

## GEOLOGIA GENERAL DEL NORORIENTE ECUATORIANO

A. S. Nieto, Departamento de Geología, Universidad de Illinois, Urbana.

La geología de la parte nororiental del Ecuador así como los procesos físicos actuales relacionados con la geología están influidos por los mecanismos tectónicos responsables del desarrollo de las montañas andinas. Tanto la geología como los procesos físicos activos (deslizamientos, volcanismo, erosión, meteorización) son complejos y variados. El lector puede consultar estudios clásicos sobre esta materia (Tschopp, 1953; Lewis et al, 1956; Ham y Herrera, 1963, Feininger, 1975, Hall, 1977; Baldock, 1982a,b; Feininger, 1987; etc.). La exploración de petróleo y minerales ha impulsado estudios detallados de la geología del nororiente ecuatoriano. En base a las fuentes anteriormente citadas se han redactado con cierta libertad los siguientes párrafos.

Los Andes han creado tres zonas geológicas y geomorfológicas: (1) las planicies costeras (Costa) al O, (2) el área central montañosa o Andes propiamente dicho (Sierra); y (3) las zonas bajas del E (Oriente) (Figuras 2.1 y 2.2). La figura 2.1 presenta un esquema geomorfológico-geológico del Ecuador. La Costa es una región con bajo relieve y altura, ubicada al O de la Cordillera Occidental, la cual es uno de los dos mayores brazos de los Andes ecuatorianos. Gran parte de los terrenos superficiales de la Costa consiste de suelos volcánicos y aluviales cuaternarios que pueden ser inestables bajo la acción de cargas sísmicas. Sin embargo, la energía irradiada por los sismos del 5 de Marzo de 1987, alcanzó niveles insignificantes al llegar a la Costa. Por esta razón, esta región no será analizada aquí. Solamente la geología de las dos terceras partes ubicadas al E del Ecuador (Sierra y Oriente) se discutirán en este capítulo, debido a que se trata del área más afectada por los sismos

### LA SIERRA

La Sierra está limitada al O por una zona de sutura (falla Jubones), la misma que marca el límite oriental de la Costa y al E por el cinturón de fallas y pliegues de tras-arco de la provincia oriental (Figura 2 1). La Sierra corre a lo largo del país aunque tiene solo 150 km de ancho, siendo mucho más delgada que el resto de los Andes. En la Sierra existen tres zonas geológicas-geomorfológicas: la Cordillera Occidental, el Valle Interandino y la Cordillera Real.

Existen por lo menos dos interpretaciones sobre el origen de la Cordillera Occidental. Baldock (1982a) interpretó la zona como una secuencia de sedimentos de arco volcánico (formación Macuchi), los cuales fueron depositados desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno y posteriormente fueron emplazados tectónicamente. El basamento es de corteza continental, excepto en el extremo norte. Feininger (1987) también interpretó los sedimentos como de origen volcánico. Sin embargo, la presencia de altas anomalías gravimétricas de Bouguer a lo largo de la Costa y la Cordillera Occidental llevaron a Feininger a considerar que toda el área ubicada al O del Valle Interandino por el N, así como la parte superior de la cuenca Amazónica por el S, constituyen terrenos alóctonos subyacidos por corteza oceánica

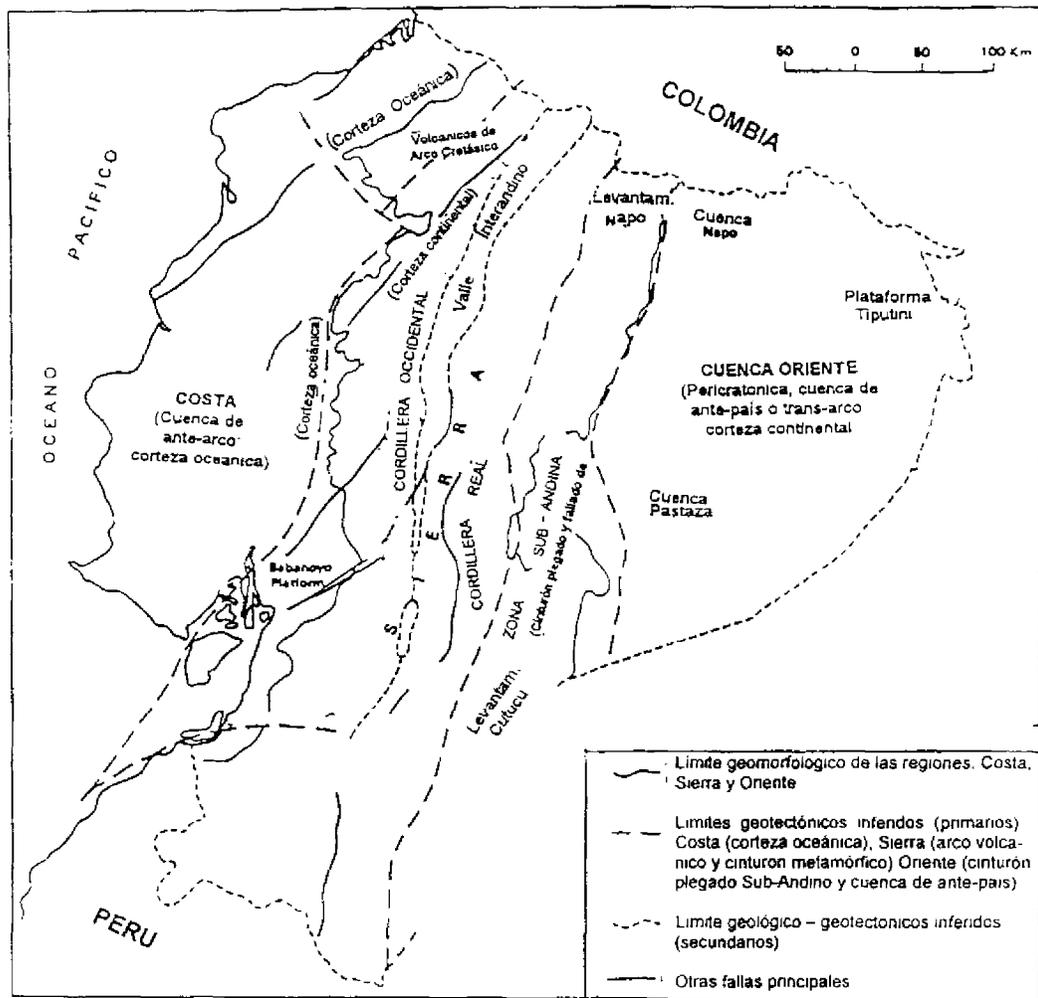


FIGURA 2.1 Esquema geológico-geomorfológico del Ecuador (tomado de Baldock, 1982b).

La formación Macuchi consiste de una gruesa secuencia de depósitos volcanoclásticos andesíticos y lavas en forma de almohadilla. Esta formación está recubierta por sedimentos marinos y volcanoclásticos del Paleoceno al Eoceno. En algunas áreas, sedimentos del Mioceno cubren a la formación Macuchi, la cual es cortada por pequeños cuerpos intrusivos del Terciario Tardío. En las partes más altas de esta zona, depósitos volcánicos del Neógeno al Cuaternario recubren a la formación Macuchi.

El Valle Interandino es un graben situado entre las dos cordilleras (Figura 2.1). Las cuencas intramontañas que ocupan esta región son más notorias en el N y se vuelven más pequeñas y menos continuas en el S. Estos valles altos (2.500 a 3.000 metros de elevación) están rellenos con sedimentos y depósitos piroclásticos del Cuaternario. El más importante de estos depósitos volcánicos está constituido de ceniza y es conocido como "cangahua". Esta ceniza, fino granular de origen eólico, es fundamentalmente no estratificada y débilmente cementada. A veces toma la apariencia de loess o de una arenisca muy porosa y levemente cementada. La cangahua es un material propenso a derrumbes superficiales.

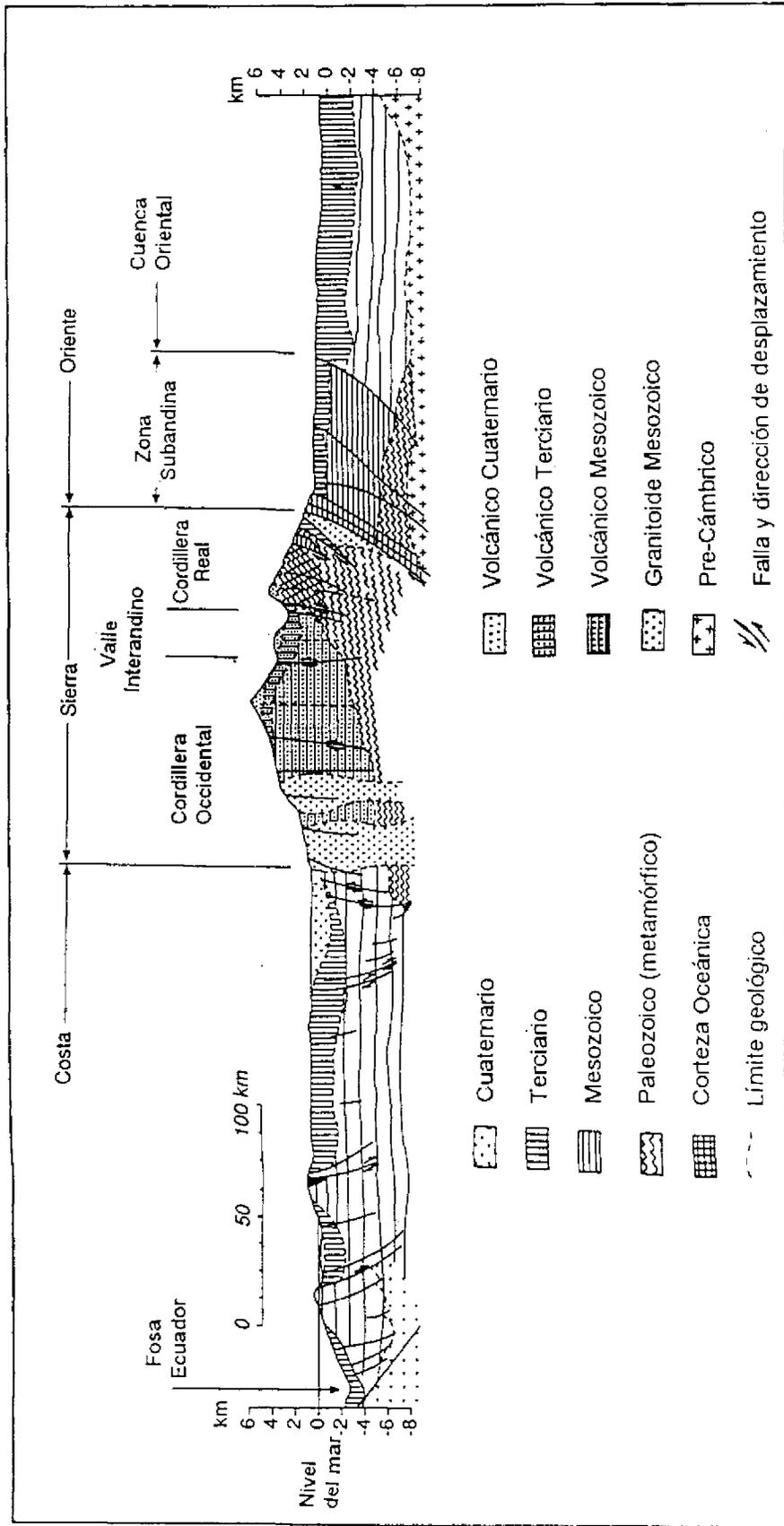


FIGURA 2.2 Corte geológico E-W de Ecuador a una latitud aproximada de 1°30' S (tomado de Baldoack, 1982b; simplificado por Hakuno y otros, 1988).

La Cordillera Real está limitada al O por el Valle Interandino y al E por la zona sub-Andina. Rocas metamórficas del Paleozoico, o a veces más antiguas, son dominantes en esta región. Estas rocas metamórficas fueron probablemente formadas durante un evento de la orogenia Caledoniana (Baldock, 1982a). Eventos orogénicos posteriores, incluyendo las orogenias Laramídica y Andina seguramente afectaron también a las rocas de la Cordillera Real. Las litologías presentes en la región contienen una gruesa secuencia de esquistos con moscovita y biotita del Paleozoico y una secuencia de esquistos micáceos y esquistos cloríticos (Grupo Llanganates). Solamente en pocas áreas se ha observado plegamiento isoclinal en estas rocas. El clivaje de crenulación formado después del plegamiento puede implicar la acción de un evento orogénico posterior. La mayoría del fracturamiento es el resultado de los efectos de la orogenia Andina y del levantamiento producido en el Neógeno. La región está esporádicamente cubierta por rocas volcánicas cuaternarias (lavas) y sedimentos (cangahua), los cuales son a menudo discordantes con las rocas metamórficas subyacentes.

## EL ORIENTE

El Oriente (Figuras 2.1 y 2.2) consiste de dos zonas estructurales y provincias fisiográficas distintas: la cuenca oriental y la zona sub-Andina. Fisiográficamente, la zona sub-Andina consiste de colinas de piedemonte que alcanzan elevaciones de hasta 2.000 m. Los ríos con drenaje hacia el E han cortado profundamente a estas colinas de piedemonte. El clima varía desde tropical en las zonas orientales hasta subtropical en las zonas más altas del O. Las precipitaciones son altas en toda la región, como consecuencia, las tasas de meteorización son generalmente altas. La zona sub-Andina, la cual limita con la Cordillera Real (Figuras 2.1 y 2.2), es un cinturón de cabalgamiento y plegamiento de tras-arco, tectónicamente asociado con los Andes (Baldock, 1982a). Dos elementos plegados, el levantamiento Napo al N y el levantamiento Cutucú al S, están separados por el arco Loracachi. El volcán El Reventador está localizado sobre el levantamiento Napo.

La cuenca oriental (o Amazónica) está ubicada al E de la zona sub-Andina. Se trata de una región levemente ondulada que posee una historia tectónica más estable que la de la zona sub-Andina. La estratigrafía de las dos zonas es similar.

El Escudo Guayanés (rocas cristalinas del Precámbrico) constituye el basamento de la cuenca oriental. Parte del Oriente experimentó transgresiones y sedimentación durante el Paleozoico Temprano. La orogenia Caledoniana afectó a la región oriental solo con el cambio hacia el E de los ejes de sedimentación. Las litologías Paleozoicas incluyen lutitas y areniscas cuarcíticas de la formación Devoniana Pumbuiza y calizas de la formación Carbonífera Macuma. Tres eventos tectónicos ocurridos durante el Mesozoico y el Terciario Tardío tuvieron poco efecto tectónico en el Oriente. De manera similar, la orogenia Laramídica del Eoceno Tardío y el Oligoceno tuvo una mínima influencia en el Oriente. La sedimentación de cuencas terminó en la depositación de litologías continentales y de agua dulce. Las "capas rojas" (formación Chapiza) y clastos y piroclastos (miembro Misahuallí de la formación Chapiza), todos del Jurásico Medio al Cretáceo Tardío subyacen a las formaciones Cretácicas Hollín, Napo y Tena. En el área de El Reventador, el miembro Misahuallí tiene un mayor espesor y es predominantemente volcánico. Los tipos de roca asociados con el grupo Hollín-Napo-Tena incluyen areniscas cuarcíticas (formación Hollín), las cuales son las rocas-reservorios para el petróleo en el nororiente ecuatoriano. La sobreyacente formación Napo consiste de lutitas, calizas y areniscas, todas de origen marino. Las areniscas también pueden ser consideradas como rocas repertorios. La formación Tena también está compuesta

de "capas rojas" y lutitas. Las "capas rojas" y algunas areniscas y arcillas representan una fase de depositación durante el Cenozoico Temprano

La mayor deformación en la zona sub-Andina ocurrió en el Mioceno Tardío y Plioceno. El sobrecorrimiento y levantamiento ocurridos durante dicho tiempo fueron responsables de la actual separación de las dos zonas en el Oriente. Las mayores fallas inversas asociadas con este evento tienen generalmente un rumbo NNE-SSW (Figuras 2.1 y 2.2). En el área del volcán El Reventador, localizado en el levantamiento Napo, se ha observado dos conjuntos adicionales de fallas o fracturas (INECEL, 1987). Hay indicios de metamorfismo de bajo grado asociado con algunas de las grandes fallas inversas (NNE-SSW) en el área del volcán El Reventador del levantamiento Napo.

La sedimentación clástica del Cuaternario en el Oriente contiene una variedad de depósitos, desde lavas y piroclastos con todos los tamaños de grano hasta materiales coluviales y aluviales (abanicos de piedemonte) y rellenos aluviales.

Dos grandes áreas de volcanismo Cuaternario se encuentran en la zona sub-Andina (Hall, 1977) (Figura 2.1). El volcán Sumaco (a 20 km al SE de Baeza, Figura 1.1) depositó basaltos alcalinos subsaturados. El volcán El Reventador (Figuras 1.1 y 1.3) exhibe una muestra más típica de litologías; incluyendo basaltos andesíticos y una significativa cantidad de depósitos de lahares y piroclastos. Los dos volcanes están situados en el levantamiento Napo y cubren a las rocas Cretácicas. Aunque los volcanes Sumaco y El Reventador son considerados activos, solo El Reventador ha tenido una frecuente actividad histórica. La evolución morfológica del volcán El Reventador comenzó en el Plioceno. Inicialmente, el cono volcánico original (Paleo Reventador I) colapsó posiblemente en el Plioceno; los restos de este colapso crearon el "Complejo Volcánico Basal" de INECEL (INECEL, 1987). La actividad se reanudó en el Holoceno y culminó con el colapso del otro cono (Paleo Reventador II) hace aproximadamente 20.000 años; este segundo cono ha sido nombrado como "Paleo Reventador" por INECEL. Este segundo colapso represó al río Coca y causó la depositación de 20 m de sedimentos lagunares que han sido datados por INECEL utilizando métodos radioactivos. El material de los dos colapsos alcanzó la ribera derecha del río Coca creando terrenos de escombros volcánicos que están presentes actualmente en dicha zona.

## REFERENCIAS

- Baldock, J.W., 1982a. *Geology of Ecuador - Bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador*. Ministerio de Recursos Naturales y Energía, Dirección General de Geología y Minas, Quito, 70 pp.
- Baldock, J., 1982b. *National Geological Map of the Republic of Ecuador*. Ministerio de Recursos Naturales y Energía, Dirección General de Geología y Minas, Quito, Escala 1:1'000 000
- Feininger, T., 1975. *Origin of petroleum in the Oriente of Ecuador*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 59(7): 1166-1175.
- Feininger, T., 1987. *Allocthonous terranes in the Oriente of Ecuador and northwestern Peru*. Canadian Journal of Earth Sciences 24: 266-278.
- Hakuno, M., Okusa, S y Michiue, M., 1988. *Study Report of Damaged Done by the 1987 Earthquakes in Ecuador* Research Field Group, Natural Disasters and the Ability of the Community to Resist Them, Supported by the Japanese Ministry of Education, Culture, and Science (Grant No 62601022), Research Report on Unexpected Disasters No. B-62-2, 38 pp.

Hall, M.L., 1977. *El Volcanismo en el Ecuador* Publicación del I.P.G.H., Sección Nacional del Ecuador, Quito, 73-80.

Ham, C.K. and Herrera, L.J., 1963. *Role of the Subandean Fault System on tectonics of Eastern Peru and Ecuador.* Pp 47-61 in *Backbone of the Americas - Tectonic History from Pole to Pole* O.E. Childs and B.W. Beebe, eds *American Association of Petroleum Geologists Memoir 2*

INECEL (Instituto Ecuatoriano de Electrificación), 1987 *Proyecto Hidroeléctrico Coca-Codo Sinclair - Estudios de Factibilidad* Ministerio de Energía y Minería, República del Ecuador, 24 pp. más figuras

Lewis, G.E., Tschopp, H.J. and J.G. Marks, 1956. *Ecuador*, pp 250-291 in *Handbook of South American Geology - an Explanation of the Geologic Map of South America.* W.F. Jenks, ed *Geological Society of America Memoir 65.*

Tschopp, H.J., 1953 *Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950* *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists* 37(10). 2303-2357.

## TECTONISMO Y SISMICIDAD

**A. F. Espinosa**, Servicio Geológico de los Estados Unidos, Denver, Colorado

**M. L. Hall**, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador

**H. Yepes**, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador

### INTRODUCCION

El Ecuador está continuamente expuesto a sufrir terremotos y otros riesgos geológicos. En particular, el potencial de terremotos ha constituido siempre una amenaza para los habitantes del Ecuador, de tal modo que la coexistencia con la actividad sísmica ha pasado a ser parte de la cultura ecuatoriana.

Desde el punto de vista de riesgos, uno debe diferenciar entre terremotos de origen tectónico y aquellos asociados con volcanismo. En los últimos 80 años algunos grandes terremotos (eventos interplaca) han ocurrido en la zona de subducción del Ecuador, y sus mecanismos de ruptura fueron varios (Kanamori y McNally, 1982). Eventos intraplaca de poca profundidad, como el terremoto de Marzo de 1987, ocurren en los Andes, distantes de la zona activa de subducción. Estos terremotos crean serios problemas socioeconómicos para el país y provocan cientos de riesgos geológicos asociados: deslizamientos en masa, subsidencia, licuefacción, represamiento de ríos y otros efectos comunes a terremotos que han ocurrido en condiciones geológicas similares (Espinosa, 1979).

Aunque han ocurrido varios terremotos destructivos intraplaca, no se han realizado estudios sistemáticos probabilísticos para conocer el peligro de los terremotos. Utilizando información macrosísmica de crónicas del siglo XVI (Egred, 1988), un epicentro aproximado a  $0.14^{\circ}\text{S}$  y  $78.27^{\circ}\text{W}$  fue asignado a un terremoto que tuvo lugar en Abril de 1541 con una magnitud de 7.0. El 16 de Agosto de 1868, un gran terremoto ocurrió a  $0.31^{\circ}\text{N}$  y  $78.18^{\circ}\text{W}$  con una magnitud de 7.7. El 23 de Junio de 1925, tuvo lugar un terremoto con una magnitud de 6.8 con una profundidad de foco de 180 km y fue localizado a  $0.0^{\circ}$ ,  $77^{\circ}\text{W}$ . Un gran terremoto interplaca con  $M_w=8.8$  tuvo lugar el 31 de Enero de 1906, con un alcance de ruptura del orden de 500 km (Kanamori y McNally, 1982). Otros grandes terremotos interplaca han ocurrido en el noroccidente ecuatoriano, incluyendo aquellos del 14 de Mayo de 1942 ( $M_s=7.9$ ) y el 19 de Enero de 1958 ( $M_s=7.8$ ). El 5 de Marzo de 1987<sup>1</sup>, el evento principal ( $M_s=6.9$ ) ocurrió en el Ecuador interior, en una zona altamente fallada de rocas intrusivas Jurásicas y metamórficas Cretácicas. Este terremoto y su mayor premonitor ( $M_s=6.1$ ) son el tema de este capítulo.

<sup>1</sup> Horas y fechas en este capítulo se basan en hora local ecuatoriana excepto cuando se ha especificado como U.T.C (Hora Universal Coordinada), la cual es equivalente a la hora de Greenwich (GMT)

## MARCO TECTONICO

Una sismicidad activa ocurre continuamente en más de 6000 km a lo largo del borde occidental de América del Sur. La placa oceánica Nazca invariablemente está siendo subducida en dirección E bajo el continente a lo largo de la bien definida zona de Wadati-Benioff. La característica tectónica más notable en la placa Sudamericana es la cordillera de los Andes, que comparte un patrón tectónico común desde Colombia en el N hasta Chile en el S. Las principales características fisiográficas de los Andes son el resultado de la subducción de la litosfera del Pacífico bajo el continente Sudamericano.

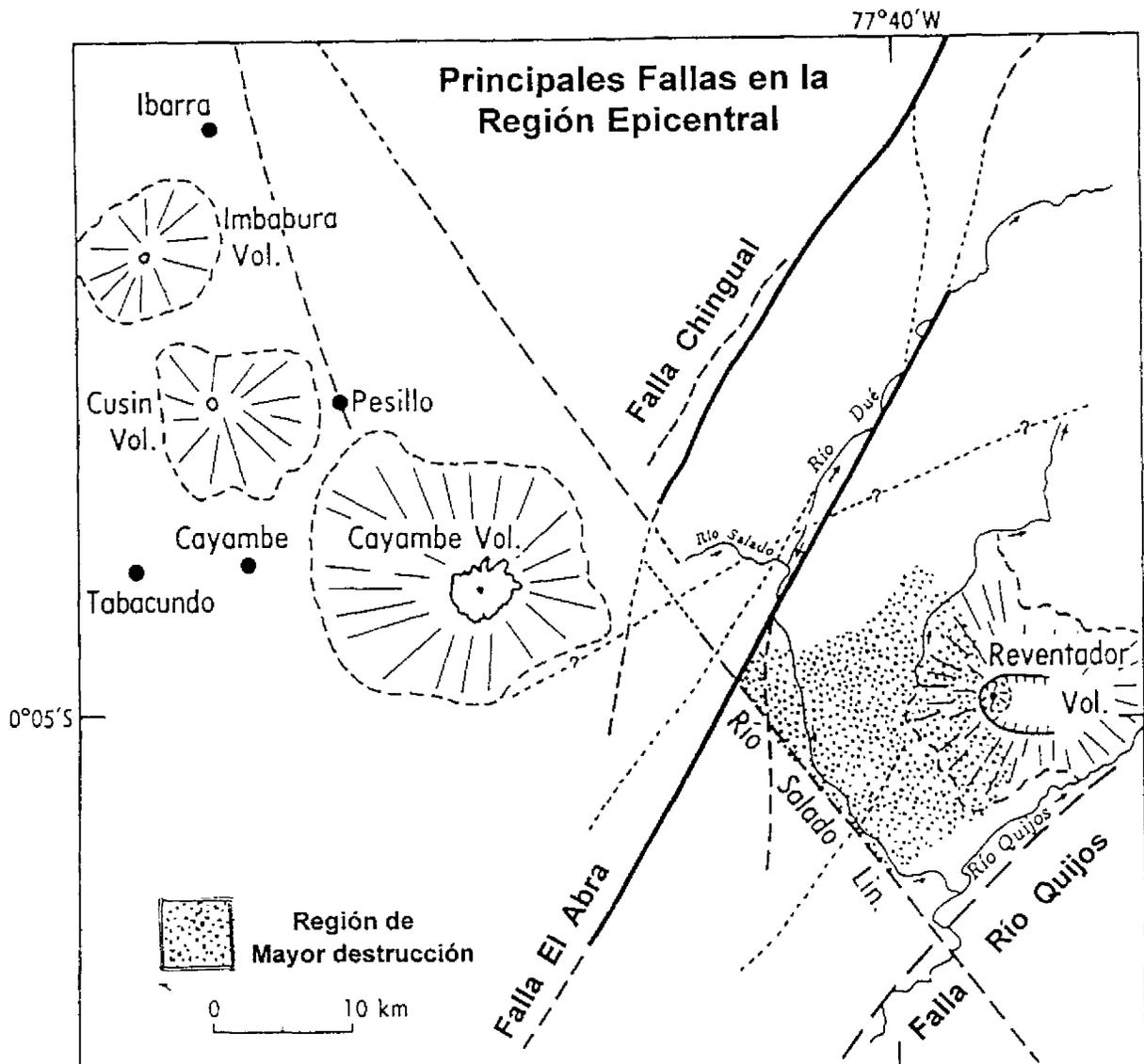


FIGURA 3.1 Mapa que presenta el sistema de fallas alrededor de la región epicentral (Imagen LANDSAT No. 010060, identificación e interpretación por M.L. Hall, 1985, no publicada).

Tres regímenes tectónicos distintos caracterizan a la placa Nazca en dirección al océano en Colombia y Ecuador. Entre las latitudes 1° y 7°N, la fisiografía del fondo oceánico es casi plana. Sus edades varían progresivamente de 10 a 26 millones de años hacia el N (Lonsdale y Klitgord, 1978), su subducción hacia el E, bajo Colombia, coincide con una hilera de estratovolcanes activos. Entre las latitudes 2° y 4°S, el fondo oceánico frente a la fosa ecuatorial es una zona fracturada y compleja, de 230 km de ancho. Esta región está atravesada por varias zonas de fractura oceánicas con rumbo NE, identificadas como las fracturas Grijalva, Alvarado y Sarmiento. Como esta región es subducida bajo el continente Sudamericano, ésta puede comportarse como una microplaca separada e independiente de las placas adyacentes (Pennington, 1981; Hall y Wood, 1985).

En medio de estos dos regímenes tectónicos, entre las latitudes 1°N y 2°S, una cordillera montañosa submarina llamada la Cordillera de Carnegie, la cual fue creada por material generado por el punto caliente de Galápagos, choca contra el continente Sudamericano. Esta cadena montañosa tiene aproximadamente 300 km de ancho y 3 km de alto, y descansa sobre corteza oceánica antigua de más de 16 millones de años. Durante los últimos 25 millones de años, la placa Nazca se ha desplazado hacia el E con una velocidad relativa de 5 cm/año (Pilger, 1983), subduciendo la Cordillera de Carnegie orientada E-O bajo la parte central del Ecuador. Lonsdale (1978) estimó que la subducción de la Cordillera de Carnegie comenzó hace cerca de 2 o 3 millones de años, mientras Pennington (1981) estimó un comienzo aún más temprano. Probablemente su subducción comenzó hace 5 o 6 millones de años, cuando, debido a la dificultad de subducir este gran rasgo fisiográfico, el desplazamiento en dirección E de la placa Nazca disminuyó, lo que permitió finalmente que el crecimiento continuo de los volcanes gracias a la constante alimentación de lava por el punto caliente de Galápagos alcance la superficie del mar antes de que la placa se desplazara hacia adelante (J.W. Spence y M.L. Hall, com. pers., 1987).

Donde tiene lugar la subducción de la Cordillera de Carnegie, la fosa es somera, la región costera está siendo levantada y en los Andes ocurre un volcanismo extenso y químicamente diverso. El tipo de fallamiento y sismicidad de la región puede estar relacionado con la subducción de la Cordillera de Carnegie. Otros rasgos tectónicos pueden ser también atribuidos a esta subducción, como la gran altura de los Andes ecuatorianos en esta zona, la formación de estratovolcanes, y las activas fallas transcurrentes (Hall y Wood, 1985). La zona de fractura Yaquina (Lonsdale y Klitgord, 1978) no es paralela al rumbo de las fallas de transformación N-S adyacentes en la cuenca de Panamá, pero gira hacia el occidente a medida que se acerca a la Cordillera de Carnegie, sugiriendo que la subducción de la placa Nazca en esta región ha sido considerablemente disminuida, debido muy probablemente a la dificultad en subducir un rasgo fisiográfico tan grande como la Cordillera de Carnegie (Hall y Wood, 1985). La colisión de la Cordillera de Carnegie con el Ecuador continental ha alterado la distribución de los esfuerzos tectónicos a lo largo de este margen convergente, dando como resultado la formación de muchas fallas con direcciones NO-SE y NE-SO. Sistemas de fallas bien conocidos con orientación NE-SO incluyen aquellas del Golfo de Guayaquil, Pallatanga y las fallas del valle Alausí-Guamote entre otras. Varios de los terremotos destructivos que han ocurrido en Ecuador, en Riobamba, 1797 y en Alausí, 1961, entre otros, han sido correlacionados con estas fallas de rumbo NE-SO. Lineamientos mayores y fallas con orientaciones NO-SE han sido identificados por Hall y Wood (1985) delimitando regiones de segmentación tectónica, siendo los lineamientos más importantes el de Esmeraldas-Pastaza y el del río Mira-Salado. La intersección de varios juegos de fallas conjugadas ocurre en el Valle Interandino, una región bien conocida por su alta sismicidad y terremotos destructivos,

como el terremoto de Ibarra de 1868, el terremoto de Ambato de 1949 y los terremotos de Pastocalle de 1944 y 1976.

En la región del terremoto del 5 de Marzo de 1987, cuatro juegos principales de fallas y lineamientos han sido claramente identificados en imágenes de satélite (LANDSAT No. 010060, identificación e interpretación por M.L. Hall, 1986, no publicada) como lo muestra la Figura 3.1. La falla Abra se orienta con rumbo  $N40^{\circ}E$  y pasa a través del pie occidental del volcán El Reventador (Figura 3.1). Esta falla tiene una expresión superficial de al menos 180 km de largo como ha sido identificada en las imágenes LANDSAT. Lineamientos paralelos con una longitud de hasta 80 km son visibles aproximadamente 10 km al NO de la primera falla. Otra falla que yace al E del volcán El Reventador con rumbo paralelo al de las fallas anteriores es conocida como falla del río Quijos (Figura 3.1) Todas estas fallas son consideradas fallas inversas paradas. El cuarto sistema está asociado con el lineamiento del río Mira-Salado; este sistema tiene rumbo  $N29^{\circ}O$  y tiene 260 km de largo. Algunos de estos rasgos tectónicos se muestran también en la Figura 3.2, junto con la ubicación del volcán El Reventador

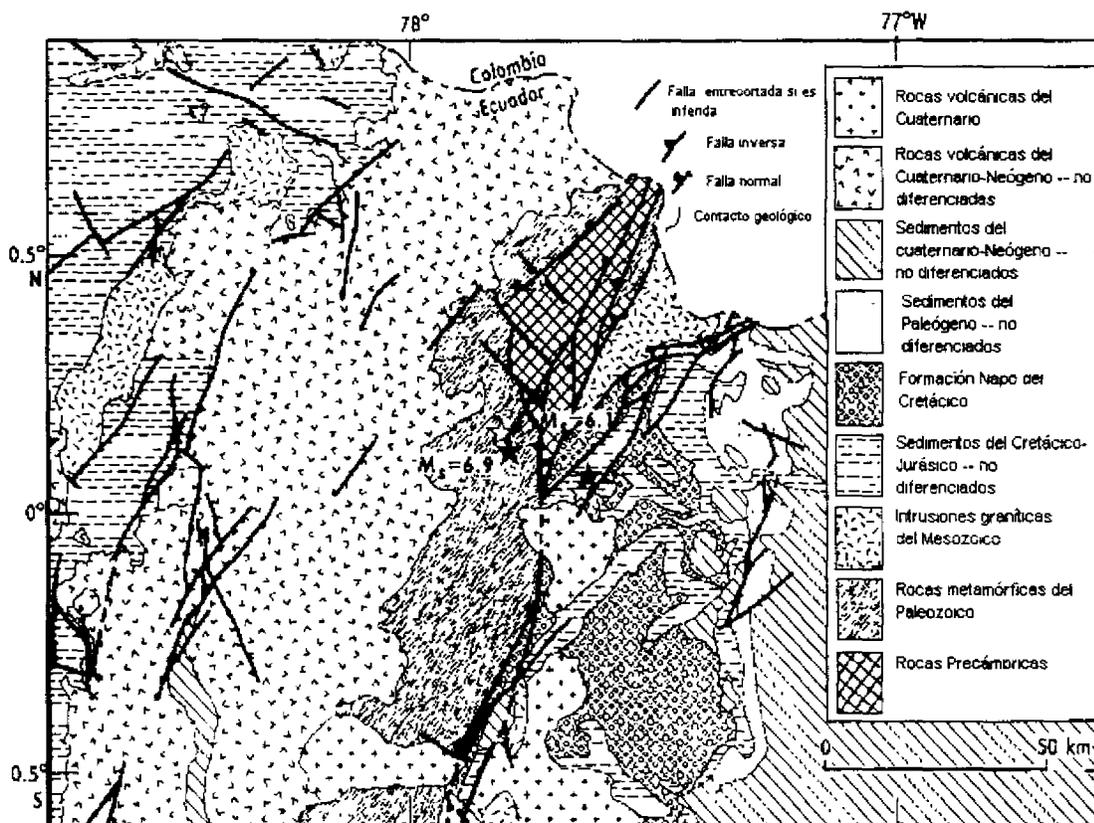
### SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES

La sismicidad somera de la región desde la latitud  $5^{\circ}S$  a  $5^{\circ}N$  y longitud  $75^{\circ}$  a  $85^{\circ}O$ , para el periodo comprendido desde 1962 hasta 1987, se muestra en la Figura 3.3A. En esta Figura, a todos los terremotos someros registrados por medio de instrumentos con profundidades inciertas, se les ha asignado una profundidad de 33 km; estos son probablemente someros, ya que las fases de profundidad no están bien diferenciadas. Están ploteados los sismos con magnitudes de onda de cuerpo y/o superficiales iguales o mayores a 4.5. La sismicidad más alta ocurre en la zona entre Ecuador y Colombia desde las latitudes  $1^{\circ}$  a  $4^{\circ}N$  y longitudes  $77^{\circ}$  a  $80^{\circ}O$ , muchos de los cuales son réplicas que siguieron al terremoto del 12 de Diciembre de 1979 ( $M_s=7.7$ ). Existe también una zona sísmica difusa en el interior del Ecuador que no muestra ningún patrón definido que pueda ser directamente asociado con las estructuras tectónicas regionales a esta escala. La distribución de los sismos para profundidades de foco entre 33 y 100 km, y entre 100 y 300 km, se muestran en las Figuras 3.3B y 3.3C respectivamente. La actividad tectónica representada en la Figura 3.3B muestra una concentración de sismicidad máxima en la parte SO del Ecuador. La litosfera en la parte N de la placa Nazca tiene un ángulo de subducción moderado, y su configuración geométrica no es uniforme debido a la presencia de la Cordillera de Carnegie que está subduciéndose. La mayor sismicidad a profundidades mayores de 100 km se muestra en la Figura 3.3C y está concentrada entre la latitud  $1^{\circ}$  y  $2^{\circ}S$  y longitud aproximada de  $78^{\circ}O$ . Los terremotos destructivos de tiempos históricos han sido grandes y poco profundos cuyos epicentros estuvieron cerca a las áreas urbanas.

Estudios del potencial de terremotos, utilizando probabilidad condicional estimada (Nishenko, 1989), han mostrado una probabilidad del 66 por ciento para la ocurrencia de un gran terremoto ( $M_s = 7.7$ ) que tendría lugar a lo largo de la zona de subducción entre latitud  $0.5^{\circ}S$  y  $1.2^{\circ}N$  en el periodo comprendido entre 1989-1999. El último gran terremoto a lo largo de esta zona de subducción ocurrió el 14 de Mayo de 1942 con una magnitud de onda superficial de 7.9. La probabilidad condicional estimada fue evaluada utilizando catálogos de sismicidad histórica e instrumental de la región; sin embargo, el registro histórico para esta región es pobre (Heaton y Hartzell, 1986).

Los epicentros y las magnitudes para el premonitor y para el evento principal del 5 de Marzo de 1987, determinados luego por el Centro Nacional de Información Sísmica del Servicio Geológico de los Estados Unidos (NEIC), se presentan en la Tabla 3.1. Estos parámetros fueron utilizados para determinar las soluciones del mecanismo focal para estos terremotos. El momento sísmico ( $M_0$ ) para el premonitor fue de  $5 \times 10^{26}$  dinas-cm, y para el evento principal fue de  $6.4 \times 10^{26}$  dinas-cm. Los epicentros anteriores fueron recalculados luego por el NEIC, los nuevos parámetros de los terremotos se listan en la Tabla 3.2. Las ubicaciones para el premonitor, el evento principal y las réplicas fueron determinadas utilizando la red local de estaciones desplegada y mantenida por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Quito; la determinación de los parámetros de los terremotos se presentan en la Tabla 3.3

La Figura 3.2 muestra en estrellas oscuras los epicentros de los terremotos del 5 de Marzo listados en la Tabla 3.1; sus epicentros relocados listados en la Tabla 3.2 en estrellas blancas. Su relación con la geología regional y los principales sistemas de fallas alrededor de la región del epicentro<sup>2</sup>.



**FIGURA 3.2** Mapa que presenta los principales sistemas de fallas en y alrededor de la región epicentral. Se muestran también las unidades geológicas principales y la ubicación de los epicentros del evento mayor ( $M_s=6.9$ ) y del premonitor más importante ( $M_s=6.1$ ) en estrellas oscuras y sus epicentros relocados en estrellas blancas. Sus parámetros hipocentrales se listan en las Tablas 3.1 y 3.2.

<sup>2</sup> En base de los datos obtenidos de su red sísmográfica telemétrica ubicada 30 km al SO de la zona afectada, el Instituto Geofísico localizó los epicentros unos 25 km al Sur de los ubicados por el USGS, los cuales corresponden mejor con la zona de mayor intensidad. Durante los 6 meses luego del terremoto, el Instituto Geofísico registró un total de 18.000 réplicas.

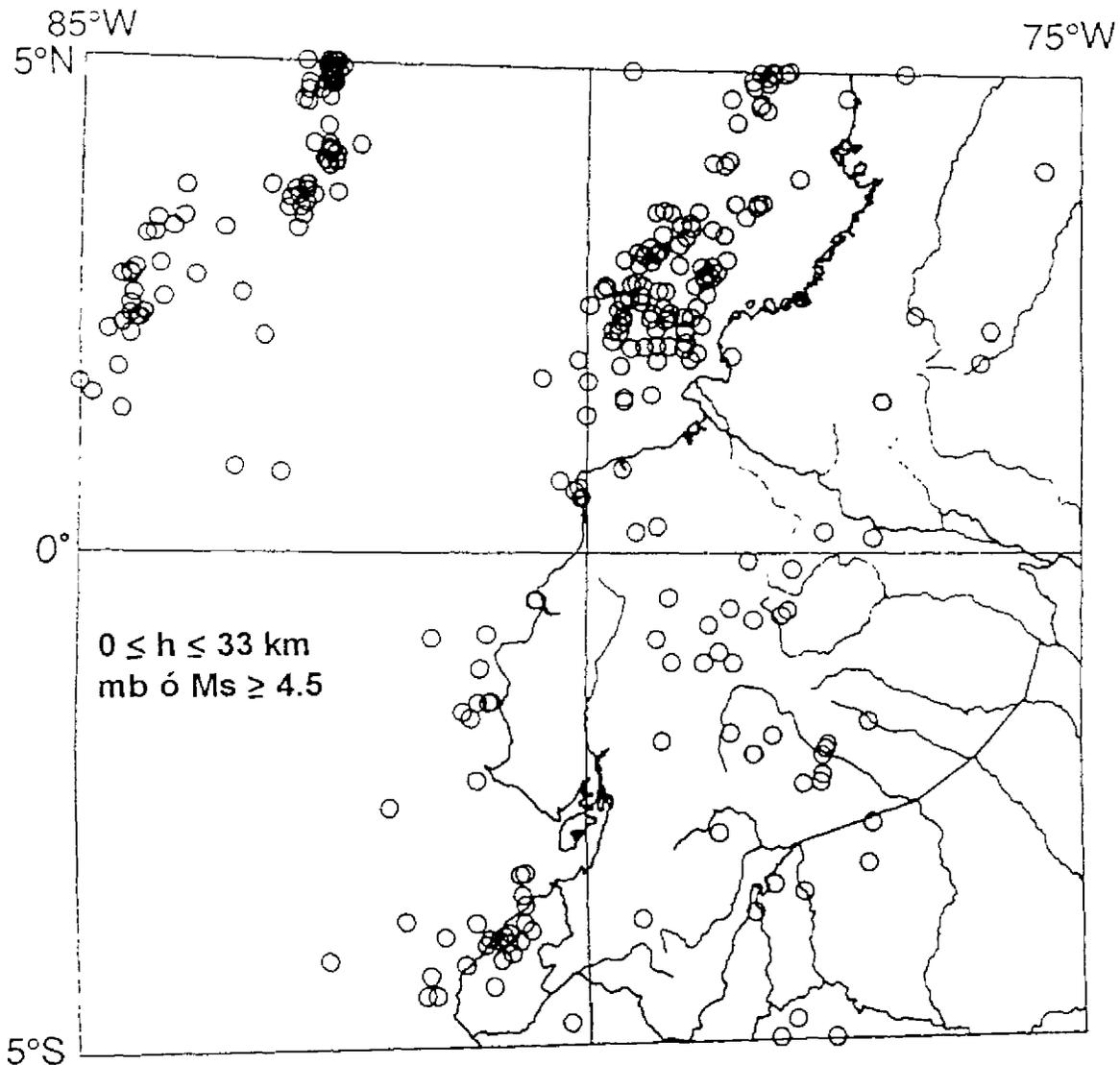


FIGURA 3.3A

FIGURA 3.3 Sismicidad de la región de latitud 5°N a 5°S, longitud 75° a 85°W, para el período 1962 a 1987. Proyección del mapa Oblicuo Mercator. Los epicentros han sido determinados usando 10 o más estaciones con magnitudes Mb o Ms iguales o mayores a 4.5, y para profundidad focal, (A)  $h$  desde superficial a  $h$  igual o menor a 33km; (B) para  $h$  mayor a 33 km a  $h$  menor o igual a 100 km; y (C) para  $h$  mayor a 100 km a  $h$  menor o igual a 300 km.

En la Figura 3 4 se muestra el número de réplicas como función del tiempo después del evento premonitor a las 20:54 del 5 de Marzo. Como se puede ver, la actividad sísmica decreció rápidamente durante las primeras 38 horas. El número de réplicas por hora, inmediatamente después del premonitor, fue alrededor de 64 eventos, los cuales aumentaron hasta cerca de 80 eventos antes del terremoto principal, y luego decrecieron a un promedio de 40 eventos por hora durante las 14 horas siguientes. El número de eventos disminuyó a un promedio de 30 por hora durante las subsiguientes 13 horas y decrecieron aún más hasta un

promedio de 15 eventos por hora, durante las siguientes 18 horas. El número total de réplicas en este lapso de 38 horas fue de 1 240. Se realizaron reubicaciones para 36 réplicas que ocurrieron entre las 20:54 y 23:10 horas del 5 de Marzo, para los cuales los tiempos de llegada de la onda S pueden ser leídos claramente.

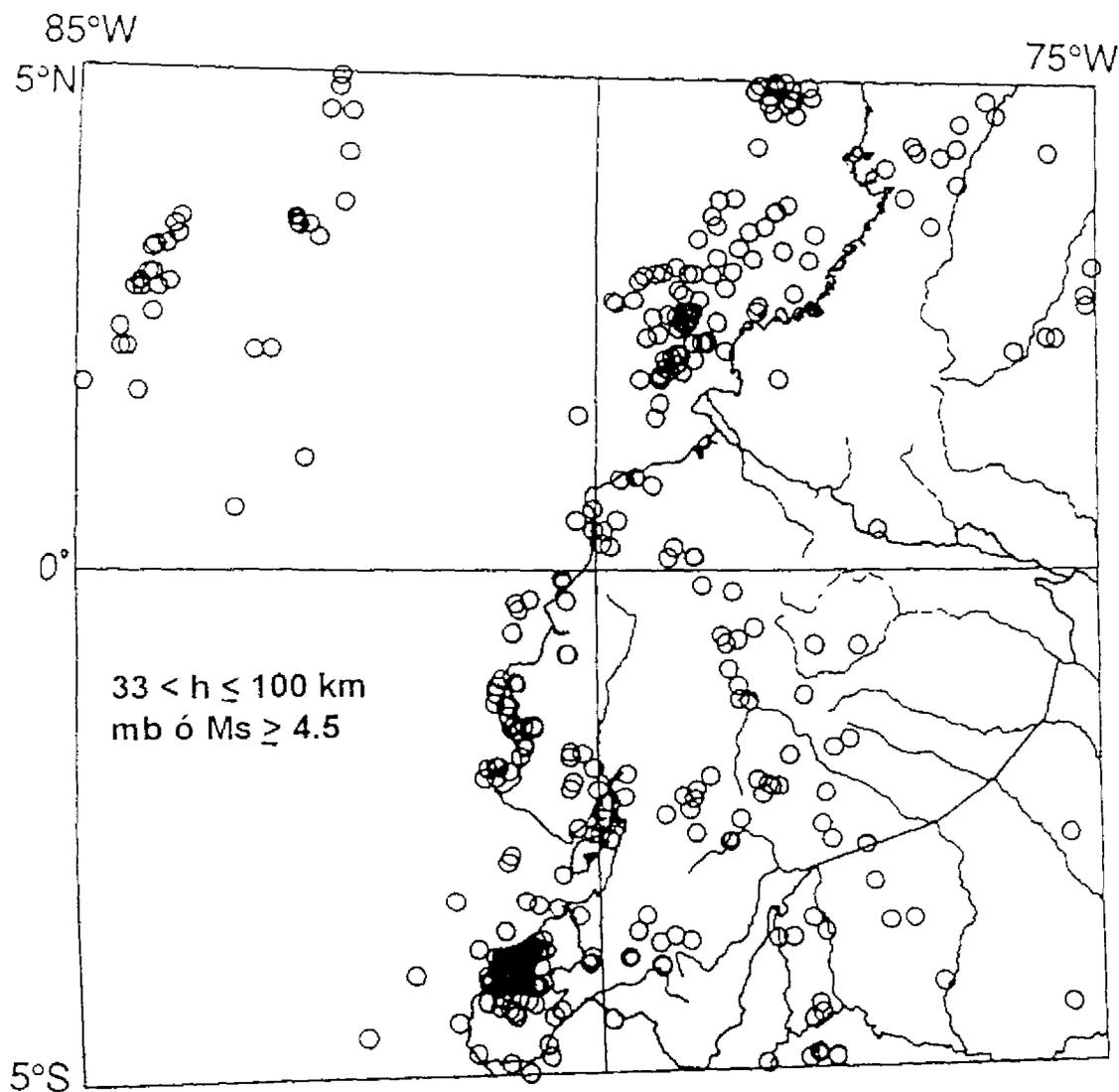


FIGURA 3.3B

El primer grupo de 19 réplicas, las cuales ocurrieron entre las 21:11 y 21:56, cae en una línea muy cercana a la dirección NO, N49°O. Esta orientación es paralela al lineamiento del río Salado, que se muestra en la Figura 3.1. Estas réplicas ocurrieron en la región que soportó el más alto grado de detrimento al ambiente y a las estructuras construidas por el hombre. Sin embargo, el segundo grupo de 17 réplicas, el cual ocurrió entre las 21:57 y 23:03, no se correlaciona con ninguna de las fallas conocidas en la región; no obstante, las ubicaciones de sus epicentros están dispersas en toda el área meizosísmica y no siguen ningún rumbo geológico o tectónico. No se hizo ningún intento para obtener soluciones en conjunto de los mecanismos focales de las réplicas observadas.

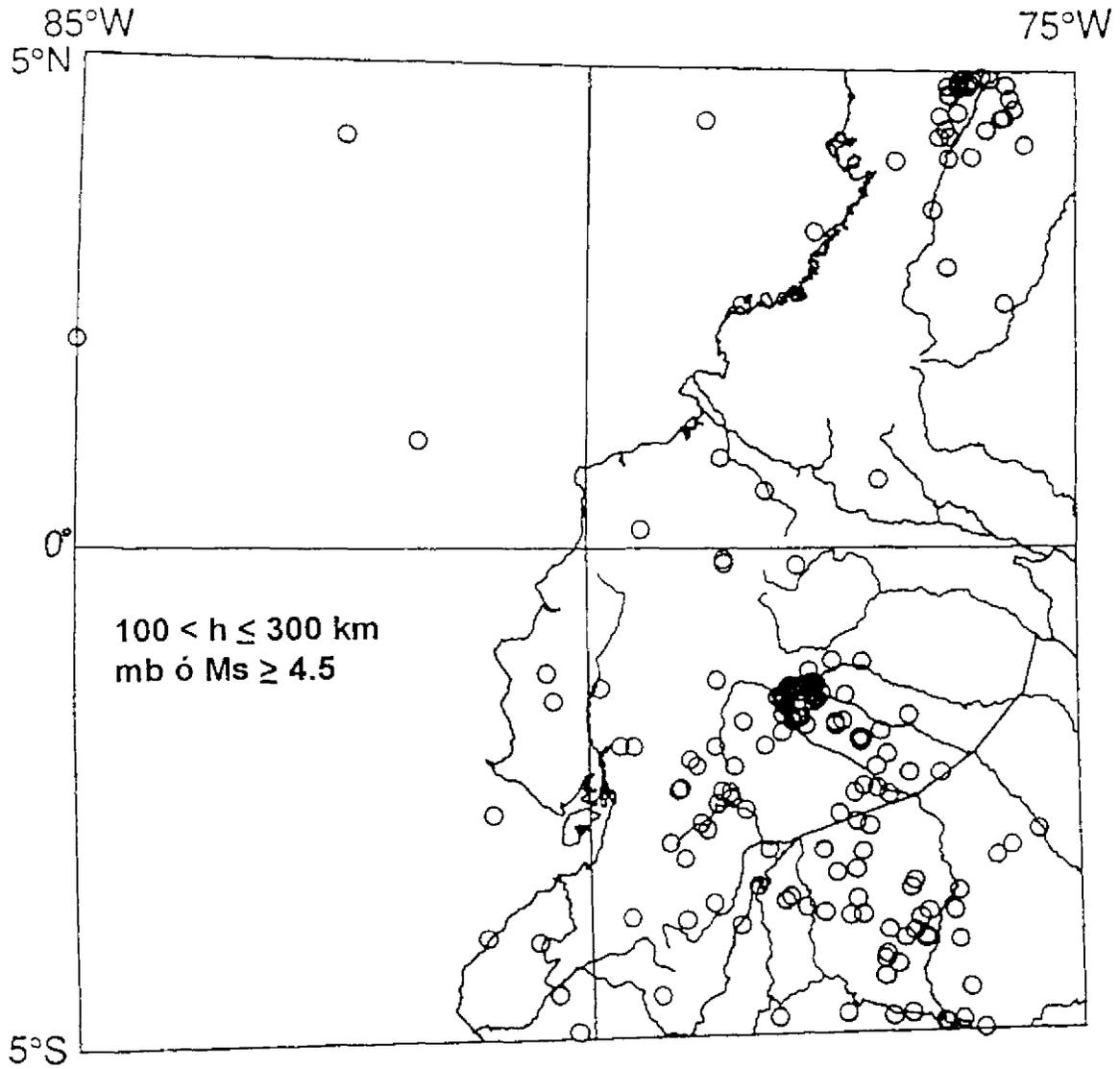


FIGURA 3.3C

**TABLA 3.1** Parámetros iniciales de los terremotos determinados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos.

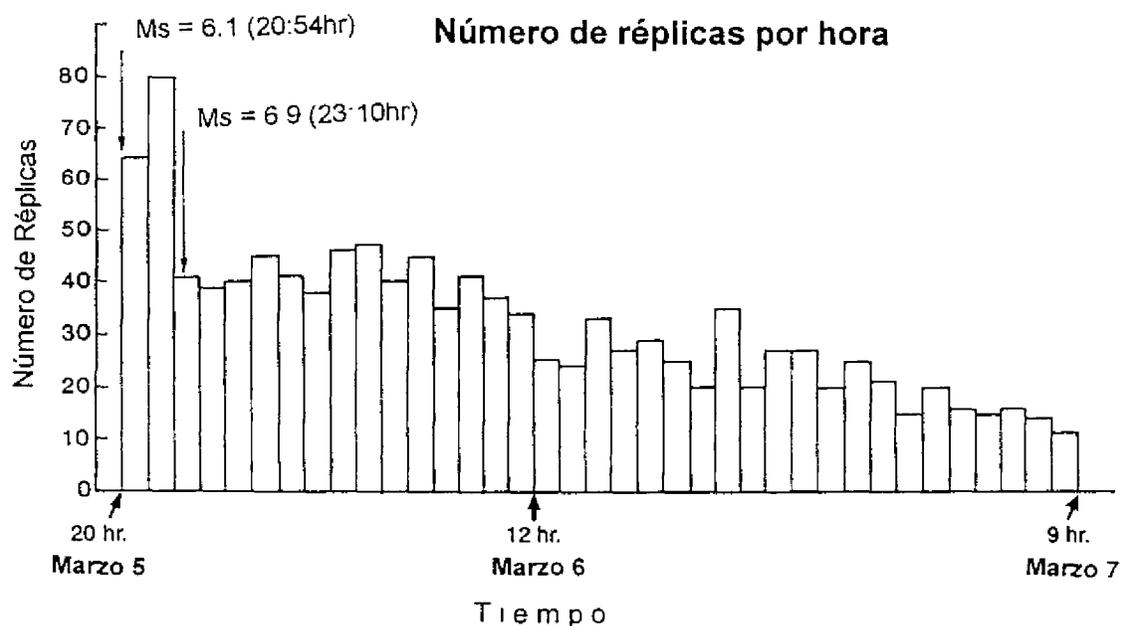
Fecha	Hora local	Lat.	Long.	Prof. (km)	No. Obs.	$M_s$	$m_b$
5 Marzo 1987	20:54	0.070°N	77.640°W	11	557	6.1	6.1
5 Marzo 1987	23:10	0.120°N	77.800°W	13	594	6.9	6.4

**TABLA 3.2** Parámetros revisados de los terremotos calculados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos.

Fecha	Hora local	Lat	Long.	Prof. (km)	No. Obs.	$M_s$	$m_b$
5 Marzo 1987	20:54	0.048°N	77.653°W	14	354	6.1	6.1
5 Marzo 1987	23:10	0.151°N	77.821°W	10	344	6.9	6.5

**TABLA 3.3** Parámetros de los terremotos calculados por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional

Fecha	Hora local	Lat.	Long.	Prof. (km)
5 Marzo 1987	20:54	0.142°S	77.871°W	3
5 Marzo 1987	23:10	0.087°S	77.841°W	12



**FIGURA 3.4** Número de réplicas/hora registradas por sismógrafos portátiles en las cercanías de El Reventador durante las primeras 38 horas después de los terremotos. El número total de réplicas llegó a 1240.

En las Figuras 3.5 y 3.6 se muestran las soluciones del mecanismo focal obtenidas del estudio de los primeros impulsos para el premonitor y el terremoto principal. La Tabla 3.4 muestra las soluciones de los planos de falla para estos terremotos. Los terremotos de las 20:54 y 23:10 del 5 de Marzo de 1987 tienen soluciones de mecanismo focal similares. La incertidumbre de cada uno de los parámetros de los mecanismos focales se da en las Figuras 3.5 y 3.6. Para el evento principal, el número de polaridades utilizadas es de 125 y la solución es muy estable. Las incertidumbres en los parámetros para la solución del mecanismo focal del premonitor son levemente mayores que para el evento principal. Las soluciones presentadas en las Figuras 3.5 y 3.6 muestran buena correlación con las fallas regionales que se presentan en la Figura 3.2.

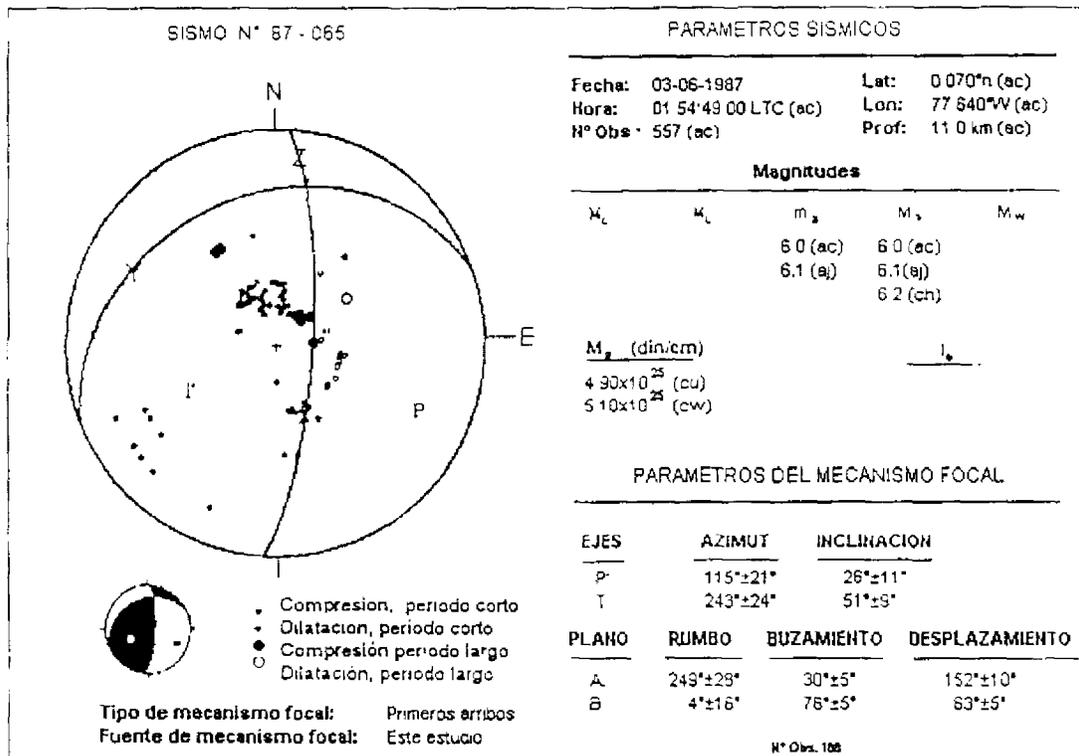


FIGURA 3.5 Solución del mecanismo focal para el terremoto del Ecuador del 5 de Marzo de 1987 a las 20:54, con  $M_s=6.1$ , utilizando 188 observaciones de la onda P. La magnitud y el momento sísmico se listan como fueron obtenidos por diferentes investigadores. Los parámetros son los mismos que se listan en la Tabla 3.1. Bajo el título de "mecanismo focal", se listan los ejes P y T y los planos de falla A y B, junto con la incertidumbre de cada parámetro.

TABLA 3.4 Parámetros sísmicos de la fuente

Evento N°.	Plano A			Plano B			N° obs.
	Rumbo	Buzamiento	Desplaz.	Rumbo	Buzamiento	Desplaz.	
1	N 69° E	30°W	152°	N 4° E	76°E	63°	188
2	N 81° E	47°W	159°	N 6° E	75°E	45°	125

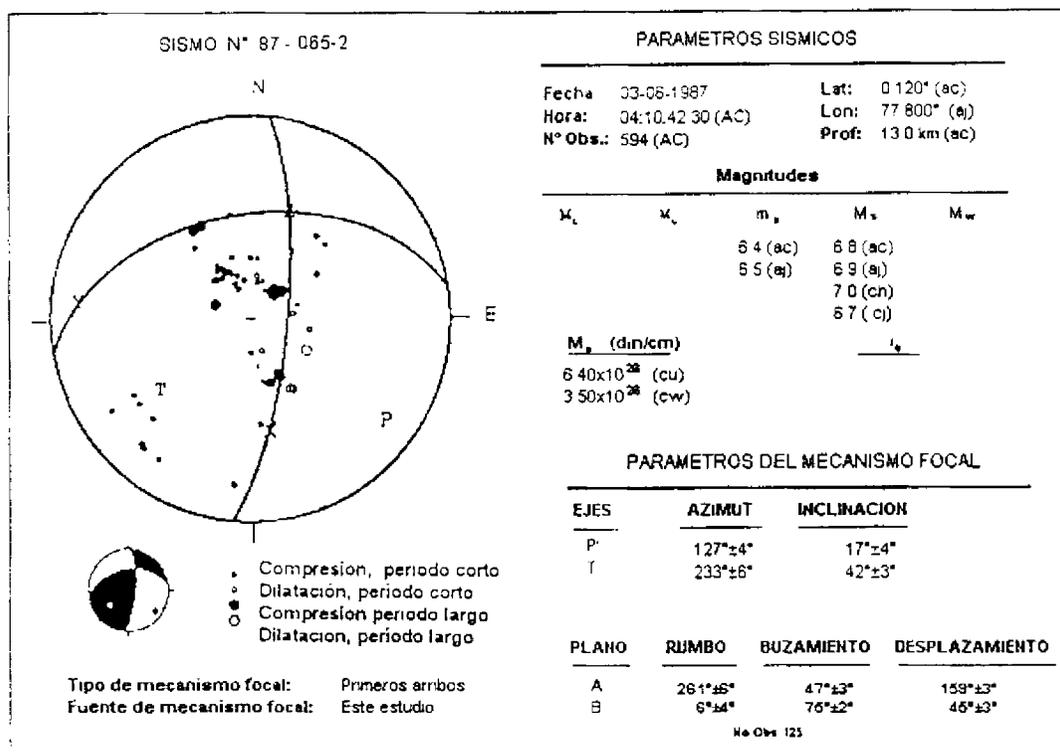


FIGURA 3.6 Solución del mecanismo focal para el terremoto del Ecuador del 5 de Marzo de 1987 a las 23:10, con  $M_s=6.9$ , utilizando 125 observaciones de la onda P. La magnitud y el momento sísmico se listan como fueron obtenidos por diferentes investigadores. Los parámetros son los mismos que se listan en la Tabla 3.1. Bajo el título del "mecanismo focal", se listan los ejes P y T y los planos de falla A y B, junto con la incertidumbre de cada parámetro.

Las soluciones del mecanismo focal, que se muestran en la Figuras 3.5 y 3.6 representan una solución de fuente puntual y por ello no representan la estructura finita del proceso de ruptura (dislocación) en el campo cercano. Como se indica en el estudio intensidad-distribución post-terremoto por Espinosa et al. (Capítulo 4), el pueblo de Olmedo (Figura 4.3), al O de los epicentros del premonitor y del evento principal, soportó mayor destrucción a la infraestructura que otros pueblos al N o S de los epicentros. Las isosistas VI y VII (Figura 4.5) muestran una distribución azimutal preferencial al NO, lo que podría indicar un fenómeno de directividad debido a una dislocación moviéndose en esta dirección. Un proceso similar, muy bien definido por la distribución de isosistas, fue observado después del terremoto de Guatemala de 1976 (Espinosa et al., 1976).

## RECOMENDACIONES

En vista de los resultados que se han obtenido en el estudio post-terremoto creemos que existe una necesidad urgente para evaluar el peligro sísmico en el Ecuador. Se recomienda las siguientes actividades:

1. Recopilar un catálogo de terremotos más extenso e históricamente detallado para terremotos intra e interplaca en el Ecuador.
2. Recopilar un catálogo de terremotos históricos para eventos asociados con volcanismo.
3. Realizar estudios paleosísmicos en la parte NO del Ecuador, especialmente en la región de Jama (latitud 0.5°S a 1.2°N), con el propósito de encontrar las ocurrencias pasadas de terremotos grandes y/o muy grandes en esta región de alto potencial sísmico
4. Desplegar instrumentos sismológicos sensibles en la región (latitud 0 5°S a 1.2°N) a fin de conocer el nivel de sismicidad y estudiar los mecanismos focales
5. Estudiar las características y edades de terrazas marinas con el fin de entender mejor las pasadas ocurrencias de grandes terremotos en la región
6. Evaluar el modo de subducción y su geometría en la zona de Wadati-Benioff bajo el Ecuador, con el propósito de crear un modelo litosférico tridimensional y mapear la distribución del esfuerzo horizontal máximo en la placa. Esta tarea ayudará a identificar las regiones de alto potencial sísmico.
7. Evaluar las soluciones de mecanismo focal para todos los terremotos grandes y muy grandes en el Ecuador.
8. Basándose en los resultados anteriores, resaltar un modelo del régimen tectónico de la región.

## REFERENCIAS

- Egred, J. 1988. *Terremoto de la Provincia del Napo, Marzo 5, 1987*. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, 56.
- Espinosa, A.F. 1979. *Geologic Hazards*. Pp 119-144 in *Energy Resources of Peru* U.S. Geological Survey Project Report: Peru Investigations (IR) PE-6.
- Espinosa, A.F., R. Husid, y A. Quesada. 1976. *Intensity distribution and source parameters from field observations of the February 4, 1976, Guatemala earthquake*. Pp 52-66 in *The Guatemalan Earthquake of February 4, 1976, a Preliminary Report*. A.F. Espinosa, ed. U.S. Geological Survey Professional Paper 1002.
- Hall, M y C. Wood. 1985. *Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes*. *Geology* 13:203-207.
- Heaton, T.H. y S.H. Hartzell. 1986. *Source characteristics of hypothetical subduction earthquakes in the northwestern United States* *Bulletin of the Seismological Society of America* 76:675-708.
- Kanamori, H. y K.C. McNally. 1982. *Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72:1241-1253.
- Lonsdale, P. 1978. *Ecuadorian subduction system*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 62(12):2454-2477.
- Lonsdale, P y K. Klitgord. 1978. *Structure and tectonic history of the Eastern Panama Basin* *Geological Society of America Bulletin* 89:981-999.
- Nishenko, S.P. 1989. *Circum-Pacific Seismic Potential, 1989-1999*. U.S. Geological Survey Open-File Report 89-86 126.

*Pennington, W. 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. Journal of Geophysical Research 86:10753-10770.*

*Pilger, R. 1983 Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. American Geophysical Union, Geodynamics Series 11.113-125.*