alcanzan -3.5 mGal. De acuerdo con los modelos gravimétricos (Figura 6.4b, 6.4c y 6.4d), el espesor máximo de los sedimentos se extiende en dirección NO - SE y alcanza 600 m.

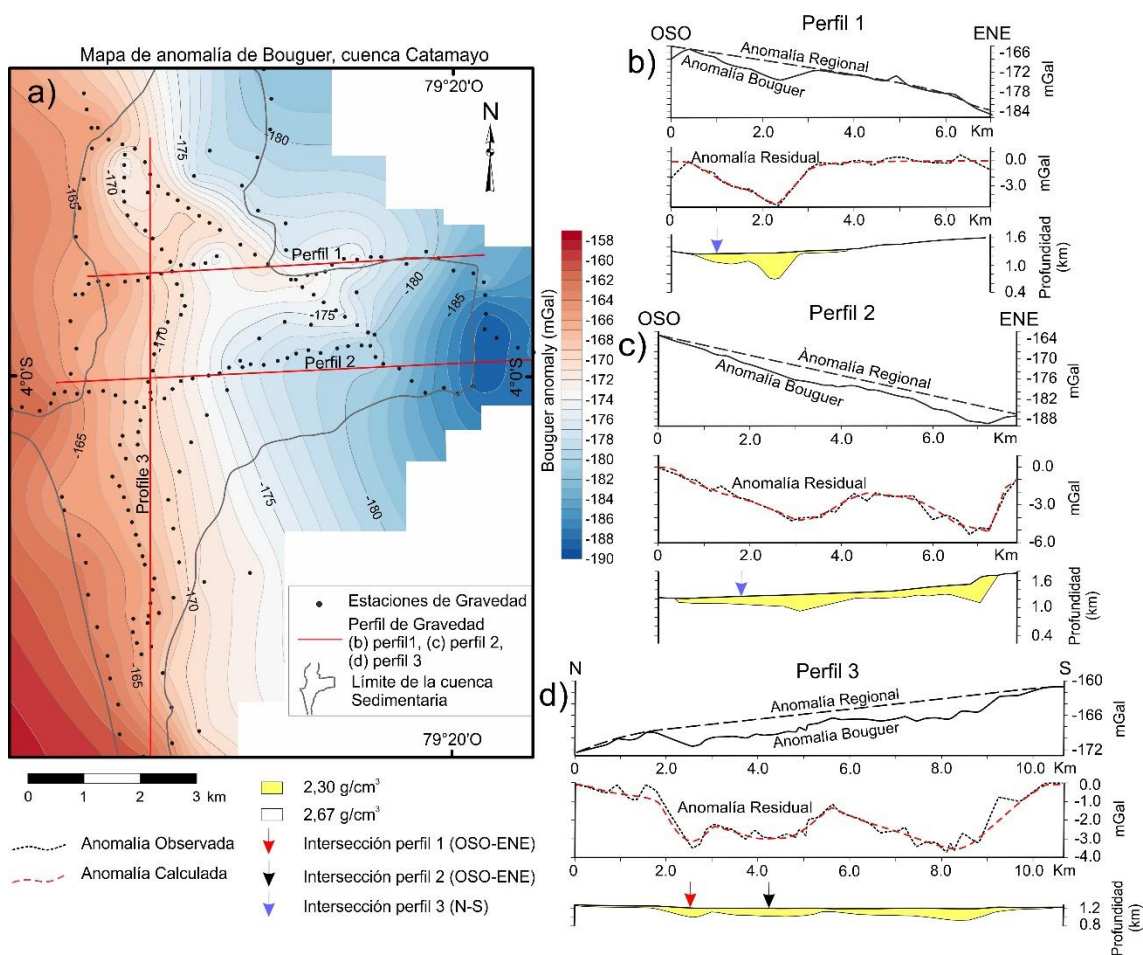


Figura 6.4 Anomalías de Bouguer y modelos de gravedad de la cuenca Catamayo. (a) Mapa de anomalía de Bouguer. (b) Modelos de gravedad 2D del perfil 1. (c) Perfil 2. (d) Perfil 3.

6.3 Estructuras geológicas en las cuencas intramontañosas del sur de Ecuador

La integración de datos geológicos de campo con los datos de gravedad ayuda a determinar la estructura profunda de las cuencas y a mejorar la interpretación de las secciones geológicas transversales (Figura 6.5). En los modelos gravimétricos se ha considerado el relleno sedimentario como un solo cuerpo debido a la falta de otros datos geofísicos detallados de la zona que permitan diferenciar cuerpos profundos de menor tamaño en las formaciones sedimentarias.

La cuenca de Loja, es una sinforma compleja, en la que los sedimentos del Mioceno se depositaron discordantemente sobre rocas paleozoicas de la unidad Chigüinda (Figura 6.6). La homogeneidad de las rocas del basamento no permite

definir con detalle los pliegues que delimitan la cuenca de Loja. Los modelos gravimétricos y la anomalía de Bouguer indican un depocentro alargado en dirección N-S que se encuentra desplazado hacia el este respecto al eje central de la cuenca (Figura 6.2b, 6.2c, 6.2d). El espesor del relleno sedimentario irregular y asimétrico, alcanza los 1200 m (Figura 6.6). El depocentro de la cuenca está relacionado con pliegues asimétricos y fallas inversas locales que afectaron hasta la formación San Cayetano (Figura 6.5a), formadas por la compresión E-O, que produjo engrosamiento cortical en los Andes.

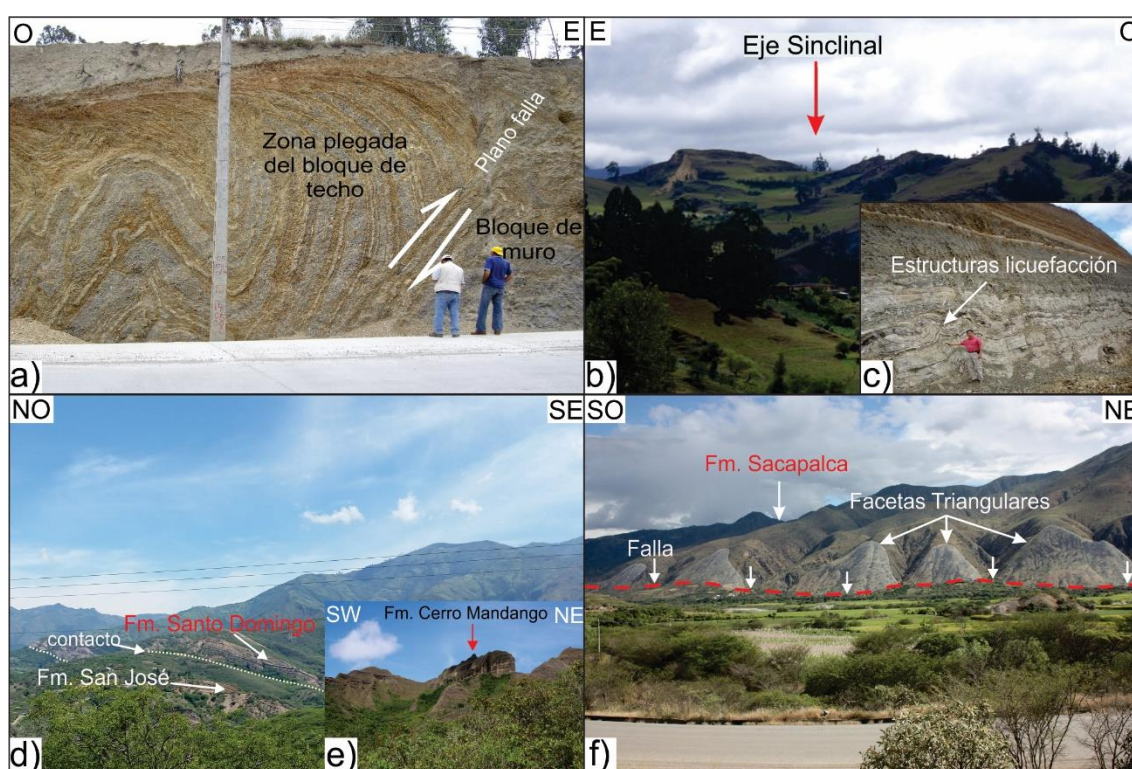


Figura 6.5 Principales estructuras geológicas de campo, ejemplos de la cuenca de Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo. (a) Falla inversa con vergencia al este (Fm. San Cayetano, cuenca de Loja). (b) Sinclinal que afecta la Fm. Quillollaco (cuenca de Loja). (c) Estructuras de licuefacción Fm. La Banda (cuenca de Loja). (d) Fm. San José y Santo Domingo (NO de la cuenca de Malacatos). (e) Fm. Cerro Mandango (SE de la cuenca Malacatos-Vilcabamba). (f) Falla normal (SO cuenca de Catamayo).

Los pliegues asimétricos en dirección N-S a NE-SO en los conglomerados de la formación Quillollaco son mucho más apretados en las zonas SE y SO de la

cuenca, con capas que buzanan localmente más de 50° (Figura 6.5b). Las fallas inversas tienen orientación NE-SO y vergencia hacia el este (Figura 6.6c). Las fallas normales buzanan entre 50° y 70°E y se localizan en el borde SO de la cuenca (Figura 6.6a, 6.6b, 6.6c y 6.6d).

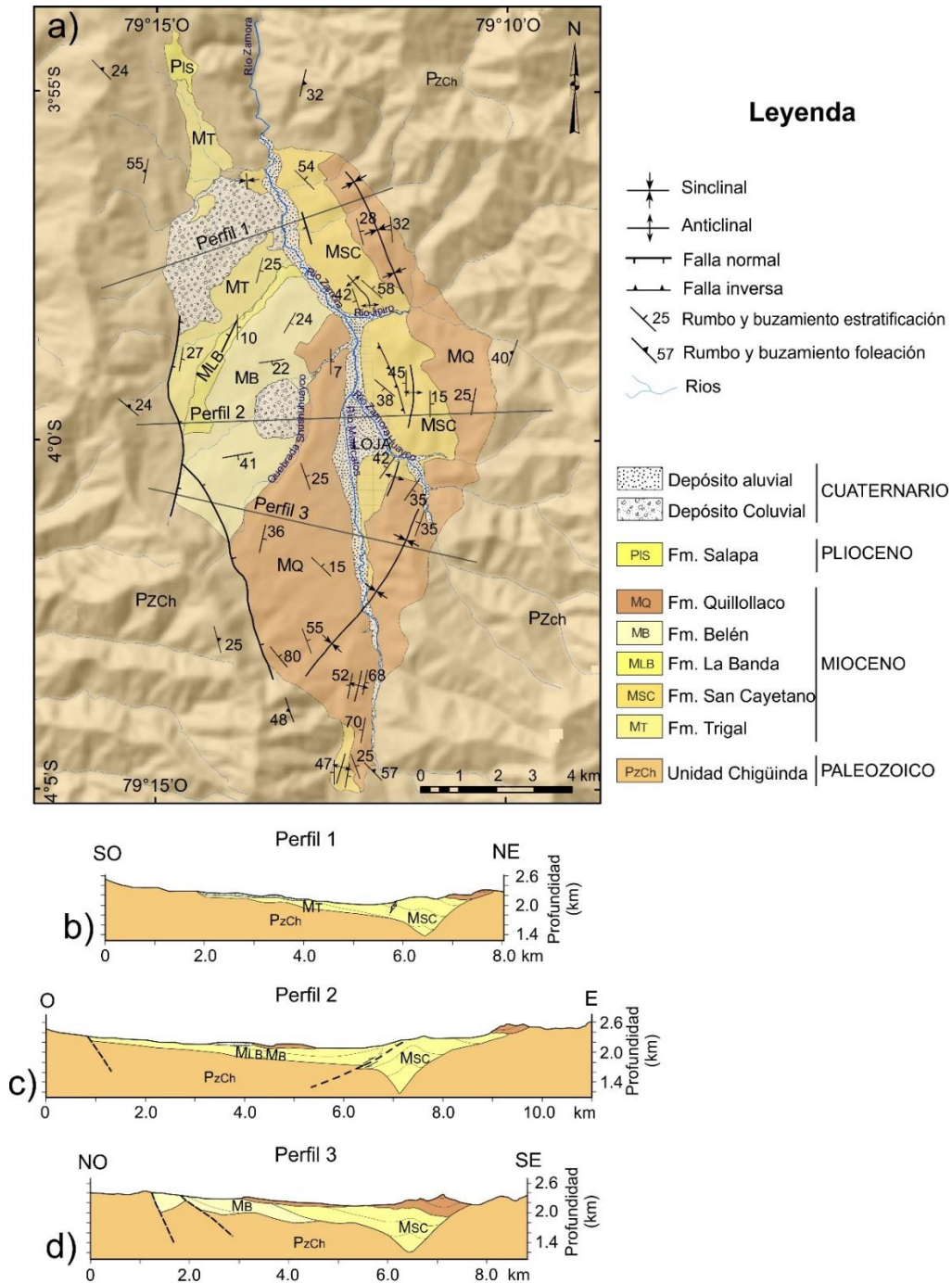


Figura 6.6 Mapa geológico de la cuenca sedimentaria de Loja (a) y secciones transversales basadas en modelos de gravedad, (b) perfil 1, (c) perfil 2 y (d) perfil 3.

En la cuenca de Malacatos-Vilcabamba (Figura 6.7), los sedimentos del Mioceno medio y superior se depositaron discordantemente sobre las rocas metasedimentarias del Paleozoico a lo largo del borde oriental de la Cordillera Real y sobre rocas volcánicas del Oligoceno inferior de la formación Loma Blanca que se extiende al oeste de la cuenca (Litherland et al., 1994). La cuenca está limitada por un sistema de fallas normales con dirección NNO-SSE ubicadas en los bordes de la cuenca. A partir de los modelos gravimétricos y los datos geológicos de campo se ha determinado que existe una variación importante en la estructura del relleno sedimentario. La zona más profunda se localiza al oeste de la cuenca. Hacia el este, la estructura del relleno está controlada por un conjunto de fallas normales y la profundidad del relleno sedimentario puede alcanzar 500m (Figura 6.3 y 6.7).

Las medidas gravimétricas se realizaron a lo largo de los ríos Vilcabamba y Malacatos (alrededor de 1500 m.s.n.m.). Si consideramos que la zona más alta del Cerro Mandango (2100 m.s.n.m.) está formado por sedimentos, se puede determinar que el relleno sedimentario tiene como mínimo 1100 m de espesor. Las capas de las formaciones San José y Santo Domingo tiene buzamientos hacia el este, hasta los 45°E, que pueden variar sustancialmente (Figura 6.5d). La zona oriental de la cuenca desarrolla estructuras de semigraben con cuñas sedimentarias que buzan hacia el este. Esta estructura sugiere el basculamiento de los bloques de rocas de basamento vinculado al evento tectónico extensional de la cuenca.

Los conglomerados depositados discordantemente (formación Cerro Mandango), tienen un buzamiento subhorizontal hacia el SE de la cuenca (Figura 6.5e) incrementado hasta 48°NE hacia el borde SO de la cuenca, lo que determina un sinclinal asimétrico en la formación Cerro Mandango (Figura 6.7a). Hacia el borde occidental los sedimentos de la formación Cerro Mandango están en contacto con las rocas de basamento (unidad Chigüinda) y rocas volcánicas de la

formación Loma Blanca a través de una falla normal que buza hacia el este y tiene una longitud de más de 15 km.

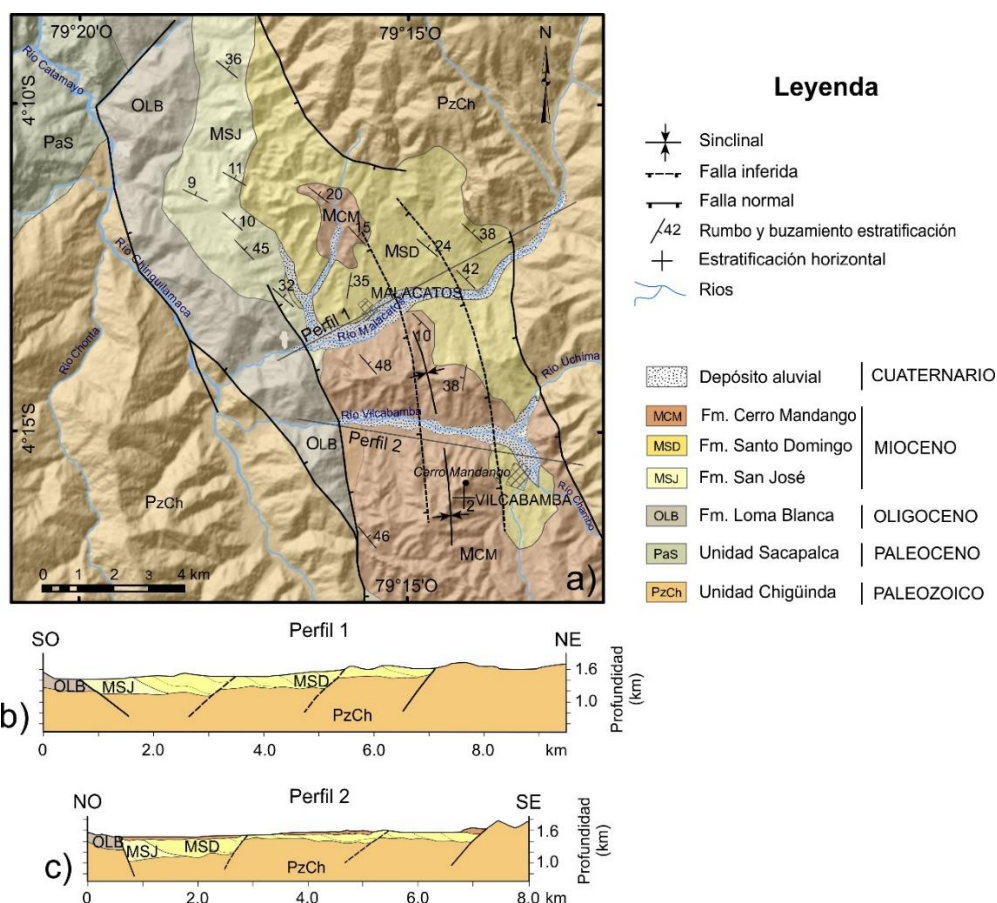


Figura 6.7 Mapa geológico de la cuenca sedimentaria de Malacatos-Vilcabamba (a) y secciones transversales basadas en modelos de gravedad, (b) perfil 1 y (c) perfil 2.

La cuenca de Catamayo tiene una estructura controlada por fallas normales regionales en dirección N-S que limitan la secuencia sedimentaria con las rocas de basamento de la unidad Chigüinda en el borde oriental de la cuenca. Al oeste de la cuenca, una falla normal forma parte del contacto ente las rocas volcánicas de la formación Sacapalca del Paleoceno con los sedimentos miocenos de la cuenca (Figura 6.5f). Se diferencian cuerpos intrusivos y diques riolíticos que forman estructuras columnares. La secuencia estratigráfica de la formación Gonzanamá está formada por capas de rocas tobáceas intercaladas con arcillas, lutitas y aglomerados volcánicos que buzan desde 7°E a 68°E. El depósito posterior de sedimentos marinos y volcánicos habría rellenado la cuenca.

Los modelos gravimétricos y los datos geológicos de campo obtenidos para la cuenca de Catamayo determinan que la profundidad del relleno sedimentario es de 600m, con un depocentro alargado en dirección NO-SE. Está relacionado con la actividad tectónica extensional de las dos principales fallas que limitan la cuenca (Figura 6.8b, 6.8c y 6.8d). Sin embargo, los mínimos gravimétricos determinados en el perfil 2 (Figura 6.8c) tiene un límite oriental muy pronunciado que indican una variación abrupta en los espesores sedimentarios que respaldan la presencia de una falla normal en el borde oriental de la cuenca (Figura 6.8c). El modelo gravimétrico del perfil 3 (Figura 6.8d) indica depocentros con más de 200 m de relleno sedimentario ubicados entre el norte y sur de la cuenca (Figura 6.8d).

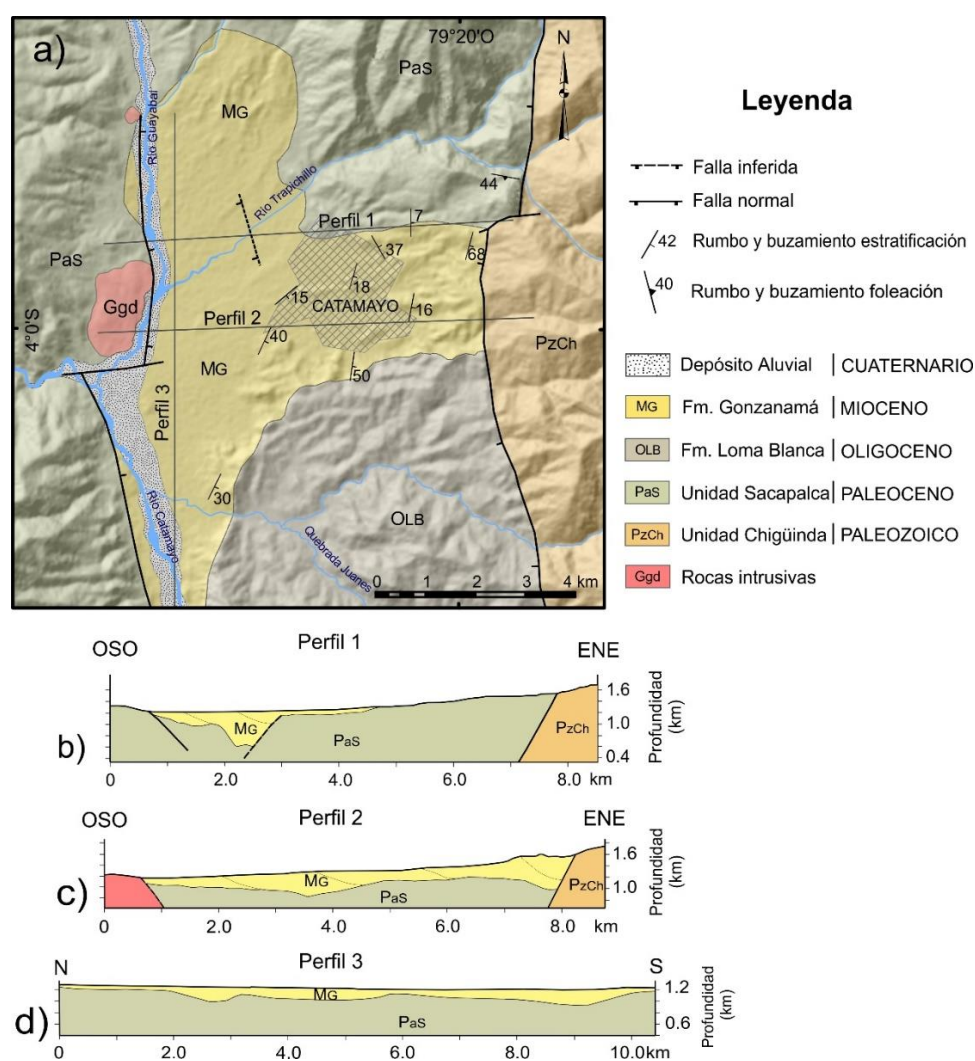


Figura 6.8 Mapa geológico de la cuenca sedimentaria de Catamayo. (a) secciones transversales basadas en modelos de gravedad, (b) perfil 1, (c) perfil 2 y (d) perfil 3.

Capítulo 7

7 Discusión

Los datos geofísicos, geológicos y geodésicos del margen continental de la placa Sudamericana en Ecuador presentados en esta Tesis Doctoral permiten conocer a diferentes escalas su comportamiento geodinámico y evolución reciente. Los datos gravimétricos y magnéticos regionales contribuyen a conocer las variaciones de la estructura cortical y de la subducción de la Placa de Nazca. El desplazamiento actual del terreno, caracterizado mediante GPS, muestra la cinemática de las principales estructuras que deforman la corteza continental. Finalmente, el estudio detallado de las cuencas intramontañosas meridionales de los Andes ecuatorianos mejora el conocimiento de la elevación reciente de la Cordillera. En conjunto permiten mejorar la caracterización de los peligros geológicos.

7.1 Estructura profunda de los Andes ecuatorianos y margen continental sudamericano

La geodinámica del margen de Ecuador tiene gran interés en el análisis de la tectónica reciente y activa que es responsable de la peligrosidad geológica de la región. Este margen se ha originado como resultado de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de Sudamérica. La convergencia entre las placas tiene velocidades de desplazamiento entre 55 a 58 mm/año, en dirección N83°E (Trenkamp et al., 2002; Kendrick et al., 2003; Collot et al., 2009; Nocquet et al., 2009). Este proceso tectónico ha provocado importantes movimientos sísmicos que han sido observados a partir del terremoto de 1906, con una magnitud de $M_w > 8.8$, considerado como uno de los 10 terremotos más grandes registrados a nivel mundial. El proceso de subducción ha ocasionado que se generen múltiples esfuerzo tensionales y compresivos que produjeron la fragmentación del Bloque Norandino a través de la zona de falla Puná-Pallatanga-Chingual-Cosanga (Alvarado et al., 2014).

El conocimiento sobre el espesor de la corteza y la estructura de la litosfera en los Andes ecuatorianos es limitado y se basa principalmente en la distribución de datos de sismicidad existentes (Segovia y Alvarado, 2009; Beauval et al., 2010; Beauval et al., 2013). En la actualidad no existen estudios regionales de anomalías magnéticas y gravimétricas que permitan interpretar la estructura profunda de la región. En este estudio se presentan nuevos datos e interpretaciones sobre la estructura profunda a partir de observaciones magnéticas y gravimétricas de satélite que se han integrado con datos regionales medidos en campo a lo largo de los perfiles 1°S de latitud (Figura 7.1b) y 4°S de latitud (Figura 7.1c). Los nuevos datos obtenidos de la anomalía de Bouguer se correlacionan adecuadamente con los resultados presentados por Feininger y Seguin (1983). Los dos perfiles gravimétricos tienen una mayor resolución y se extienden desde el margen continental, la región costa, la Cordillera de los Andes hasta la cuenca Oriente (Figura 7.1b, 7.1c). Los modelos gravimétricos obtenidos fueron calculados a lo largo de los dos perfiles considerando una densidad promedio para las diferentes formaciones rocosas (Telford et al., 1990).

7.1.1 La estructura de los Andes a partir de modelos gravimétricos

Las anomalías gravimétricas producidas por las variaciones de densidad están muy bien correlacionadas con la estructura geológica y esencialmente con los lineamientos de las principales fallas regionales conocidas, cuerpos magmáticos y cuencas de ante arco y tras arco. Los modelos gravimétricos obtenidos determinan la estructura, geometría y profundidad del margen continental (Figura 4.4, 4.5, 7.1b y 7.1c). Las diferentes amplitudes de onda de las anomalías de Bouguer se ajustan a las variaciones del espesor de la corteza continental y la subducción de la corteza oceánica. Los mínimos gravimétricos obtenidos de anomalía de Bouguer (-273 mGal), se extienden a lo largo de la Cordillera de los Andes, donde la corteza continental tiene un espesor aproximado de 70 km. Tanto hacia la cuenca Oriente como hacia la región costa el espesor cortical disminuye hasta alcanzar valores próximos a 30 a 40 km. Los máximos

gravimétricos de anomalía de Bouguer están relacionados con la corteza oceánica, que subduce en niveles corticales poco profundos a lo largo del margen del Pacífico. Los mínimos gravimétricos locales obtenidos están relacionados con la Depresión Interandina y las cuencas intramontañosas, donde se ha estimado un espesor para el relleno sedimentario de 2.5 km. Además se pueden ubicar cuerpos intrusivos que están relacionados con el vulcanismo de la Cordillera de los Andes.

Los modelos gravimétricos obtenidos han sido comparados con los modelos previos de gravedad simple de Bouguer que determinan para la Cordillera de los Andes un espesor máximo de 50 km (Feininger y Seguin, 1983). La principal diferencia entre los dos modelos gravimétricos obtenidos en esta Tesis doctoral a 1° S y 4° S de latitud consiste en la inclinación y profundidad de la litosfera oceánica. En el perfil 1° S de latitud tiene una mayor inclinación (30°) que en el perfil 4° S de latitud (23°) (Figura 4.4, 4.5 y 7.1). La geometría es diferente a la considerada por Guillier et al. (2001) e indica que la placa oceánica se hunde hasta una profundidad de 200 km con un ángulo de 35° en el Norte y 25° al Sur entre 1°N y 2°S de latitud.

7.1.2 Anomalías magnéticas y grandes estructuras litosféricas

Las anomalías magnéticas obtenidas a partir de las imágenes de satélite están relacionadas con las variaciones en la magnetización de la corteza que pueden deberse a las variaciones de espesor de la capa magnetizada o a los cambios en la composición lateral (Mayhew, 1982). Las zonas de subducción modifican notablemente la estructura térmica y la sismicidad puede extenderse entre 300 a 400 km de profundidad (por ejemplo SW Japón, Alaska y Cacia) (Oleskevich et al., 1999; Blakely et al., 2005; Gutscher y Peacock, 2003). Idagarra et al. (2017) concluye que el punto Curie controla la ocurrencia de eventos sísmicos.

La cuenca Oriente se caracteriza por presentar anomalías irregulares que corresponden al basamento del Cratón Sudamericano. Sin embargo, la Cordillera

de los Andes y la zona costa tiene anomalías magnéticas orientadas ENE-OSO, oblicuas a las principales estructuras geológicas superficiales. En la Placa de Nazca, la anomalía negativa de -95 nT en dirección ENE-OSO a lo largo de la Cordillera de Carnegie, sugiere que esta estructura está relativamente más magnetizada que las áreas circundantes, con valores que alcanzan 60 nT.

El mapa de anomalías magnéticas del margen ecuatoriano muestra que la litosfera oceánica relativamente fría, que incluye la Cordillera Carnegie elongada en dirección O-E, se prolonga bajo el margen continental hasta la zona Subandina. Las anomalías son oblicuas a la zona de subducción de la placa de Nazca (Figura 4.6 y 7.1). En la corteza oceánica subducida, el mineral ferromagnético dominante es la magnetita, que tiene una temperatura Curie de 580° C (583 K) (Lanza y Meloni, 2006) y valores de 540° C corresponden con una mayor concentración de titanomagnetita. El aumento de la temperatura es probablemente la causa del fin de la actividad sísmica que alcanza 250 km de profundidad hacia la Cuenca Oriente y de la magnetización de la corteza subducida.

7.1.3 Distribución de la sismicidad y principales estructuras activas

La distribución de la sismicidad permite determinar la actividad de las principales fallas regionales (Figura 7.1). La actividad sísmica relacionada con la subducción de la Placa de Nazca implica la segmentación causada probablemente por fallas transversales profundas (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2004). El acoplamiento es muy heterogéneo y se concentra en los primeros 30 km de profundidad (Chlieh et al., 2014). El empuje hacia el este de la Cordillera de Carnegie, causa el desplazamiento en el continente del Bloque Norandino a través del sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (Figura 7.1). Los terremotos que se encuentran a una profundidad entre 100 y 250 km (M_w entre 3 y 7), definen la zona de Benioff relacionada con la subducción de la litosfera oceánica.

En el perfil 1°S de latitud, la sismicidad (Mw 3 a 7) se divide en tres grupos principales relacionados con la subducción de la placa de Nazca (Figura 7.1b). Hacia el oeste, cerca al Océano Pacífico la sismicidad tiene una profundidad de 40 km que corresponde a la zona poco profunda del margen de subducción. La sismicidad es más profunda hacia el este, con dos grupos de sismos que se correlacionan con la subducción de litosfera oceánica y se ubican tanto al este como al oeste de la raíz continental de la Cordillera de los Andes. Esta discontinuidad en la sismicidad intermedia puede ser consecuencia de la fusión en la subducción que produce el intenso volcanismo en los Andes.

En la Cordillera Costanera, las zonas profundas de la corteza continental están sometidas a compresión. Como resultado de la subducción se originaron las fallas Jipijapa y Daule en dirección NNE – SSO. Al este, en la cuenca de Manabí, la sismicidad con magnitud de Mw 3 a 5 está relacionada con las fallas NNE-SSO de Buena Fe y Maná-Valencia con componente normal. En la Depresión Interandina la actividad sísmica de magnitud Mw 3 a 5 está vinculada con la falla inversa de Latacunga y los principales volcanes ubicados en la Cordillera Occidental y Real de los Andes. Al este, la zona de falla Cosanga, situada entre la Cordillera Real y la zona Subandina, se caracteriza por terremotos poco profundos (Mw 3 a 7, hasta 30 km de profundidad). La falla Macas, separa la cuenca Oriente en el extremo este de la zona Subandina.

En el perfil 4°S de latitud, la sismicidad es más reducida que en el perfil 1°S de latitud (Figura 7.1c). La corteza continental está afectada por terremotos con magnitudes Mw 3 a 5 hasta los 30 km de profundidad. Al este, los terremotos en el margen continental (igualmente entre Mw 3 a 5) corresponden a la zona de subducción ubicada hasta 60 km de profundidad. Hacia el este, la actividad sísmica superficial está relacionada con la falla Piñas-Portovelo y la cuenca Alamor-Lancones. En la cordillera de los Andes, la falla Las Aradas separa las cuencas Intramontañosas deformadas por fallas locales normales e inversas.

Hacia el este, la falla Numbala y Nangaritzta limita un cuerpo intrusivo que se extiende en la región de Zamora, donde la actividad sísmica es muy baja.

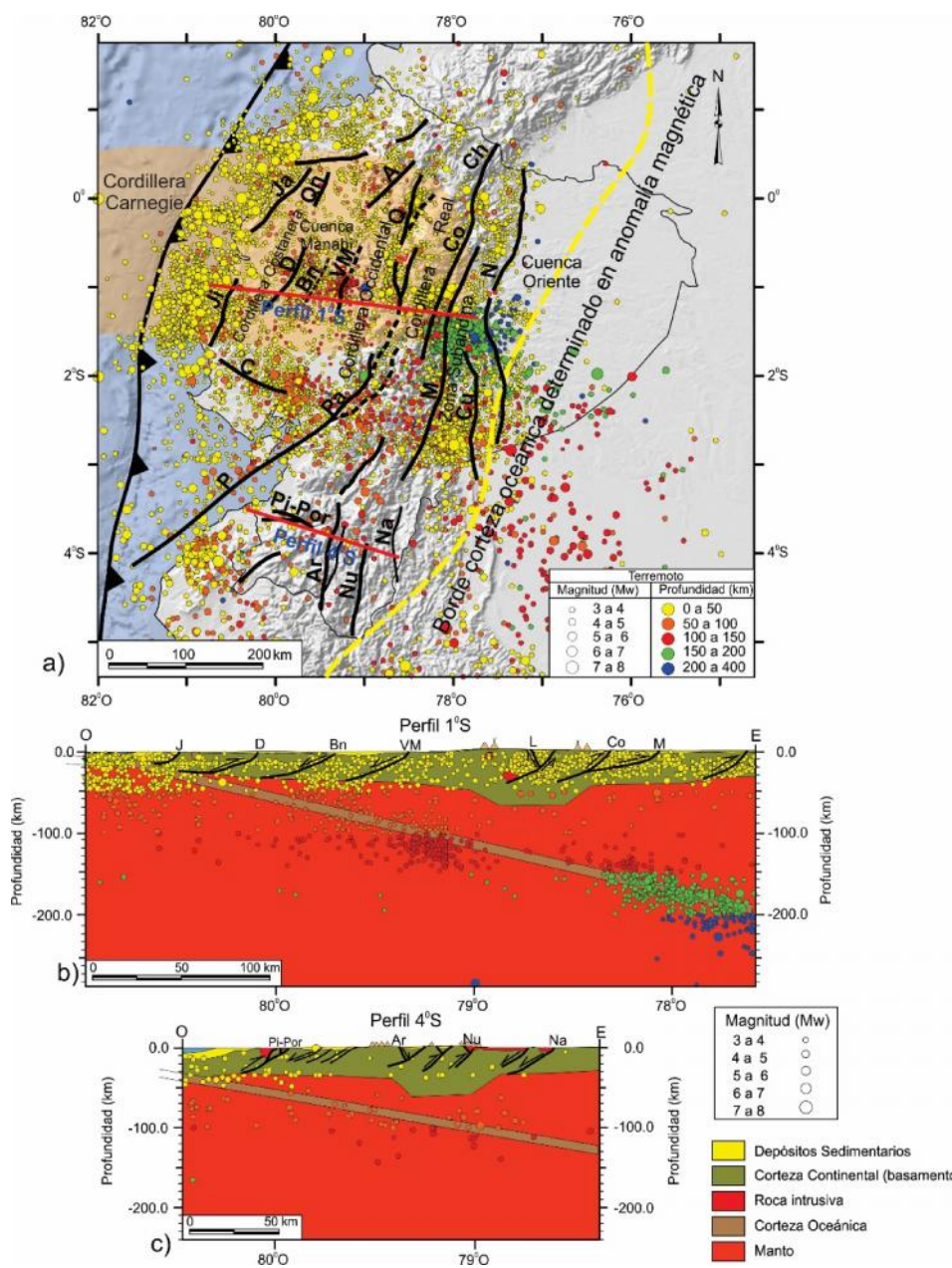


Figura 7.1 Principales estructuras tectónicas y actividad sísmica del margen de Ecuador. (a) Ubicación de los terremotos y fallas regionales. Prolongación de la Cordillera Carnegie y el límite de las anomalías magnéticas bajo el margen continental. (b) Modelo gravimétrico del perfil 1°S y (c) Modelo gravimétrico de perfil 4°S, en los que se integra la sismicidad asociada a las principales estructuras tectónicas activas. Principales falla regionales: Cosanga, Co; Latacunga, L; Valencia-Maná, VM; Daule, D; Buena Fé, BN; Jipijapa, J; Nangaritzta, Na; Numbala, Nu; Las Aradas, Ar; Piñas-Portovelo, Pi-Por; Oriente, O; Cutucú, Cu; Napo, N; Apuela, A; Quinindé, Q.

7.2 Desplazamientos tectónicos actuales a partir de datos GPS

Los resultados previos obtenidos sobre el desplazamiento de los vectores GPS, permiten proponer un nuevo modelo tectónico para Ecuador que divide la región en dominios con desplazamientos homogéneos (Figura 7.2). El Bloque Norandino en el margen ecuatoriano registra las mayores tasas de desplazamiento en dirección ENE de la corteza y se ve afectado por acortamiento y extensión. La disminución progresiva hacia el este del campo de velocidad, indica acortamiento desde la Cordillera Costanera hacia la Cordillera Occidental y Real, con extensión del borde oriental de la cuenca Manabí.

El bloque está controlado por importantes fallas inversas hacia el oeste. La Depresión Interandina localizada entre la Cordillera Occidental y Real se formó como consecuencia de la elevación de los Andes, y está controlada por las zonas de falla Quito y Latacunga. El intenso acortamiento de la Cordillera Real está controlado por la zona de fallas Cosanga-Chingual entre la zona Subandina como límite estable que se extiende hacia la cuenca Oriente. La disminución progresiva de la magnitud de desplazamiento en la cuenca Oriente indica que constituye una zona mucho más estable que corresponde con la placa Sudamericana.

El límite tectónico entre los Andes del norte y el Bloque Inca de Perú se encuentra en la falla Puná-Pallatanga (Figura 7.2), con una zona de falla de desplazamiento transtensional que empieza en el Golfo de Guayaquil con componente normal-dextral. Hacia el NE atraviesa la Cordillera Occidental y se prolonga de sur a norte a lo largo de los Andes Orientales con movimiento transcurrentes dextros. Hacia el noreste la falla determina un campo de desplazamientos arqueado con un cambio progresivo de los vectores de desplazamiento desde NE al norte, hacia el E y SE en los Andes del sur.

Más hacia al sur, el Bloque Inca se caracteriza por movimientos heterogéneos con desplazamientos mínimos. Este dominio probablemente constituye el bloque

más rígido que se encuentra unido a la Placa Sudamericana, que produjo la deflexión principal en el margen del Pacífico (Figura 7.2).

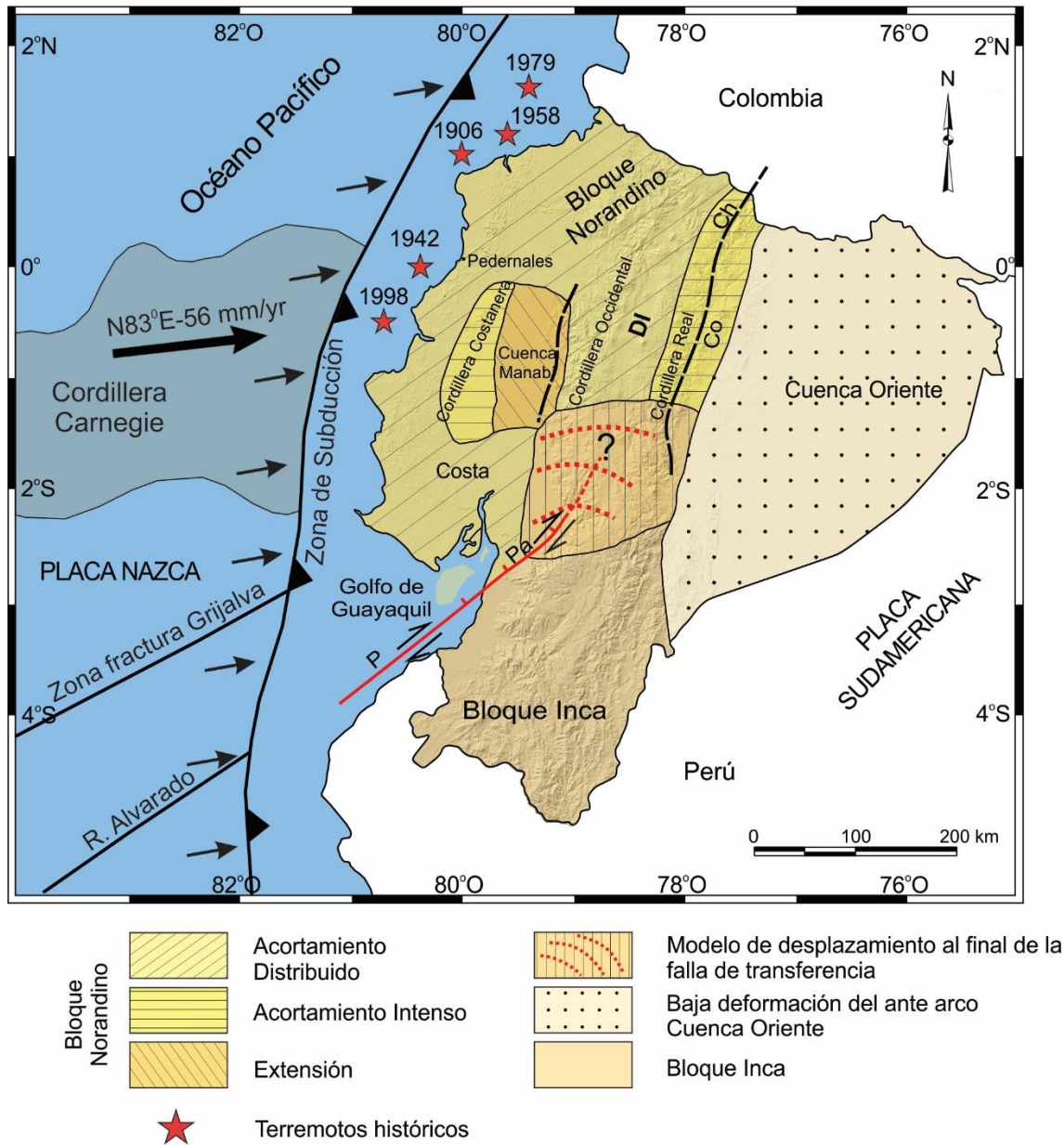


Figura 7.2 Modelo tectónico del Ecuador basado en el campo de velocidad. El Bloque Norandino sufrió acortamiento y extensión en la cuenca Manabí. La falla transcurrente dextral Puná-Pallatanga separó el Bloque Norandino del Bloque Inca. La Placa estable de Sudamérica en la cuenca Oriente tiene baja deformación. a. Fallas regionales: Puná, P; Pallatanga, Pa; Cosanga, Co; Chingual, Ch. Depresión Interandina, DI.

El Bloque Norandino se ve afectado por el fuerte desplazamiento asociado a la intensa actividad sísmica registrada en el margen continental (Figs. 5.2 y 7.2) que alcanzan los 120 km de profundidad. Dentro de este contexto el desplazamiento hacia el NE del Bloque Norandino puede ser una consecuencia del empuje que ejerce en dirección NE de la Cordillera de Carnegie a través de la subducción de la placa de Nazca (Figura 7.2), que también desarrollaría el Golfo de Guayaquil.

7.3 Cuencas intramontañas y evolución de los Andes en el sur de Ecuador

El estudio de los procesos geodinámicos que actuaron en la deformación de las cuencas sedimentarias intramontañas es de gran interés para resaltar los diferentes mecanismos que actuaron en la elevación de los Andes. Mediante la integración de datos geológicos y geofísicos obtenidos en campo se analizaron estructuras tectónicas consideradas en estudios previos y que actualmente controlan las deformaciones de las cuencas sedimentarias. Las fallas han sido determinadas en los modelos gravimétricos y corroboradas con las observaciones geológicas de campo. Sin embargo, hasta la fecha los estudios sobre sedimentología o paleontología de estas cuencas no son lo suficientemente precisos para determinar las edades de los eventos principales. En este contexto, se puede establecer la secuencia relativa de las principales etapas de deformación de la región.

Los datos de las anomalías de Bouguer obtenidos para las tres cuencas se encuentran dentro de los rangos establecidos por Feininger y Seguin (1983). Los modelos de anomalías residuales gravimétricas se pueden correlacionar con datos geológicos de superficie para definir la profundidad del basamento de la cuenca. La estructura alargada en dirección N-S que se establece en todas las cuencas estudiadas, muestra que los modelos gravimétricos 2D perpendiculares a la elongación, proporcionan una aproximación aceptable para establecer las estructuras principales de las cuencas. La geometría 3D de algunas anomalías puede disminuir la precisión de los modelos 2D propuestos, aunque no invalida la interpretación geológica general realizada a partir de perfiles en las cuencas.

7.3.1 Cuenca de Loja

Los nuevos datos geológicos y geofísicos obtenidos permiten discutir los modelos tectónicos propuestos en anteriores estudios para la cuenca de Loja. Kennerlly (1973) propone que la cuenca de Loja es una sinforma con una falla vertical ubicada en el centro de la cuenca. Sin embargo, Hungerbühler et al. (2002) propone que la cuenca corresponde a una estructura de semigraben alargado N-S, relacionado con una falla que se extiende en el borde este, y que posteriormente sufrió una inversión tectónica. Este modelo tectónico considera que en la actualidad la cuenca se caracteriza por un alto estructural relacionado con una falla inversa N-S con vergencia hacia el este y que estaría limitando dos subcuencas, la oriental deformada por pliegues asimétricos. Sin embargo, los nuevos datos obtenidos no han confirmado la presencia de dichas zonas de falla en la zona central de la cuenca.

En la cuenca de Loja se observan fallas normales principalmente localizadas en su parte occidental (Figura 6.6). Las observaciones de campo no proporcionan relaciones de superposición precisas entre las estructuras compresivas (fallas inversas y pliegues) y fallas extensionales que afectan hasta la formación Quillollaco, debido a que se encuentran ubicadas en diferentes sectores de la cuenca. En todo caso la formación San Cayetano está más afectada por las estructuras compresivas que la formación Quillollaco que la cubre, lo que evidencia la actividad progresiva de la compresión durante el Mioceno. Además, las fallas normales afectan la formación Quillollaco, y manifiestan al menos una etapa tardía de actividad (Figura 6.6). Estas fallas producen relieves con intensa erosión que facilitan el desarrollo de deslizamientos.

Los modelos gravimétricos 2D realizados a lo largo de perfiles transversales a la cuenca, indican que el máximo espesor del relleno sedimentario (800 a 1200m) se ubica hacia el este respecto a la zona axial de la cuenca. Este depocentro se habría producido por la compresión E-O que habría causado el engrosamiento de la corteza y la elevación relativa de los bordes de la cuenca con el depósito posterior

de los sedimentos. Más recientemente, la deformación fue más intensa en la zona oriental de la cuenca, y se desarrollaron pliegues cerrados y volcados, como se observan en la formación San Cayetano. La región afectada por los pliegues asimétricos en dirección N-S se correlaciona con la zona de mayor profundidad del relleno sedimentario. Sin embargo, la profundidad del relleno sedimentario, aunque se puede caracterizar mediante gravimetría, no se puede establecer con precisión debido a la falta de sondeos y perfiles sísmicos.

Los flancos de los pliegues buzan entre 35° a 50° en el borde oriental, mientras que hacia el oeste la cuenca tiene una estructura monoclinal y buzan entre 20° y 45° E. El relleno sedimentario del sector suroeste de la cuenca está controlado por una falla normal que bordea las rocas de basamento, según el mapa de anomalías de Bouguer, los modelos gravimétricos y observaciones geológicas de campo. Hacia el oeste, los sedimentos tienen un ligero plegamiento de las capas cuyo buzamiento alcanza localmente hasta 50° E. Las estructuras de licuefacción bien desarrolladas encontrados en la formación La Banda, se originó posiblemente por terremotos que se registraron inmediatamente después de la sedimentación (Figura 6.5c).

En resumen, la cuenca sedimentaria de Loja sufrió cuatro eventos tectónicos (Figura 7.3). El primero está relacionado con un adelgazamiento de la corteza continental que condujo a la formación de una depresión, a través del cual los sedimentos marinos del Pacífico ingresaron a la cuenca. Un segundo evento se produjo a finales del Mioceno, en el que la compresión regional en dirección O-E deformó la cuenca, y comenzaron los depósitos fluviales, deltaicos y lacustres. En una tercera etapa, la continuidad de la compresión O-E plegó la parte oriental de la cuenca donde se originaron fallas inversas y pliegues locales. Los sedimentos del Mioceno superior están cubiertos discordantemente por depósitos de abanicos aluviales de la formación Quillollaco. Finalmente un evento extensional tardío se evidencia por el desarrollo de fallas normales locales en el borde suroccidental de la cuenca.

7.3.2 Cuenca Malacatos-Vilcabamba

Esta cuenca se extiende en dirección NO-SE. Está delimitada por fallas normales hacia los dos bordes que se unen a las fallas regionales que se prolongan hasta la cuenca de Catamayo. Las fallas extensionales desarrollaron una depresión tectónica donde se depositaron rocas volcánicas en el Oligoceno temprano. Posteriormente la cuenca se abrió durante el Mioceno y se produjo la sedimentación lacustre.

Los modelos gravimétricos fueron obtenidos en secciones perpendiculares a la elongación de la cuenca. Los modelos gravimétricos de las anomalías residuales definen el depocentro alineado a lo largo del borde occidental de la cuenca, en el que la profundidad del relleno sedimentario varía entre 400 a 500 m. Los perfiles medidos fueron levantados siguiendo el borde de los ríos Malacatos y Vilcabamba. Si proyectamos la parte más elevada de la cuenca, el relleno sedimentario podría alcanzar hasta los 1100 m.

La cuenca está limitada por fallas normales derivadas de los esfuerzos extensionales que condujeron al desarrollo de un graben. Las fallas de la cuenca se habrían producido simultáneamente con la sedimentación que contribuiría a la inclinación actual de la estratificación y el desarrollo de una discordancia angular.

La región posteriormente estaría sometida a una compresión tardía en dirección E-O durante el Mioceno medio que produjo el plegamiento del relleno sedimentario con una elevación posterior del relieve. La deformación compresiva fue mucho más intensa en el borde occidental de la cuenca, que permitió que las capas tengan buzamientos entre 9°E a 45°E . Los pliegues orientados NNO-SSE en los conglomerados de la formación Cerro Mandango se deformaron significativamente alcanzando buzamiento hasta 48°NE . Hacia el sur de la cuenca, se observan buzamientos subhorizontales que forman parte del eje del

sinclinal con cambios variables en el buzamiento de la formación (Figura 6.5e y 6.7a).

Los sedimentos de la formación Cerro Mandango cubren en su mayor parte el relieve en la zona sur de la cuenca, mientras que al norte se muestra una intensa erosión que se puede interpretar como la subsidencia originada por la actividad de las fallas que limitan el borde de la cuenca (Figura 6.7). El levantamiento tardío de la cuenca probablemente está relacionado con las deformaciones extensionales y contribuye a la erosión posterior de los sedimentos.

7.3.3 Cuenca de Catamayo

La cuenca de Catamayo ha sido estudiada por Hungerbühler et al. (2002) y se interpreta como un graben relacionado con la falla regional N-S. Los estudios geológicos y gravimétricos indican que la cuenca está limitada por fallas normales que se extienden hacia los dos bordes. De acuerdo con el modelo gravimétrico 2D de la anomalía residual, el espesor del relleno sedimentario es aproximadamente de 700 metros, con un depocentro que se extiende hacia el borde occidental (Figura 6.8b), mientras que hacia el sur el espesor del relleno sedimentario es de 400 m (Figura 6.8c). Esta disminución del espesor hacia el sur estaría relacionada con una fuerte erosión durante el levantamiento de la cuenca en el borde occidental, o alternativamente con mayor extensión y hundimiento hacia el NNE de la cuenca.

En la cuenca de Catamayo, el primer evento extensional está relacionado con la actividad de las fallas ubicadas en los bordes de la cuenca, que desarrolló una depresión y después fue rellena por los sedimentos de la formación Gonzanamá. El posterior basculamiento de las capas sedimentarias hacia el este, dio lugar a la formación de una estructura de tipo monoclinal en la que la formación Gonzanamá buza entre 7° a 68° hacia el NE, E y SE que estaría relacionada con la falla del borde oriental de la cuenca. Por otra parte, se desarrolló otro depocentro hacia el este de la cuenca (Figura 6.8c). La reactivación posterior de

la falla del borde occidental de la cuenca habría provocado la elevación del relieve con un basculamiento regional tardío hacia el oeste. Esta deformación produce una posición irregular de las rocas de basamento y el desplazamiento del río Guayabal y Catamayo relacionado con la última etapa de actividad de la falla.

7.3.4 Evolución geodinámica de las cuencas intramontañas

Los datos obtenidos en las cuencas intramontañas ayudan a interpretar la evolución reciente de los Andes ecuatorianos (Figura 7.3). La etapa inicial comienza con el adelgazamiento de la corteza que localmente está relacionado a un juego de fallas normales que afectó las rocas paleozóicas del basamento durante el Oligoceno superior (Figura 7.3a y 7.3b); este proceso permitió que sedimentos marinos del Océano Pacífico ingresen al continente y se depositen en las cuencas.

En una segunda etapa, las cuencas se hundieron formando depresiones con una orientación N-S, que comenzaron a rellenarse con sedimentos fluviales y lacustres. El relieve regional está relacionado con etapas de compresión que afectaron probablemente a los niveles corticales profundos. Mientras que las cuencas más occidentales (Catamayo y Malacatos-Vilcabamba) acomodaron la extensión en niveles corticales poco profundos, la cuenca de Loja, ubicada en el borde de los Andes, sufrió compresión y un levantamiento rápido (Figura 7.3c). La cuenca de Loja está mucho más deformada por el desarrollo de pliegues y fallas inversas con vergencia hacia el este, que han determinado su asimetría, y afectan preferentemente su mitad oriental.

Posteriormente la deformación por compresión continúa activa en la cuenca de Loja y afectaría a la cuenca Malacatos-Vilcabamba (Figura 7.3d). Este proceso de deformación culminaría con extensiones tardías que se relacionan con la deformación extensional en niveles corticales someros de los Andes y que afectarían a toda las cuencas (Figura 7.3e).

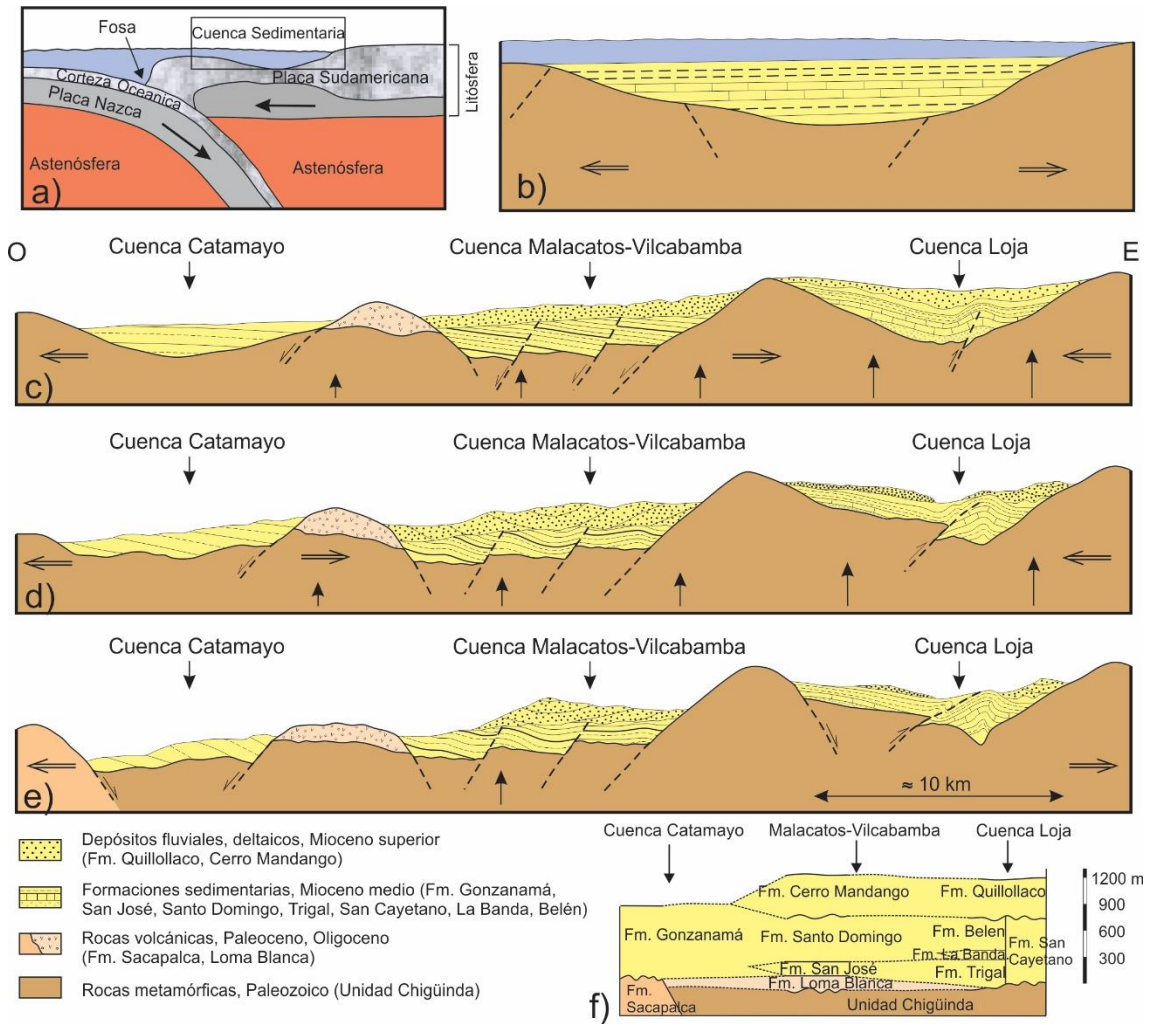


Figura 7.3 Esquema de evolución tectono-sedimentario de las cuencas intramontañas a lo largo de un transecto sintético. (a) Adelgazamiento de la corteza continental y formación de cuencas. (b) Detalle de adelgazamiento de corteza continental. (c) Levantamiento, extensión local poco profunda y compresión regional en la cuenca de Loja. (d) Levantamiento, extensión local poco profunda y compresión regional de la cuenca de Loja y Malacatos-Vilcabamba. (e) Deformaciones extensionales tardías. (f) Correlación estratigráfica de las cuencas.

Capítulo 8

8 Conclusiones

Las principales estructuras profundas del margen continental de Sudamérica y de las cuencas sedimentarias del sur de Ecuador han sido analizadas mediante la integración de datos geológicos de campo, geofísicos (gravimétricos, magnéticos y sismicidad) y datos obtenidos de medidas geodésicas. Este trabajo constituye la base para la identificación de las principales estructuras activas responsables de riesgos geológicos asociados a la sismicidad de origen tectónico, así como la elevación de la Cordillera de los Andes.

- Las anomalías gravimétricas de satélite y regionales obtenidas en dos perfiles de campo orientados E-O a 1°S y 4°S de latitud, muestran las variaciones del espesor cortical. Los mínimos gravimétricos de -273 mGal en la corteza continental a lo largo de la Cordillera de los Andes, corresponden con máximos espesores corticales en los que la Moho está próxima a 70 km de profundidad. La Cordillera está limitada por corteza continental normal de espesor comprendido entre 30 a 40 km. Los mínimos de anomalía gravimétrica local corresponden a cuencas sedimentarias y cuerpos ígneos dentro en la corteza continental. Los máximos gravimétricos locales cercanos al margen del Pacífico están relacionados con rocas de corteza oceánica emplazadas en la corteza continental. El buzamiento de la subducción de la litosfera oceánica es mayor en el perfil 1°S de latitud (30°NE) que en el perfil 4°S de latitud (23°NE).
- Las anomalías magnéticas de satélite tienen una orientación aproximada ENE-OSO desde la Placa de Nazca hasta los Andes, mientras que en la Cuenca Oriente son variables. El mínimo magnético -95 nT está asociado a la prolongación de la Cordillera Carnegie que se extiende bajo el margen continental hasta la zona Subandina, mientras que los máximos relativos ENE-OSO (60 nT) están relacionados con corteza oceánica normal. La continuidad de la anomalía magnética de origen oceánico en el margen continental de la placa de Sudamérica es consecuencia de la subducción de la

corteza fría de la placa de Nazca. El aumento de temperatura en profundidad determina el fin de la magnetización de la corteza subducida y de la actividad sísmica (<250 km profundidad).

- La sismicidad profunda está asociada a la zona de subducción con zonas hipocentrales que alcanzan 200- 250 km de profundidad hacia el interior del continente, bajo la Cordillera de los Andes y zona subandina. La sismicidad superficial está relacionada con las principales fallas inversas que producen el levantamiento de la Cordillera Costanera y la Cordillera de los Andes, así como con regiones locales de extensión como la cuenca Manabí y otras cuencas intramontañosas. La segmentación de la zona de subducción por la presencia de la Cordillera Carnegie limita una región septentrional más activa, donde la sismicidad y el vulcanismo son más frecuentes, mientras que hacia sur la actividad tectónica y sísmica es menos intensa.
- El campo de velocidades asociado a la deformación tectónica, determinado a través de las redes RENAGE y REGME indica que existe un acortamiento en dirección E-O en el margen continental sudamericano asociado a la formación de los Andes. El Bloque Norandino es un elemento tectónico diferenciado en el margen continental que se desplaza en dirección ENE a una velocidad de 18 mm/año en relación a la placa estable de Sudamérica, por el acoplamiento de la subducción de la Cordillera Carnegie. Esta velocidad disminuye progresivamente desde el margen costanero hacia el este en el borde de la Cordillera Occidental, lo que demuestra el acortamiento con una tasa de hasta 4 mm/año. El Bloque Norandino está delimitado al sur por la falla Pallatanga, con movimiento transtensional-dextral en el Golfo de Guayaquil y un patrón de desplazamiento radial cuando la falla alcanza el borde de la Cordillera de los Andes. Además, dentro de este bloque se desarrolla la cuenca de ante arco extensiva de Manabí. Hacia el sur de los Andes, el basamento rígido del cratón de la placa sudamericana es el elemento más estable dentro del bloque Inca de Ecuador.

- La estructura de las cuencas intramontañosas en el sur de Ecuador se establece mediante la integración de datos gravimétricos y observaciones geológicas de campo que determinan la evolución tectónica reciente y la elevación de los Andes. Las anomalías de Bouguer negativas (-158 a -212 mGal) se relacionan con el engrosamiento de la corteza continental de los Andes. El relleno sedimentario de las cuencas ($d, 2.3 \text{ g/cm}^3$) está asociado a anomalías residuales negativas que alcanzan -9 mGal sobre rocas de basamento metamórfico ($d, 2.67 \text{ g/cm}^3$) y que se analizan mediante modelos gravimétricos 2D. Las cuencas de Loja, Malacatos-Vilcabamba y Catamayo, aunque próximas, han estado afectadas en diferente grado por las deformaciones compresivas y extensivas debido a su localización relativa respecto a la Cordillera de los Andes.
- La cuenca sedimentaria de Loja tiene un depocentro N-S desplazado hacia el este del eje central de la cuenca y con un espesor del relleno sedimentario alcanza 500 a 1200 m. El borde oriental de la cuenca está afectado por pliegues apretados y fallas inversas con vergencia hacia el este. La deformación es consecuencia de la compresión E-O que produjo la elevación de esta cuenca, superior a la de otras cuencas sedimentarias. Además, las fallas normales locales del borde SO, muestran que se produjo una etapa tardía de extensión local.
- La cuenca Malacatos-Vilcabamba es un semigraben formado por eventos extensionales, que favorecieron el basculamiento local de su relleno que alcanza 1100m de espesor en el depocentro. Posteriormente, esta estructura sufrió una deformación compresiva que deformó los sedimentos y formó pliegues asimétricos. Finalmente se desarrolla una discordancia angular.
- La cuenca de Catamayo tiene un espesor sedimentario que llega a 500 m y a diferencia de las otras cuencas, tiene una marcada asimetría relacionada con las fallas regionales N-S en los bordes oriental y occidental que produjeron su basculamiento. La activación más tardía de la falla normal en el borde occidental de la cuenca habría condicionado el basculamiento hacia el oeste.

- El análisis de la actividad tectónica de la Cordillera de los Andes y el margen continental ecuatoriano muestra que las zonas con mayor peligrosidad sísmica son: (1) el margen del Pacífico, con terremotos importantes durante el último siglo producidos en la zona de subducción de la Placa de Nazca; (2) la zona de falla Pallatanga y (3) la zona de falla Chingual-Cosanga a lo largo del borde oriental de la Cordillera de los Andes.

Referencias

- Aalto, K. R., Miller III, W. (1999). Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in northwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1), 69-85.
- Aguirre, L. (1992). Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 205(1-3), 223-237.
- Alvarado, R. (1967). Geological studies of a sedimentary basin coals of Austro, Loja, Ecuador. Master Thesis, Polytechnic School of the Coast, Guayaquil, 96 pp.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Lagreulet, S., Segovia, M., Font, Y., Lamarque, G., Yepes, H., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrin, P., Quidelleur, X. (2014). Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity. *Tectonics*, 33(2), 67-83.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F., Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), 1048-1065.
- Araujo, S. (2013). The Ecuadorian MOHO. *La Granja: Revista de Ciencias de la Vida*, 18(2).
- Aspden, J. A., Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 187-204.
- Aspden, J. A., Bonilla, W., Duque, P. (1995). The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits (No. 67). British Geological Survey.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G. (1997). Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10), 883-886.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F., Barragan, R. (1999). Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. In *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics*, University of Goettingen, Germany, Extended Abstracts Volume (pp. 68-72).
- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R. (Eds.). (2004). *La cuenca Oriente: geología y petróleo* (Vol. 144). Institut français d'études andines.

- Baldock, J. W. (1982). *Geology of Ecuador: explanatory bulletin of the national geological map of the Republic of Ecuador; 1: 1,000, 00 scale 1982*. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Dirección General de Geología y Minas.
- Balkwill, H. R., Rodrigue, G., Paredes, F. I., Almeida, J. P. (1995). Northern part of Oriente Basin, Ecuador: reflection seismic expression of structures.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M., Santacroce, R. (1988). Plio-quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(1), 1-14.
- Barragán, R., Baby, P., Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3), 670-690.
- Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W. H., Egred, J., Alvarado, A., Singaicho, J. C. (2010). Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587-1996). *Geophysical Journal International*, 181(3), 1613-1633.
- Beauval, C., Yepes, H., Palacios, P., Segovia, M., Alvarado, A., Font, Y., Vaca, S. (2013). An earthquake catalog for seismic hazard assessment in Ecuador. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2A), 773-786.
- Beck, S. L., Ruff, L. J. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B11), 9281-9291.
- Bethoux, N., Segovia, M., Alvarez, V., Collot, J. Y., Charvis, P., Gailler, A., Monfret Tony. (2011). Seismological study of the central Ecuadorian margin: Evidence of upper plate deformation. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(1), 139-152.
- Blakely, R. J., Brocher, T. M., Wells, R. E. (2005). Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. *Geology*, 33(6), 445-448.
- Bourgeois, J., Eguez, A., Butterlin, J., De Wever, P., (1990). Évolution géodynamique de la Cordillere Occidentale des Andes d'Équateur: la découverte de la formation éocène d'Apagua. *Compte Rendu Academie des Sciences Paris* 311 (II), 173-180.
- Canfield, R. W., Bonilla, G., Robbins, R. (1982). Sacha Oil Field of Ecuador Oriente, A.A.P.G. Bull., 66, no, 1076-1090.

- Cantalamesa, G., Di Celma, C., Ragaini, L. (2005). Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): insights from integrated sedimentologic, taphonomic and paleoecologic analysis of molluscan shell concentrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216(1-2), 1-25.
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., Ragaini, L., Valleri, G., Landini, W. (2007). Sedimentology and high-resolution sequence stratigraphy of the late middle to late Miocene Angostura Formation (western Borbón Basin, northwestern Ecuador). *Journal of the Geological Society*, 164(3), 653-665.
- Casten, U., Snopek, K. (2006). Gravity modelling of the Hellenic subduction zone a regional study. *Tectonophysics*, 417(3), 183-200.
- Chambat, F., Valette, B. (2005). Earth gravity up to second order in topography and density. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 151(1), 89-106.
- Chlieh, M., Mothes, P. A., Nocquet, J. M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J. Y., Villegas-Lanza, J. C., Rolandone, F., Vallée, M., Regnier, M., Segovia, M., Martin, X., Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400, 292-301.
- Cisneros, D., Nocquet, J. M. (2011). Campo de velocidades del Ecuador, obtenido a través de Mediciones de Campañas GPS de los últimos 15 años y medidas de una Red GPS Permanente, IGM - IGEPN - GEOAZUR - IRD. Nice - France, 2011.
- Clark, S. C., Frey, H., Thomas, H. H. (1985). Satellite magnetic anomalies over subduction zones: the Aleutian Arc anomaly. *Geophysical Research Letters*, 12(1), 41-44.
- Cochrane, R. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents (Doctoral dissertation, University of Geneva).
- Collot, J. Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Spence, G. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B11).
- Collot, J. Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A., Pazmino, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la

subducción de la Cordillera de Carnegie. En *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*.

- Cook, F. A., White, D. J., Jones, A. G., Eaton, D. W., Hall, J., Clowes, R. M. (2010). How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust-mantle transition This article is one of a series of papers published in this Special Issue on the theme Lithoprobe – parameters, processes, and the evolution of a continent. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(4), 315-351.
- Cosma, L., Lapierre, H., Jaillard, E., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., Mamberti, M., Babriole, P. (1998). Petrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère occidentale d'Equateur (0 degrés 30'); implications tectoniques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(6), 739-751.
- Couch, R., Woodcock, S. (1981). Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B3), 1829-1840.
- Díaz M., Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F. (2003). El Pre-Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. In 8th Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- Dumont, J. F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J. P., Usselman, P., Iturralde, D., Navarette, E. (2006). Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone: A case study for the effects of great subduction earthquakes. *Geomorphology*, 74(1), 100-123.
- Egbue, O., Kellogg, J. (2010). Pleistocene to present North Andean “escape”. *Tectonophysics*, 489(1), 248-257.
- Ego, F., Sébrier, M., Yepes, H. (1995). Is the Cauca-Patia and Romeral Fault System left or rightlateral?. *Geophysical Research Letters*, 22(1), 33-36.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1-3), 101-116.
- Egüez, A. (1986). Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale septentrionale d'Equateur (0 15'S-1 10'S): les minéralisations associées. Unpublished thesis University Paris VI.
- Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., Dart, R. (2003). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Ecuador and its Offshore

- Regions, A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World, Open-File Report 03-289 USGS.
- Faucher, B., Savoyat, E. (1973). Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 15(1, 2), 115-142.
- Feininger, T. (1977). Mapa gravimétrico Bouguer del Ecuador (1: 1,000,000). Instituto Geografico Militar, Ouito.
- Feininger, T., Bristow, C.R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69(3), 849-874.
- Feininger, T., Seguin, M. K. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11(1), 40-44.
- Folguera, A., Ramos, V. A., Melnick, D. (2002). Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39 S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 227-240.
- Freymueller, J. T., Kellogg, J. N., Vega, V. (1993). Plate motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B12), 21853-21863.
- Gailler, A., Charvis, P., Flueh, E. R. (2007). Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(3), 444-464.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J. Y., Bethoux, N. (2004). Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters*, 31(4).
- Guillier, B., Chatelain, J. L., Jaillard, E., Yepes, 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*, 28(19), 3749-3752.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3), 255-270.
- Gutscher, M. A., Peacock, S. M. (2003). Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).
- Hammer, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4(3), 184-194.

- Hammer, S. (1982). Critique of terrain corrections for gravity stations. *Geophysics*, 47(5), 839-840.
- Hughes, R. A., Bermudez, R. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0-1 S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Informacion Cartografica y Geologica, CODIGEM-BGS, Quito, Informe, 4.
- Hughes, R. A., Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1), 29-48.
- Hungerbühler, D. (1997). Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3rd 00'-4 ° 20'): sedimentary evolution, tectonic deformation and regional 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* 57, 75-124.
- Ibadango, E., Pilatasig, L., Torres, C. (2013). Sintesis litoestratigráfica, estructural, geoquímica y evolución de Cuenca Alamor-Punta de Piedra, sector Zaruma-Cariamanga.
- Idárraga-García, J., Vargas, C. A. (2017). Depth to the bottom of magnetic layer in South America and its relationship to Curie isotherm, Moho depth and seismicity behavior. *Geodesy and Geodynamics*, 9, 93-107.
- INIGEMM. (2017). Mapa Geológico de la República del Ecuador, Escala 1:1,000,000
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous-late Eocene time. In A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62, p. 615-631.
- Jaillard, E., Ordonez, M., Berrones, G., Bengtson, P., Bonhomme, M., Jimenez, N., Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences* 9, 131-140.
- Jaillard, E., Caron, M., Dhondt, A., Ordoñez, M., Andrade, R., Bengtson, P., Huacho, J. (1997). Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental del Ecuador. Orstom-Petroproduccion Publication, Quito.

- Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A. V., Bulot, L. G. (1999). Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1), 51-68.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., Dumont, J. F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. *Tectonic Evolution of South America*, 31, 481-559.
- Jaillard, E., Ordonez, M., Suarez, J., Toro, J., Iza, D., Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous–Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(1), 49-58.
- Kanamori, H., McNally, K. C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4), 1241-1253.
- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462.
- Kellogg, J. N., Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *Geological Society of America Special Papers*, 295, 75-90.
- Kendrick, E. C., Bevis, M., Smalley, R. F., Cifuentes, O., Galban, F. (1999). Current rates of convergence across the central Andes: Estimates from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters*, 26(5), 541-544.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B. (2001). An integrated crustal velocity field for the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(11).
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., Fortes, L.P.S. (2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *J. South Am. Earth Sci.*, 16, 125-131.
- Kennan, L., Pindell, J. L. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate?. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 487-531.
- Kennerley, J.B., (1973). *Geology of Loja Province, southern Ecuador*. Institute of Geological Sciences (Overseas Division), London. Unpublished Report 23, 34 pp.

- Kennerley, J.B., Almeida, L. (1975). a) Geological Map of Ecuador, Gonzanamá sheet (57), scale 1: 100,000. Military Geographical Institute (IGM), Ministry of Natural Resources and Energy (MRNE), Directorate General of Geology and Mines (DGGM), London Institute of Geological Sciences (IGS).
- Kennerley, J.B., Almeida, L. (1975). b) Geological Map of Ecuador, Loja sheet (56), scale 1: 100,000. Military Geographical Institute (IGM), Ministry of Natural Resources and Energy (MRNE), Directorate General of Geology and Mines (DGGM), London Institute of Geological Sciences (IGS).
- Kennerley, J.B. (1980). Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources* 55, 17 pp.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., PILATASIG, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 577-594.
- King, R. W., Bock, Y. (1991). Documentation for the MIT GPS analysis software GAMIT. Massachusetts Inst. of Tech., Cambridge, Mass., USA.
- Klees, R., Koop, R., Visser, P. N. A. M., Van den Ijssel, J. (2000). Efficient gravity field recovery from GOCE gravity gradient observations. *Journal of geodesy*, 74(7), 561-571.
- Lanza, R., Meloni, A. (2006). The Earth's magnetism. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R. C., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., Lépinay, B. M., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F., Sénebier, F. (2000). Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 8403-8421.
- Legrand, D., Baby, P., Bondoux, F., Dorbath, C., De Berc, S. B., Rivadeneira, M. (2005). The 1999–2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in Subandean foothills. *Tectonophysics*, 395(1-2), 67-80.
- Litherland, M., Egüez, A., Zamora, A. (1993). Mapa Geológico del Ecuador, escala 1:1,000,000. Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalurgica (CODIGEM) and British Geological Survey. Quito.
- Litherland, M., Aspden, J.A., Jemielita, R.A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir of the British Geological Survey* 11, 147 pp.
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian subduction system. *AAPG Bulletin*, 62(12), 2454-2477.

- Luzieux, L. D. A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. F., Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1 N and 3 S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 400-414.
- Mantovani, M. S. M., De Freitas, S. R. C., Shukowsky, W. (2001). Tidal gravity anomalies as a tool to measure rheological properties of the continental lithosphere: Application to the South American Plate. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(1), 1-14.
- Martinec, Z. (1994). The density contrast at the Mohorovičić discontinuity. *Geophysical Journal International*, 117(2), 539-544.
- Maus, S. (2010). 'Magnetic field model MF7', Available at: www.geomag.org/models/MF7.html, last accessed 15 May 2017.
- Mayhew, M. A. (1982). Application of satellite magnetic anomaly data to Curie isotherm mapping. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B6), 4846-4854.
- McCourt, W. J., Duque, P., Pilatasig, L. F. (1997). Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 1-2 S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Informacion Cartografica y Geologica, CODIGEM-BGS, Quito, Informe, 3.
- Mendoza, C., Dewey, J. W. (1984). Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture. *Bulletin of the seismological society of America*, 74(2), 577-593.
- Michaud, F., Witt, C., Royer, J. Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, 204, 217.
- Mogi, K. (1963). The Fracture of a Semi-infinite Body Cased by an Inner Stress Origin and its Relation to the Earthquake Phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 615-658.
- Mora-Páez, H., Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., Droonez-Villota, M. (2002). Resultados del uso de geodesia satelital para estudios geodinámicos en Colombia. *Earth Sciences Research Journal*; núm. 6 (2002); 43-52 *Earth Sciences Research Journal*; núm. 6 (2002); 43-52 2339-3459 1794-6190.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., Medrano, A. F. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88(1-2), 182-192.

- Nagy, D. (1966). The prism method for terrain corrections using digital computers. *Pure and applied geophysics*, 63(1), 31-39.
- Nishenko, S. P. (1991). Circum-Pacific seismic potential: 1989-1999. *Pure and applied geophysics*, 135(2), 169-259.
- Nocquet, J. M., Mothes, P., Alvarado, A. (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*. Edited by JY Collot et al, 83-95.
- Nocquet, J. M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Martin, X. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287-291.
- Norabuena, E. O., Dixon, T. H., Stein, S., Harrison, C. G. (1999). Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22), 3405-3408.
- Oleskevich, D. A., Hyndman, R. D., Wang, K. (1999). The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7), 14965-14991.
- Pacheco, J. F., Sykes, L. R., Scholz, C. H. (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B8), 14133-14159.
- Pedley, R.C., Busby, J.P., Dabek, Z.K. (1993). GRAVMAG -interactive user Manual 2.5D gravity and magnetic modeling. British Geological Survey, Technical Report WK / 93/26 / R.
- Pedoja, K., Dumont, J. F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J. Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., Labrousse, B. (2006). Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1-2), 1-21
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770. Pilatasig et al., 2007
- Pratt, W. T., Duque, P., Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 399(1-4), 251-278.
- Reigber, C., Lühr, H., Schwintzer, P. (2002). CHAMP mission status. *Advances in Space Research*, 30(2), 129-134.

- Reyes, P., Michaud, F. (2012). Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana (1500000) EP PetroEcuador-IRD. Quito Ecuador.
- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307(3), 235-254.
- Rivadeneira, M., Baby, P. (1999). La cuenca Oriente: Estilos Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de PETROPRODUCCIÓN.
- Sauer, W. (1965). *Geology of Ecuador*. Ministry of Education, Quito, 383 p.
- Segall, P., Davis, J. L. (1997). GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1), 301-336.
- Segovia, M. (2001). El sismo de Bahía del 4 de agosto de 1998: Caracterización del mecanismo de ruptura y análisis de la sismicidad en la zona costera. Título de Ingeniera Geología tesis): Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Segovia, M., Alvarado, A. (2009). Breve Análisis de la Sismicidad y del Campo de Esfuerzos en el Ecuador. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos*, 131-149
- Smith, W. H., Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334), 1956-1962.
- Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57-73.
- Spikings, R. A., Winkler, W., Hughes, R. A., Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4), 195-220.
- Steinmann, M. (1997). The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland, 176 pp.
- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., Winkler, W. (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics* 307, 255-276.

- Swenson, J. L., Beck, S. L. (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes and earthquake cycles along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *Pure and applied geophysics*, 146(1), 67-101.
- Sykes, L. R. (1970). Earthquake swarms and sea-floor spreading. *Journal of Geophysical Research*, 75(32), 6598-6611.
- Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Pekker, T. (2005). GGM02—An improved Earth gravity field model from GRACE. *Journal of Geodesy*, 79(8), 467-478.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 74 p., Cambridge.
- Thatcher, W. (1995). Microplate versus continuum descriptions of active tectonic deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3), 3885-3894.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. S. Am. Earth. Sci.* 15, 157-171
- Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. *AAPG Bulletin*, 37(10), 2303-2347.
- Tsokas, G. N., Hansen, R. O. (1997). Study of the crustal thickness and the subducting lithosphere in Greece from gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B9), 20585-20597.
- Tu, R., Wang, R., Ge, M., Walter, T. R., Ramatschi, M., Milkereit, C., Bindi, D., Dahm, T. (2013). Cost-effective monitoring of ground motion related to earthquakes, landslides, or volcanic activity by joint use of a single-frequency GPS and a MEMS accelerometer. *Geophysical Research Letters*, 40(15), 3825-3829.
- Vallejo, C., Spikings, R. A., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova*, 18(4), 264-269.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux, L., Heller, F., Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *Geological Society of America Memoirs*, 204, 197-216.
- Van Melle, J., Vilema, W., Faure-Brac, B., Ordoñez, M., Lapierre, H., Jimenez, N., Jaillard, E., Garcia, M. (2008). Pre-collision evolution of the Piñón oceanic

- terrane of SW Ecuador: stratigraphy and geochemistry of the "Calentura Formation". *Bulletin de la Société géologique de France*, 179(5), 433-443.
- White, H. J., Skopec, R. A., Ramirez, F. A., Rodas, J. A., Bonilla, G. (1995). Reservoir characterization of the Hollin and Napo formations, western Oriente Basin, Ecuador.
- White, S. M., Trenkamp, R., Kellogg, J. N. (2003). Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador–Colombia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(3), 231-242.
- Winkler, W., Villagomez, D., Spikings, R., Abegglen, Tobler, S.P., Eguez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *J. S. Am. Earth. Sci.* 19, 5-19.
- Winter, T., Avouac, J. P., Lavenu, A. (1993). Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysical Journal International*, 115(3), 905-920.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N. y Sosson, M. (2006): Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723.
- Witt C. y Bourgois J. (2009). Relaciones entre la evolución de la cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes y el escape del Bloque Nor-Andino. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 95-106. ISBN-978-9978-92-737-3.
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279.

Anexo

Tabla 2. Posición de las estaciones época de referencia 2011.0 en base al marco de referencia IGS08 con su correspondiente desviación estándar (Modificado de Cisneros y Nocquet, 2011)

Estación	Posición			Época	Velocidad			Desviación estándar					
	m				(mm/yr)			posición (mm) y velocidad (mm/yr)					
	X	Y	Z		V _x	V _y	V _z	σ_X	σ_Y	σ_Z	σ_{Vx}	σ_{Vy}	σ_{Vz}
AHUA	1374894.77437	-6227472.31738	-117323.96212	2011.0	1.60	-10.85	8.65	4.50	14.40	2.50	0.80	2.20	0.40
ALAM	1102306.51980	-6267609.67614	-444220.21367	2011.0	-5.23	30.76	6.72	9.20	27.40	5.40	4.10	12.90	2.20
AMAL	1166953.22320	-6251630.86286	-506170.92317	2011.0	1.09	-5.47	6.66	3.60	13.20	2.40	0.70	2.20	0.40
ANCO	1008515.36710	-6292663.11243	-257526.19138	2011.0	4.72	-0.13	13.02	5.50	17.90	3.20	0.90	2.50	0.50
AREN	1097953.00868	-6270610.95095	-393307.66244	2011.0	0.33	6.86	8.10	6.60	22.50	4.50	1.30	4.80	0.80
AU14	1447002.37877	-6211591.09647	-80727.71368	2011.0	-0.92	-6.42	8.96	4.50	13.30	2.90	1.00	3.30	0.60
AUCA	1447466.34797	-6211636.02603	-70859.99406	2011.0	-3.73	0.84	7.54	0.50	1.90	0.40	0.90	3.50	0.90
AYAN	1023876.14831	-6291584.87770	-219837.96060	2011.0	9.08	-2.22	12.25	3.90	15.20	2.50	1.50	5.90	0.90
BALZ	1117263.50665	-6277741.99810	-151195.54585	2011.0	-4.14	57.64	10.89	10.60	36.10	6.40	3.00	11.10	1.80
BILB	1271497.26340	-6250483.17318	-160004.22121	2011.0	-3.63	-4.45	6.86	0.60	2.30	0.30	0.90	3.00	0.70
BUFE	1163484.49478	-6270490.50081	-96980.39237	2011.0	-0.31	14.06	11.82	9.70	27.00	5.20	3.60	10.90	1.80
CABP	1060520.48041	-6289331.36789	-42733.72130	2011.0	12.74	1.94	12.32	0.50	1.50	0.60	0.80	2.10	1.00
CAJA	1190521.27717	-6262902.58043	-304509.41125	2011.0	-0.40	4.79	7.99	4.70	16.90	2.90	0.80	2.70	0.50
CAME	1271548.71483	-6253386.55167	-75202.67084	2011.0	4.51	3.37	10.68	0.60	2.00	0.30	0.90	2.20	0.40
CAPA	1055618.39939	-6290067.69744	-40786.08823	2011.0	19.99	6.82	12.97	1.40	5.00	0.40	1.20	4.90	0.40
CASI	1274466.93465	-6253122.06003	-4045.83645	2011.0	5.04	9.98	11.44	6.10	19.20	4.10	1.70	5.90	1.00
CATE	1279936.92288	-6251109.87472	22.93703	2011.0	8.13	-11.11	9.29	5.70	18.00	3.50	1.30	4.80	0.70
CHIS	1027491.10999	-6294072.99651	-116441.80096	2011.0	10.85	3.00	15.24	0.50	1.80	0.30	0.60	1.40	0.40
CHON	1275781.31330	-6250090.28983	-158520.05282	2011.0	3.15	-10.14	9.48	0.50	1.80	0.30	0.80	1.90	0.40
CLPI	1180486.09522	-6259533.54378	-359832.77256	2011.0	1.96	-10.21	5.35	6.00	23.40	3.80	2.90	11.30	1.80
CNJO	1451665.82779	-6210980.21443	26329.59529	2011.0	2.81	-24.25	9.65	5.10	13.60	3.40	1.20	4.00	0.70
CONE	1281808.59808	-6252066.68869	-73023.43840	2011.0	2.61	3.21	10.31	0.50	1.70	0.30	0.50	1.30	0.40
CORA	1208411.06191	-6262932.00709	-125872.52711	2011.0	3.70	-7.11	10.69	5.10	15.60	3.50	1.40	4.60	0.80
CORE	1269576.19771	-6253619.11329	-36268.78179	2011.0	6.79	-5.59	10.86	5.90	21.30	3.70	1.10	4.10	0.60
CUEC	1215704.32967	-6255712.18586	-318818.94543	2011.0	0.36	-3.40	7.10	0.50	1.90	0.40	0.70	2.00	0.60
CUEL	1268386.05459	-6252652.29389	43087.55064	2011.0	10.72	-14.15	8.93	4.90	13.90	3.40	1.20	4.20	0.70
CUER	1157791.03684	-6266886.55023	-260746.39981	2011.0	-1.49	13.31	12.65	5.00	17.50	3.40	1.10	4.20	0.70
DAUL	1107455.88252	-6277833.81042	-207462.77331	2011.0	2.39	21.87	12.78	9.80	26.50	5.20	4.40	12.30	2.00
DESV	1115752.76531	-6279047.22437	-115050.10998	2011.0	6.30	0.87	12.57	2.90	11.30	1.90	0.60	2.30	0.40
ELCH	1347468.45132	-6235674.12624	-36993.92014	2011.0	-0.70	-0.57	10.17	4.30	15.10	2.60	0.60	2.00	0.40
FLFR	1124843.05726	-6278445.86230	-39524.35133	2011.0	11.13	-2.82	10.94	0.60	2.00	0.50	0.80	2.30	0.80
FRAN	1211186.87509	-6256114.49682	-332581.97765	2011.0	-3.71	0.26	11.85	4.20	17.10	2.70	2.20	8.60	1.50
GONZ	1167141.83657	-6255085.08120	-467068.38535	2011.0	-0.09	-3.38	6.85	3.60	13.80	2.50	0.60	2.30	0.40
GPHI	1116025.35840	-6272423.96269	-302554.73034	2011.0	2.65	-4.45	10.73	3.10	9.50	2.20	1.70	6.70	1.00
GUAQ	1151778.65035	-6260056.52925	-423315.43177	2011.0	-2.50	-13.22	3.87	7.20	22.60	4.80	2.90	10.20	1.70
GYEC	1118628.43440	-6274783.81467	-237610.24484	2011.0	4.17	1.75	13.85	0.50	1.70	0.40	0.70	1.80	0.70
HENO	1472874.83332	-6206011.14566	-14584.85853	2011.0	2.09	-20.14	8.96	6.70	19.70	4.00	1.40	4.60	0.70
HONA	1197782.50366	-6255217.58847	-384330.72389	2011.0	0.39	-6.08	7.28	3.30	11.80	2.10	0.50	1.70	0.40
HUAC	1347493.13603	-6234958.82031	-78220.16616	2011.0	0.82	-2.89	8.15	4.70	13.50	3.00	0.80	2.50	0.50
IGMV	1272868.52479	-6252770.09705	-23800.26652	2011.0	13.53	-31.45	9.20	4.20	13.30	2.80	1.20	4.30	0.70
IGNA	1244443.82616	-6257344.30362	-49874.59993	2011.0	10.39	-23.43	11.58	3.30	11.40	2.10	0.60	1.90	0.40
ISPT	989463.48901	-6299556.79096	-139553.26017	2011.0	29.78	10.57	14.90	0.90	2.10	0.50	0.90	2.30	0.50
JER1	1287539.77503	-6249171.19624	-598.86211	2011.0	-13.20	83.16	11.56	5.60	18.10	3.60	1.50	5.60	0.90
JERU	1287539.56720	-6249170.27948	-623.78915	2011.0	1.98	15.36	11.69	3.60	10.70	2.40	0.50	1.40	0.30
JICA	1117215.66285	-6274499.69308	-251144.75799	2011.0	3.98	0.28	12.82	3.90	15.10	2.50	1.20	4.80	0.80
JUJA	1155803.70504	-6269043.90641	-209422.66558	2011.0	8.78	-20.02	11.86	5.00	19.00	3.10	1.10	3.60	0.60
LACH	1280823.90890	-6250783.21648	17809.58635	2011.0	5.50	-2.16	11.86	7.00	25.30	4.00	4.20	14.40	2.40
LATA	1258247.97219	-6255142.64207	-90040.69279	2011.0	6.41	-8.95	10.62	2.20	7.50	1.40	0.40	1.10	0.30
LCOL	1194824.39785	-6265695.12808	-27631.83642	2011.0	7.61	4.95	11.65	5.60	16.70	3.90	0.60	2.10	0.40
LGCB	1154081.99998	-6272876.10125	42246.29904	2011.0	12.44	-0.70	12.50	0.60	1.70	0.40	0.70	1.80	0.50
LIBE	1007439.56491	-6293276.33385	-245319.82732	2011.0	7.35	2.20	10.49	3.70	10.40	2.80	1.40	5.50	1.00
LITA	1302374.68514	-6244301.79301	80318.94484	2011.0	5.98	6.35	11.91	0.60	2.30	0.40	1.70	5.90	1.40
LITS	1277255.04141	-6248860.97659	96232.58969	2011.0	7.62	4.14	11.64	3.30	11.10	2.10	0.50	1.60	0.30
LJEC	1192829.01310	-6252161.65298	-440799.16555	2011.0	-0.01	-3.87	6.00	0.80	3.10	0.40	2.70	6.30	0.70
LORO	1543863.07221	-6186090.35240	-178366.51334	2011.0	-7.13	7.68	11.53	4.20	13.60	2.20	1.40	4.50	0.80
LUMD	1400034.87428	-6223696.02271	923.22982	2011.0	-1.35	0.26	9.63	6.20	21.80	3.30	0.80	2.70	0.40
MACH	1109230.59304	-6270567.26707	-359891.48835	2011.0	1.17	3.99	9.51	4.20	16.80	2.70	1.50	6.10	0.90

MALD	1226753.21178	-6257952.24541	118319.16899	2011.0	4.02	14.26	9.25	7.80	27.90	4.80	6.60	23.50	4.00
MANT	1033767.58521	-6292977.17086	-103559.54292	2011.0	-22.88	212.33	16.10	9.20	28.10	5.50	2.60	9.80	1.60
MARI	1511193.56642	-6196844.07965	-5485.12974	2011.0	-2.86	0.16	8.61	6.50	18.10	4.20	5.10	15.50	2.80
MEND	1289928.45174	-6239578.37314	-300396.57946	2011.0	1.11	-4.95	7.38	5.30	17.10	3.40	0.80	2.80	0.50
MINA	1076923.26220	-6286229.38112	-106506.35977	2011.0	5.04	3.95	12.57	4.80	17.80	3.20	1.00	4.30	0.60
MIRA	1271253.58376	-6253369.08976	-29914.66757	2011.0	4.00	7.51	10.10	6.10	18.90	3.90	1.20	3.90	0.70
MIRD	1199117.38734	-6264593.10126	-64440.95735	2011.0	-7.08	52.93	14.85	5.50	16.80	3.70	2.00	5.70	1.10
MOCA	1161097.33684	-6270253.81211	-131256.54563	2011.0	5.36	-0.73	11.87	9.60	26.50	5.10	0.80	2.80	0.50
MONT	1435985.57992	-6210458.64077	-228555.53958	2011.0	-1.82	-4.18	9.44	3.20	10.70	1.80	1.20	4.00	0.70
MORU	1276822.61751	-6252936.69527	-80254.63279	2011.0	3.55	3.37	11.15	0.60	2.10	0.30	0.70	1.90	0.50
MUIS	1104889.61977	-6281366.60268	66841.94644	2011.0	13.99	8.07	13.87	2.80	9.70	1.90	0.40	1.40	0.30
NARI	1157313.72800	-6266564.37601	-347396.61159	2011.0	-2.46	7.82	8.38	3.60	14.30	2.40	0.90	2.90	0.50
OYAM	1290816.97463	-6248789.23837	-22499.46739	2011.0	9.68	-44.28	19.45	8.20	27.60	4.80	8.50	27.50	4.80
PAJA	1060203.86893	-6287184.57512	-171829.19493	2011.0	34.06	-157.9	7.73	6.00	19.60	4.10	1.90	7.70	1.20
PANE	1270194.01486	-6253432.51230	-25342.64271	2011.0	0.93	6.32	13.96	9.10	32.10	5.50	11.10	25.80	6.90
PAPA	1311403.53889	-6244951.94602	-42137.56518	2011.0	15.32	-52.89	13.34	2.90	10.10	1.80	0.50	1.70	0.30
PDNS	1108559.53903	-6281190.00526	12322.99125	2011.0	13.99	0.95	14.23	0.50	1.70	0.40	0.80	2.20	0.70
PINT	1287975.20147	-6249910.94460	-46481.16440	2011.0	7.68	-8.25	14.08	7.60	24.20	4.30	4.10	13.70	2.20
POSO	1079666.04597	-6278935.02337	-299565.77423	2011.0	1.86	8.50	8.60	3.20	11.50	2.30	3.70	16.50	2.30
PPRT	1083820.02444	-6285437.76020	-13856.08561	2011.0	14.63	5.61	15.70	1.10	3.00	0.90	0.70	1.80	0.50
PROG	1066545.26227	-6282722.88392	-266495.56359	2011.0	5.19	1.80	11.99	3.70	13.90	2.30	0.60	2.10	0.40
PTEC	1055320.80773	-6289193.95688	-116986.48095	2011.0	8.14	-1.19	13.02	5.40	4.40	3.60	3.10	4.40	2.00
PTGL	1104165.62649	-6281502.63315	86418.46066	2011.0	18.47	4.37	14.10	0.60	2.00	0.40	0.90	2.30	0.60
PTQT	1189482.79162	-6266393.35969	13600.77134	2011.0	9.72	7.74	9.58	0.60	2.50	0.40	1.90	7.10	1.50
PUEB	1158544.03045	-6269684.77838	-172351.54869	2011.0	6.19	-2.26	10.16	6.20	19.60	4.10	0.80	3.00	0.50
PUYO	1318892.48569	-6239145.65599	-166400.35334	2011.0	2.24	-17.64	7.25	3.10	11.20	1.90	0.80	2.70	0.50
QNDE	1165008.59970	-6270855.01261	36218.28817	2011.0	10.38	3.68	11.09	3.70	11.60	2.60	0.60	2.00	0.40
QUEM	1272483.46611	-6252975.33871	-26224.31100	2011.0	7.76	2.60	11.38	0.50	1.70	0.30	0.70	1.70	0.40
QUII	1272867.36702	-6252772.13908	-23801.70284	2011.0	6.93	2.21	10.85	0.90	2.50	0.60	0.30	0.80	0.20
REDO	1321839.76827	-6243514.98563	33681.68865	2011.0	-42.67	207.88	9.35	5.90	17.50	3.90	2.20	7.30	1.20
RETU	1278253.72506	-6250662.52280	-160615.18204	2011.0	7.84	-11.16	9.29	1.10	3.60	0.50	1.80	6.50	0.80
REVE	1377878.81408	-6229006.78346	-5227.60058	2011.0	-2.26	4.03	7.32	4.50	14.90	2.70	0.60	2.00	0.40
RIOB	1261675.98010	-6252281.35435	-188115.74906	2011.0	-5.92	44.95	7.53	5.10	13.90	3.70	2.50	9.40	1.40
RIOP	1255144.97293	-6253609.44884	-182569.79200	2011.0	-0.51	-0.61	5.68	2.60	7.90	1.90	0.40	1.30	0.20
RVRD	1174706.43147	-6267955.81719	118045.83600	2011.0	16.34	0.63	14.33	0.70	2.20	0.40	0.90	2.40	0.50
SABA	1082557.67595	-6282352.83808	-203529.68214	2011.0	2.23	10.99	10.92	33.90	54.80	14.50	0.80	2.90	0.50
SALN	998058.98315	-6294989.81106	-241683.61486	2011.0	8.63	2.00	12.25	0.50	1.80	0.30	1.10	2.70	0.80
SBAR	1378283.32980	-6229799.24695	71487.92241	2011.0	-0.56	5.77	12.46	5.50	17.50	3.30	0.80	2.50	0.40
SCHA	1444310.76207	-6212704.12724	-36097.90671	2011.0	-7.93	9.81	9.13	13.70	32.10	6.40	2.80	6.80	1.30
SFCO	1249432.46225	-6253463.02915	120683.46659	2011.0	5.60	9.75	13.41	6.00	20.80	3.80	4.60	17.10	2.60
SNLR	1233412.56307	-6256121.71866	142907.63440	2011.0	10.73	-1.54	8.93	0.60	2.30	0.40	1.30	4.50	1.30
SNTI	1323179.41190	-6230532.01678	-337061.15751	2011.0	-0.26	-2.64	6.78	6.80	19.50	3.40	1.10	2.30	0.50
SRAM	1155634.28171	-6272347.41972	-67447.27221	2011.0	7.60	4.23	11.22	5.50	20.00	3.50	3.30	12.30	1.90
SROQ	1518830.87758	-6194692.59143	-50177.77825	2011.0	-0.85	-25.19	12.88	8.60	25.20	5.20	3.10	7.90	1.90
STAA	1064869.70816	-6287318.59788	-130769.78272	2011.0	3.95	0.46	12.07	2.70	9.90	1.80	0.70	1.90	0.40
TAMB	1283160.32310	-6251690.68151	-76036.67611	2011.0	3.78	-2.40	10.34	0.60	1.90	0.30	0.70	1.80	0.30
TETE	1485449.07487	-6203026.48775	19560.69608	2011.0	4.23	33.20	10.19	9.80	22.40	4.80	6.30	10.50	1.80
TIPI	1520829.68449	-6194390.64898	21586.65300	2011.0	-20.71	21.90	9.87	14.00	30.70	6.40	6.80	14.30	2.80
TOLA	1211778.78372	-6260546.69987	133814.37872	2011.0	9.08	13.04	10.54	3.70	12.30	2.50	0.60	2.00	0.40
TOTO	1252505.86154	-6252757.32874	-249641.15949	2011.0	0.65	0.27	6.78	3.00	10.60	1.90	0.50	1.50	0.30
TULC	1358654.21291	-6234130.63715	89827.59273	2011.0	2.51	1.80	12.18	3.30	10.50	2.10	0.70	2.30	0.40
TURI	1263890.97114	-6254888.11682	-40699.59667	2011.0	11.83	-9.30	10.32	6.30	21.00	3.80	3.40	12.20	1.90
UNGU	1266063.34718	-6254832.19455	-26259.67763	2011.0	6.92	2.61	10.36	4.60	18.00	2.70	0.80	2.90	0.50
ZAGR	1259566.22292	-6252744.57969	-211006.08511	2011.0	-48.01	235.07	15.54	9.30	25.60	5.10	4.10	11.60	1.90
ZAMO	1221570.86618	-6244846.71793	-448051.28026	2011.0	0.73	-4.04	7.24	2.70	9.00	1.90	0.40	1.40	0.30
ZHUD	1215792.88373	-6258150.93040	-272196.40862	2011.0	0.57	3.97	7.57	3.50	12.60	2.30	0.60	2.00	0.40