

CODIFICACIÓN SISMOLÓGICA DE UN SEGMENTO DE LA FALLA CAUCA – ALMAGUER Y SUS APLICACIONES EN EL DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA

por

Alejandro Chica Sánchez¹, Javier A. Buitrago Giraldo²⁻³, Gaspar Monsalve Mejía³⁻³,
Julián E. Morales Rivas²⁻⁴

Resumen

Chica A., JA. Buitrago, G. Monsalve & JE. Morales: Codificación sismológica de un segmento de la falla Cauca – Almaguer y sus aplicaciones en el departamento de Antioquia. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **27**(102): 53-69. 2003. ISSN 0370-3908.

La codificación de los planos de falla tiene como objetivo principal proponer una nueva posibilidad para la ubicación de focos sísmicos. Para ello es preciso construir una malla regular de hipocentros supuestos, sobre el plano de falla, para hacer la búsqueda del rayo sísmico más rápido y directo, que viaja desde cada foco hasta un sismógrafo dado. Este procedimiento se lleva a cabo para un mínimo de tres sismógrafos, de manera que se pueden elaborar mapas sobre el plano de falla de isolíneas de tiempo de llegada a cada uno de los tres sismógrafos. En consecuencia, también pueden elaborarse mapas de isolíneas de diferencias de tiempo de llegada entre parejas de sismógrafos sobre el plano de falla. Al superponer dos de estos mapas de diferencia de tiempo se obtiene la localización de un sismo generado en dicho plano. Una aplicación importante es el estudio de la atenuación de la energía sísmica en el recorrido y en las fronteras entre medios.

Palabras clave: Falla, Rayo, Codificación, Refracción, Isolínea, Atenuación.

Abstract

The main objective of the codification of fault planes is to look for a new possibility in terms of location of seismic sources. In order to achieve this, it is necessary the construction of a regular grid

¹ alchisan@epm.net.co. Profesor Asociado, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

²⁻³ Ingenieros Geólogos, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. jbuitre@yahoo.com

³ gasparmonsalve@hotmail.com

⁴ julianmorales@reuna.edu.co

of assumed hypocenters on the fault plane. One of the key steps of the method is the search of the fastest seismic ray that travels between a specific hypocenter and a given seismograph. This method should be used with a minimum of three seismographs, so that it is possible to make maps of arrival time isolines for each seismograph. In consequence, it is also possible to make maps of isolines of differences in arrival times between two seismographs. Those maps should be also on the fault plane. When two maps of time differences are placed one above another, one can locate the possible hypocenter of an event that was originated on the studied fault plane. An important application is the study of the attenuation of seismic energy, utilizing a similar methodology to the one used for the codification, and including the calculation of the attenuation that takes place during the course of the seismic ray inside a specific rock and at the boundaries between two different media.

Key words: Fault, Ray, Codification, Refraction, Isoline, Attenuation.

Introducción

Para estudios de amenaza potencial y riesgo sísmico es necesario contar con modelos analíticos que permitan una buena aproximación al fenómeno sísmico, con miras a un adecuado control y monitoreo de las sismofuentes. En contraste con los métodos usuales de localización de hipocentros, que asumen una corteza homogénea e isotrópica, el proceso de codificación de planos de falla se apoya en la modelación tridimensional de la geología de una región. Esta consideración implica diferentes comportamientos de las ondas mecánicas generadas en un sismo, dependiendo de la litología por la cual viajan, que se ven reflejados en las variaciones de la velocidad de propagación de las ondas compresionales (V_p). Este procedimiento permite por tanto localizar el hipocentro, conocer las unidades litológicas atravesadas por los rayos y cuantificar la pérdida de energía para los rayos más rápidos y

directos (primeras llegadas). La presentación y explicación detallada del método se encuentra en **Chica** (2001).

El presente artículo, elaborado con base en la experiencia de un trabajo de grado en Ingeniería Geológica (**Buitrago et al**, 2001), expone los resultados obtenidos al aplicar esta metodología al segmento más norte de la falla Cauca – Almaguer en el departamento de Antioquia, noroccidente de Colombia; dicha falla corresponde a la traza más occidental del sistema Cauca – Romeral. La Figura 1 ilustra la localización de la zona de estudio.

El proceso completo de codificación sismológica se resume en los siguientes pasos.

Modelo de corteza

La realización del modelo de corteza involucra características litológicas y tectónicas regionales y locales, de tal forma que puedan simplificarse al máximo la forma, extensión y ubicación espacial de cada una de las principales unidades litológicas y fallas dentro de la zona de estudio. Las principales características consideradas se resumen a continuación.

Rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias presentes en la región de interés se encuentran agrupadas en las siguientes unidades (se incluyen las secuencias volcano – sedimentarias). La nomenclatura que aparece enseguida de cada unidad se basó en la utilizada en el Mapa Geológico del Departamento de Antioquia, Ingeominas (**González**, 1996):

- Formación San Luis (Kissi)
- Formación Abejorral (Kisa)
- Formación San Pablo (Kisp y Kivp)
- Complejo Quebradagrande (Kisqg y Kivqg)

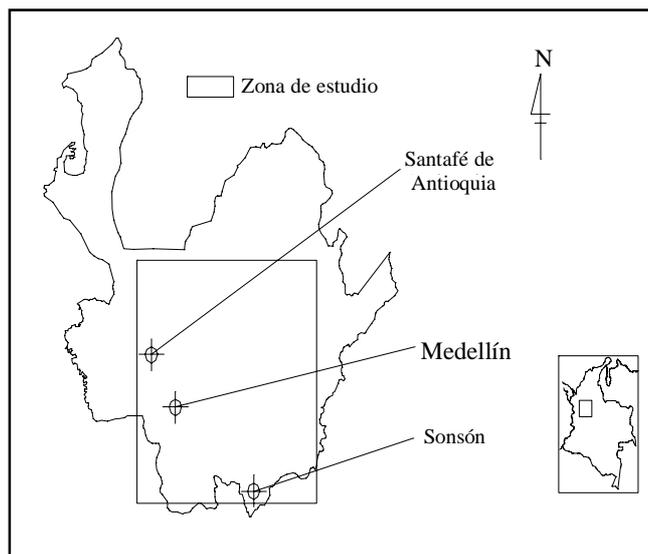


Figura 1. Localización de la zona de estudio

- Formación Barroso (Kslb y Ksvb)
- Formación Penderisco Miembros Urrao y Nutibara (Ksu y Ksn)
- Formación Amagá (Ngas, Pgam, Pgai)
- Formación Combia (Ngc)

En general estas rocas sedimentarias presentan litologías variables desde arcillolitas hasta conglomerados, aglomerados, tobas y en algunos casos se presentan además derrames lávicos y diques. De estas unidades, muchas reposan sobre las rocas metamórficas que componen el núcleo de la Cordillera Central y en algunas se observan efectos térmicos producto de las intrusiones de cuerpos como el Batolito Antioqueño y el Batolito de Sonsón. Las Formaciones Barroso y Penderisco, de afinidad oceánica, constituyen la mayor parte de la Cordillera Occidental.

Rocas metamórficas

Dentro de la zona de estudio, las rocas metamórficas constituyen la litología más abundante. Con base en los numerosos estudios realizados (**Maya et al**, 1995; **González**, 1980; **McCourt et al**, 1984; **Restrepo et al**, 1982) se ha llegado a la conclusión que estas rocas forman el núcleo de la Cordillera Central y constituyen un cinturón con tendencia regional aproximadamente S – N. A raíz de la constante actividad tectónica que se ha desarrollado en esta zona, los buzamientos de los paquetes rocosos son muy variables, tanto en ángulo como en dirección; los efectos dinámicos producto de dicha actividad son también abundantes.

Las rocas metamórficas de la Cordillera Central han sido agrupadas en dos unidades principales:

- Complejo Cajamarca (Pzni, Pz, Pzm, Pzes, Pzev, Pzq, Pza, Pznf, Pznl y Pegr)
- Complejo Arquía (Kica)

La separación de estos dos paquetes metamórficos se ha realizado con base en consideraciones de tipo geológico y geocronológico que muestran diferencias en las condiciones de formación de cada una de ellas. Las rocas que se encuentran dentro de estas unidades varían desde rocas de grado de metamorfismo bajo a medio (metasedimentitas y esquistos) hasta rocas de grado alto a muy alto (anfíbolitas, granulitas y migmatitas).

Rocas ígneas

Debido a su extensión sobresalen principalmente el Batolito Antioqueño y, en menor medida, el Batolito de

Sonsón. En general se trata de cuerpos intrusivos principalmente de afinidad granítica. También se presentan en menor proporción algunos cuerpos máficos y ultramáficos como gabros y dunitas, que corresponden más a emplazamientos tectónicos que a intrusiones propiamente dichas. Las principales unidades de carácter ígneo son:

- Batolito de Sonsón (Jts)
- Diorita de Pueblito (Kidp)
- Batolito de Sabanalarga (Ksts)
- Batolito Antioqueño (Ksta)

La composición mineralógica de estos cuerpos permite clasificarlos en una amplia gama, desde granodioritas hasta cuarzomonzonitas, tonalitas y gabros.

Principales fallas y sistemas de falla.

En los dominios de la Cordillera Central en el departamento de Antioquia se tienen importantes sistemas de falla que afectan ambos flancos de la cordillera. Entre ellos sobresalen el sistema de Fallas de Palestina, que se encuentra en el oriente, y el sistema de Fallas de Cauca – Romeral, que se encuentra en la parte más occidental y que regionalmente separa lo que es corteza continental al este, formada por las rocas metamórficas de la Cordillera Central, y corteza oceánica al oeste, formada por rocas ígneas básicas y ultrabásicas acompañadas de rocas sedimentarias de afinidad oceánica que componen la Cordillera Occidental. Es interesante anotar que la complejidad de las estructuras presentes en gran parte del departamento de Antioquia son un claro reflejo de la continua y prolongada actividad tectónica que se ha desarrollado en la región; actividad que según **Álvarez** (1983), “ha reactivado y en algunos casos reorientado muchas de las estructuras preexistentes”. Las características más importantes de las principales fallas y zonas de falla se resumen a continuación.

- Zona de falla de Palestina: Tiene rumbo N10° - 20°E. Constituye una zona de debilidad de 0.5 a 30 kilómetros de ancho. Las fallas de este sistema que afloran en la zona de estudio son: Palestina, Norcasia, Cocorná, Chupadero y Aquitania, que probablemente se entrelazan en profundidad formando lo que se conoce como “cola de caballo”. La zona es de unos 500 kilómetros de longitud, corta la esquistosidad regional y las rocas comprendidas entre la parte media de la Cordillera Central (Nevado del Ruiz) y la estribación oriental de esta Cordillera (Valle del Magdalena) extendiéndose al norte hasta la Serranía de

San Lucas. Su tasa de movimiento, medido a partir de desplazamientos en superficies de erosión, se estima en 0.2 mm/año.

- Zona de Falla de Cauca – Romeral: La principal zona de debilidad en Colombia se encuentra en la zona de Falla Cauca - Romeral, que junto con sus prolongaciones al norte (por debajo de los sedimentos terciarios de la Costa Atlántica) constituyen la llamada zona de cizallamiento Dolores, la cual se extiende por más de 1000 km desde el Ecuador hasta Barranquilla. Regionalmente la dirección preferencial de este sistema es S – N, variando a NNE y donde sobresalen las fallas Cauca – Almaguer (que corresponde al límite occidental del sistema y que incluye la Falla Sabanalarga), Silvia – Pijao [que corresponde a parte de lo que **Grosse** en 1926, denominó Falla Romeral), y la falla San Jerónimo [que corresponde al límite oriental del sistema y la cual es conocida hacia el sur como falla Aranzazu – Manizales (**Maya et al**, 1995)].
- Falla Cauca - Almaguer: Esta falla del sistema Cauca – Romeral comprende los tramos denominados Sabanalarga y Cauca Oeste (**Page**, 1986, **Maya et al**, 1995). Es una falla inversa con componente sinistral, que desplaza el plutón de Sabanalarga por más de 25 km. Sus principales expresiones geomorfológicas son boquerones, valles angostos y segmentos rectos de corrientes (entre las que se incluye el río Cauca). Al oeste de estas fallas se encuentran rocas verdes cretáceas, mientras que al este se hallan esquistos verdes, neises y rocas graníticas, que muestran en mayor o menor medida efectos dinámicos. También afecta sedimentos terciarios de las Formaciones Amagá y Combia, que la cubren parcialmente en el extremo sur de la zona de trabajo. Los múltiples segmentos de esta falla varían en rumbo de N15°E a N15°W, presentando buzamientos fuertes bien sea al este o al oeste (**Page**, 1986).
- Fallas de Santa Rita: Aunque usualmente son cartografiadas como una sola falla en realidad se trata de dos: la falla Santa Rita Oeste y la Falla Santa Rita Este. La separación entre ambas es de 2 km al sur y 10 km al norte, cerca de Tarazá. Son fallas de bajo grado de actividad.
- Falla Espíritu Santo: Es una de las principales fallas de la Cordillera Central. Se extiende 300 km en dirección noreste a partir de la falla Sabanalarga, cerca de Liborina. En el norte desaparece, enterrada por sedimentos terciarios, aunque muy posiblemente se proyecte hacia el Magdalena a lo largo de la

cuenca del Bajo Cauca. Usualmente es considerada una prolongación del sistema Romeral; sin embargo, tiene diferencias importantes en cuanto a dirección y rocas afectadas.

Otras fallas presentes dentro de la zona de estudio, pero de menor importancia para los objetivos del mismo, son:

- Falla Arma
- Falla Tonusco
- Falla Cañasgordas
- Falla Herradura
- Falla San Ruperto
- Falla Encarnación
- Falla Portachuelo

Marco Tectónico regional.

En la esquina noroccidental de Sudamérica, donde se ubica Colombia, confluyen tres importantes placas tectónicas: Nazca, Caribe y Suramérica, por lo que se considera como una zona de alta sismicidad. La placa de Nazca, que subduce a la Suramericana a lo largo de la zona de Benioff, se mueve a una velocidad entre 40 y 100 mm/año (**Wortel**, 1984) y buza hacia el este en ángulos variables así: 30° al Sur de la latitud 3.5°N, 25° entre las latitudes 3.5°N y 6.5°N, 15° entre las latitudes 6.5°N y 8.5°N, cesando por completo el proceso al Norte de 8.5°N. La placa de Nazca se halla en contacto transcurrente con la placa Caribe, es decir, que sólo se mueve en sentido W - E sin levantarse ni hundirse, por lo que su proceso de subducción termina en cercanías a Panamá. Las placas Suramérica y Caribe se desplazan ambas hacia el oeste, pero la primera lo hace a una tasa mayor (20 mm/año aproximadamente), lo que genera también un movimiento relativo entre ambas. Los resultados de la combinación de estos movimientos y de los esfuerzos que generan son: acortamiento de la corteza acompañado por un levantamiento de las montañas, subsidencia de cuencas, fallamiento y plegamiento.

En el marco global, las rocas de la corteza oceánica (basalto, gabro, grawaca) ocurren en la parte occidental de Colombia (Cordillera Occidental), y las rocas de la corteza continental (granito, neis, arenisca cuarzosa) se presentan en el oriente (Cordilleras Central, Occidental y Llanos). En el Océano Pacífico la discontinuidad de Mohorovicic, entre el manto y las rocas de la corteza está a profundidades de 10 a 20 kilómetros. A lo largo de la margen occidental de Colombia, por debajo de la cordi-

llera del mismo nombre, el Moho es más profundo y varía entre 20 y 30 kilómetros. Por debajo del continente suramericano, el Moho está a profundidades mayores de 25 kilómetros y su punto más profundo (40 a 50 kilómetros) se halla debajo de las Cordilleras Central y Oriental.

Es claro pues que para la esquina noroccidental de Suramérica las fuentes sísmicas más importantes son la zona de subducción de Nazca bajo Sudamérica y las grandes fallas S - N generadas al irse acrecionando distintos terrenos al borde de Suramérica. Se pueden distinguir tres zonas generadoras de sismos: la corteza continental poco profunda, la zona de subducción poco profunda y la zona de subducción profunda, cuya actividad sísmica predomina históricamente. Los mecanismos focales de los sismos tierra adentro sugieren que fueron producidos por fallas inversas con deslizamiento izquierdo (sistema Cauca - Romeral; Page, 1986). La zona de falla de Romeral es la más grande del noroccidente de Colombia y su disposición es subparalela a la zona de subducción costanera.

Integración de la información y modelación.

Con base en la información geológica disponible producto de los estudios realizados anteriormente por otros autores y con los pocos datos geofísicos existentes para esta escala de trabajo, se procedió a realizar una serie de perfiles a partir del Mapa Geológico del Departamento de Antioquia 1996, escala 1:400.000 y sobre los cuales se fue asignando una forma geométrica coherente, con interpretaciones personales, a cada uno de los cuerpos en profundidad al igual que a las fallas. La Figura 2 ilustra uno de estos perfiles base. El modelo de corteza anisotrópica se exten-

dió hasta una profundidad de 15 km a partir de esta profundidad se tomaron dos capas horizontales isotrópicas cada una con un espesor de 10 km debido a que las condiciones de presión y temperatura existentes en estos rangos de profundidad eliminan prácticamente cualquier anisotropía litológica. En estos perfiles se puede observar cómo el Batolito Antioqueño es la unidad rocosa más sobresaliente y se encuentra intruyendo las rocas metamórficas que forman el núcleo de la Cordillera Central. Para efectos del presente trabajo se asumieron como cuerpos conectados con el Batolito Antioqueño los Stocks de Altavista y Ovejas, considerándolos como facies de borde y que difieren del cuerpo principal debido a reacciones con la roca caja ocurridos al momento de la intrusión o a procesos de diferenciación en alguno de los pulsos magmáticos que dieron origen al cuerpo principal. En la parte occidental, en límites con la Cordillera Occidental, se observa la disposición en forma de cabalgamiento del Complejo Quebradagrande, Complejo Arquía y las Metasedimentitas de Sinifaná (posibles terrenos independientes acrecionados mediante procesos de obducción), cada uno de los cuales se encuentra en contacto fallado dentro de lo que se conoce como el sistema de fallas de Cauca - Romeral. A continuación, en las Tablas 1 y 2, se muestra en resumen cada una de las tendencias con las que se definieron las diferentes fallas y unidades rocosas:

Una vez se tiene elaborado el modelo simplificado de corteza, en el cual los contactos entre las distintas unidades litológicas han sido aproximados a planos, puede procederse a la codificación propiamente dicha del plano de falla. Esta *codificación* consiste en obtener una distribución sobre el plano de falla de los tiempos de llegada de

Tabla 1. Buzamientos y profundidades de las principales fallas de la zona (Buitrago *et al.*, 2001)

Falla	Buzamientos	Profundidad máxima (respecto al nivel de cero)	Observaciones
Fallas Tonusco y Mistrató - Cañasgordas	70°W 40°W 20°W 10°W	3 Km. 13 Km. 20 Km. Indefinida	
Falla Cauca - Almaguer	70°W 40°W 20°W 10°W	3 Km. 13 Km. 20 Km. Indefinida	Para el cálculo de buzamientos aparentes se supone de rumbo S-N
Otras fallas del sistema Cauca - Romeral	70°W 40°W 20°W 10°W	3 Km. 13 Km. 20 Km. Indefinida	
Falla Chupadero	80°E	Indefinida	
Falla Aquitania	80°E	Indefinida	Límite occidental de uno de los intrusivos néisicos

Tabla 2. Actitudes de las principales unidades litológicas de la zona de estudio (Buitrago *et al*, 2001)

Unidad Litológica	Buzamiento de su contacto W	Prof. Máxima (Km)	Buzamiento de su contacto E	Prof. Máxima (Km)	Observaciones
Formación Penderisco	70°W	3	70°W	3	
Miembro Urrao	40°W	13	40°W	13	
	20°W	15	20°W	15	
Formación Barroso y Capa ultramáfica	70°W	3	70°W	3	
	40°W	13	40°W	13	
	20°W	15	20°W	15	
Batolito de Sabanalarga	30°E		37°W		Su profundidad máxima la define la intersección de sus contactos con la Falla Cauca – Almaguer.
Complejo Arquía	70°W	3	70°W	3	
	40°W	13	40°W	13	
	20°W	15	20°W	15	
Metasedimentitas de la Sinifaná	70°W	3	70°W	3	
	40°W	8	40°W	6	
Diorita de Pueblito	70°W	11	37°W	11	Sus contactos son fallados.
	40°W				
Complejo Quebradagrande	70°W	3	70°W	3	Su miembro sedimentario se encuentra en la parte superior, con profundidad máxima de 2 Km.
	40°W	10	40°W	8	
Gabro de San Francisco	70°W	3	70°W	3	
	40°W	8	40°W	8	
Formaciones Amagá y Combia	40°E	2	40°W	2	
Complejo Cajamarca	70°E	15	70°E	15	Incluye esquistos, anfíbolitas, cuarcitas, granulitas y neises.
Batolito Antioqueño	65°E	5	65°W	5	Sus contactos al Norte y al Sur se consideran idénticos, conservando su tendencia a converger en profundidad.
	15°E	14	25°W	14	
	25°E	15	25°W	15	
Batolito de Ovejas y Stock de Altavista	65°E	5	70° E		Su límite al E lo definen las anfíbolitas del Complejo Cajamarca.
	15°E	14		15	
	25°E	15			
Stocks Honda, Buey y Amagá	65°E		65°W		Su profundidad máxima la define el punto de intersección de sus contactos E y W.
Cúpula de La Unión y Stock de Aquitania	65°E		65°W		Su profundidad máxima la define el punto de intersección de sus contactos E y W.
Neises intrusivos	80°E		80°W		Su profundidad máxima la define el punto de intersección de sus contactos E y W.
Formación Abejorral	80°E	2	80°E		Su límite E lo define la falla que limita el neis intrusivo contiguo al W
Batolito de Sonsón	75°E	4	75°E	4	Sus contactos al Norte y al Sur se consideran idénticos, conservando su tendencia a converger en profundidad.
	20°E	6	20°E	6	
	80°E	15	80°E	15	
Formación San Pablo	80°E	2	80°W	2	
Formación San Luis	80°E	2	80°E	2	Su límite Este lo define la Falla Aquitania
Metasedimentitas de Aquitania	80°E	4		6	Su límite Este lo definen las fallas que limitan un neis intrusivo

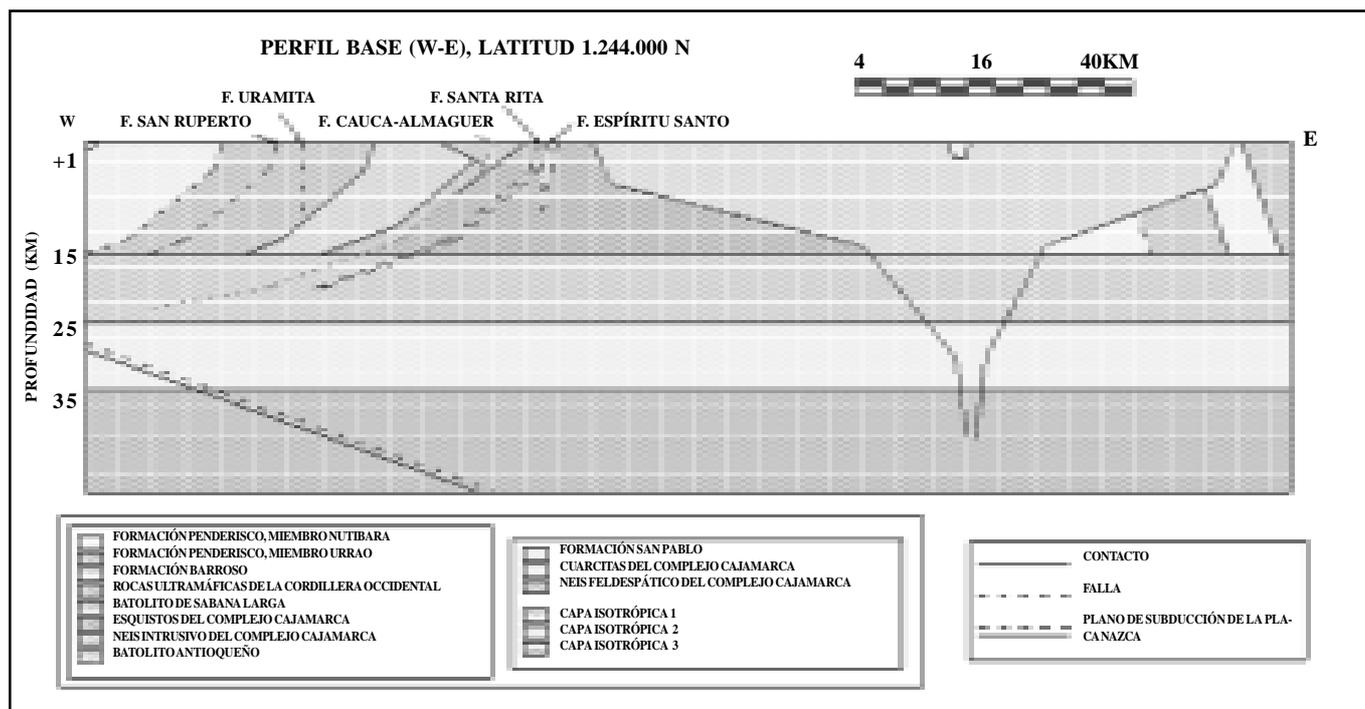


Figura 2. Perfil lito – estructural base, norte del departamento de Antioquia

los rayos sísmicos generados a partir de una serie de puntos o hipocentros distribuidos sobre dicho plano; este proceso se realiza considerando las llegadas de los rayos más rápidos y directos a cada uno de los tres sismógrafos (como mínimo) necesarios para la codificación.

El primer paso consiste en poligonalizar el mapa de formaciones superficiales de la zona en cuestión. Se trata simplemente de aproximar los contactos en superficie a tramos de recta; dichas rectas son el resultado de la intersección entre los planos de contacto de las unidades (o los planos de falla) y un plano horizontal (correspondiente a la superficie). El objetivo de este procedimiento es determinar la extensión superficial de cada una de las litologías presentes en la zona de trabajo y las direcciones predominantes de las principales fallas. En nuestro caso, el nivel de superficie se encuentra a +1.000 msnm, representando un nivel medio o de compensación topográfica. El mapa poligonalizado, que se presenta simplificado en la Figura 3, se construyó con base en el mapa geológico del departamento de Antioquia de Ingeominas 1996, escala 1:400'000.

Con el mapa poligonalizado se procede a elaborar la malla de perfiles lito - estructurales que permitirán codificar la falla en cuestión. Para ello se localizan en planta los

sismógrafos que se usarán (al menos 3). En este caso, debido a la poca densidad de la Red Sismológica Nacional en la zona, sólo se utilizaron dos sismógrafos de dicha red (Santa Helena y Norcasia); el tercer sismógrafo debió suponerse hipotético, ubicado en cercanías al municipio de Maceo (Figura 3). Los perfiles generados a partir de este último sismógrafo cortan las unidades litológicas de forma transversal (en sentido E – W) por lo que su ubicación es óptima. El uso de otros sismógrafos de la Red (por ejemplo, Nevado del Tolima) hubiese aumentado notablemente la dificultad para realizar el procedimiento de codificación debido a su ubicación respecto al plano de falla estudiado.

Con los 3 sismógrafos ubicados en la planta, se definen sobre el plano de falla los hipocentros, a las profundidades designadas y se proyectan a superficie. La unión de cada uno de estos puntos (epicentros) con cada uno de los sismógrafos constituye entonces la malla de perfiles. El trabajo puede simplificarse si los hipocentros se definen a partir del sismógrafo mejor ubicado, de tal manera que en cada perfil a partir de este sismógrafo (en nuestro caso, Maceo) aparezcan los hipocentros correspondientes a cada rango de profundidad.

Debido a la forma asignada a la falla a codificar (inversa de bajo ángulo) las profundidades de trabajo usadas

fueron desde 5 km (hipocentros tipo a) hasta 21 km (hipocentros tipo e), aumentando cada 4 km.

Los perfiles lito - estructurales elaborados (110 en total) reflejan, en mayor o menor medida, el modelo de corteza propuesto. Se destacan, entre otras, las siguientes características:

- Forma convergente hacia profundidad del Batolito Antioqueño.
- Núcleo de la Cordillera Central esencialmente metamórfico (esquistos, granulitas y anfibolitas).
- Carácter obductivo y afinidad oceánica de las rocas que conforman la Cordillera Occidental.
- Anisotropía litológica hasta 15 km de profundidad (condiciones de presión y temperatura correspondientes a metamorfismo de alto grado).

Luego de haber elaborado cada uno de los perfiles definidos para la codificación, se procede al rastreo de los rayos sísmicos más rápidos y directos entre el hipocentro y el sismógrafo, en cada uno de los perfiles realizados. Esto se hace usando un programa de computador (**Chica**, 1999) basado en la ley de Snell, y que usando las velocidades de onda P de cada uno de los medios rocosos involucrados en el perfil determina cuál es el rayo sísmico que llega en menor tiempo al receptor (sismógrafo) e informa qué unidades litológicas atravesó dicho rayo y los ángulos de entrada y de salida en cada una de las interfaces.

En la Tabla 3 se encuentran los datos de velocidad de onda P utilizados para el proceso de codificación, tomados de **Press** (1967) y por **Lay & Wallace** (1995) y que corresponden a promedios de velocidad procedentes de ensayos de laboratorio sobre rocas de diferentes partes del mundo, ya que a nivel local no existe información disponible. Es importante notar que la velocidad asignada depende de la litología representativa del cuerpo, que las presiones de trabajo consideradas fueron de 2 Kb (nivel promedio correspondiente a 6.6 km de profundidad) y que a profundidades mayores de 5 km la velocidad de onda P prácticamente es independiente de los cambios en la presión y temperatura (**Press**, 1967).

Los resultados obtenidos en el rastreo de los rayos se presentan en la Tabla 4. La Figura 4 muestra un perfil con los 5 hipocentros y los rayos sísmicos más rápidos y directos que viajan hasta el sismógrafo estudiado, en este caso, el de Maceo.

Tabla 3. Velocidad de onda P de las principales unidades litológicas en la zona de estudio (Tomado de **Press**, 1967 y **Lay & Wallace**, 1995)

UNIDAD	LITOLOGÍA	Vp (km./s)
Batolito Antioqueño	Granodiorita	6.44
B. de Sabanalarga	Tonalita	6.43
Diorita de Pueblito	Dorita	6.1
Stocks Adamelíticos	Cuarzomonzonita	6.11
Gabros de Romeral	Gabro	7.06
Cm. Cajamarca	Esquistos	6.87
Cm. Arquía	Esquistos	6.96
Metased. de Sinifaná	Pizarras	5.91
Cuarcitas	Cuarcitas	6.15
Neis Intrusivo	Neis granítico	6.07
Neis Feldespático	Neis	6.06
Grupo El Retiro	Granulitas	7.25
Anfibolitas	Anfibolitas	7.21
Complejo Quebradagrande	Lutitas	3.5
	Basaltos	6.63
Fm. Barroso	Lutitas y basaltos	5.07
Rocas ultramáficas		7.2
Capa Isotrópica 1		7.5

Como se puede observar (Tabla 4), en algunos casos no existe un rayo sísmico más rápido y directo entre el hipocentro y el sismógrafo. Esto se debe básicamente a que ocurren refracciones imposibles al pasar de un medio de menor a uno de mayor velocidad (refracción crítica según el ángulo de incidencia), o a que la forma de los cuerpos litológicos actúa como una barrera que desvía los rayos directos a zonas anteriores o posteriores a la localización del sismógrafo mismo.

Con base en la Tabla 4 pueden construirse 2 tipos de mapas sobre el plano de falla estudiado: mapas de tiempo de llegada de los rayos sísmicos a un receptor (Figura 5) y mapas de diferencias de tiempos de llegada entre dos sismógrafos dados (Figura 6).

La forma de las isóneas en los mapas de tiempos de llegada refleja cierta regularidad en tales valores, mostrando los valores más bajos en cercanías al sismógrafo y un aumento proporcionado del tiempo con la distancia, por lo que las isóneas se curvan y su concavidad apunta hacia el sismógrafo.

Como se observa en dichas figuras, los mapas están elaborados sobre el plano de falla Cauca - Almaguer. Las isóneas corresponden bien sea a tiempos de llegada de las ondas directas al sismógrafo o a diferencias de tiempos de llegada entre dos sismógrafos. Para la localización de un hipocentro dado se deben conocer los tiempos de llegada de la primera onda directa al menos a tres sismógrafos, de manera análoga a los métodos usuales. Con es-

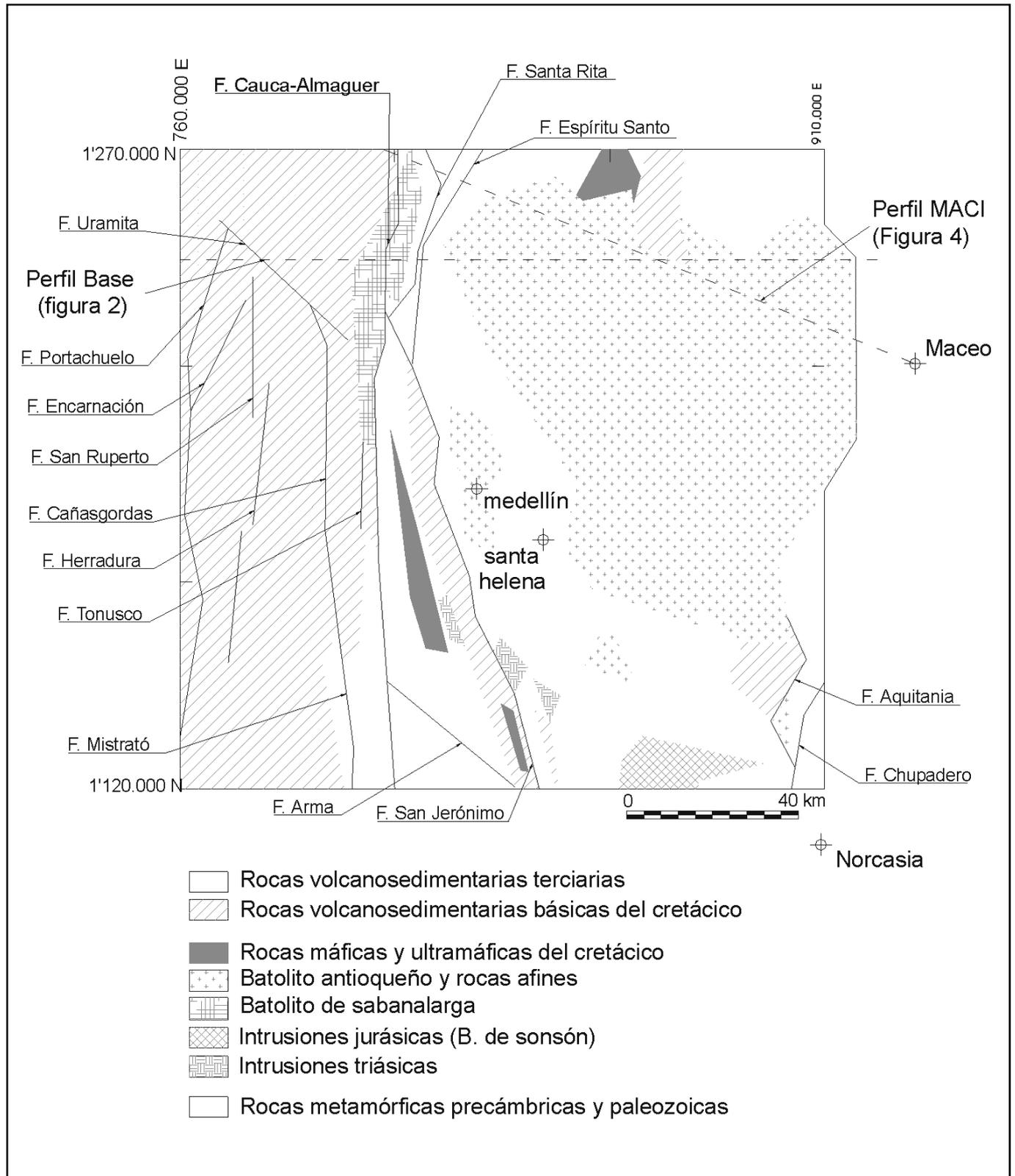


Figura 3. Mapa poligonalizado simplificado del centro del departamento de Antioquia (Modificado de **Buitrago et al.**, 2001)

Tabla 4. Tiempos de llegada (en segundos) de los rayos sísmicos más rápidos y directos a cada uno de los hipocentros analizados. (Buitrago *et al*, 2001)

Hipocentro	HEL	MAC	NOR
1-a	13.99	20.35	29.21
1-b	14.66	20.94	No llega
1-c	No llega	21.63	No llega
1-d	16.2	22.35	No llega
1-e	17.6	23.98	No llega
2-a	12.03	19.67	26.64
2-b	12.84	20.32	No llega
2-c	13.36	21.01	27.62
2-d	14.31	21.58	No llega
2-e	No llega	23.16	No llega
3-a	11.03	19.56	No llega
3-b	11.36	20.18	No llega
3-c	11.83	20.87	No llega
3-d	No llega	21.45	No llega
3-e	No llega	23.00	No llega
4-a	9.37	19.36	No llega
4-b	9.73	19.83	23.69
4-c	10.20	20.65	24.24
4-d	11.24	21.25	No llega
4-e	12.5	22.77	No llega
5-a	8.41	19.65	22.54
5-b	8.86	No llega	22.57
5-c	9.37	20.54	23.16
5-d	10.27	21.56	23.44
5-e	11.62	22.84	No llega

Hipocentro	HEL	MAC	NOR
6-a	19.9	7.11	21.03
6-b	No llega	No llega	21.43
6-c	21.06	8.26	21.76
6-d	21.57	9.38	22.22
6-e	23.02	10.71	No llega
7-a	20.1	6.38	19.81
7-b	No llega	No llega	20.07
7-c	21.44	7.65	20.57
7-d	22.01	8.71	No llega
7-e	23.93	10.35	No llega
8-a	No llega	6.15	18.52
8-b	No llega	6.98	18.86
8-c	21.91	7.6	19.29
8-d	22.51	8.9	19.55
8-e	21.12	10.49	No llega
9-a	No llega	6.6	17.65
9-b	21.86	7.47	17.86
9-c	22.6	No llega	18.33
9-d	23.28	9.41	No llega
9-e	25.02	11.2	No llega
10-a	22.2	No llega	16.44
10-b	22.91	8.63	16.81
10-c	23.74	9.23	17.31
10-d	24.34	10.61	17.73
10-e	26.04	12.29	19.01

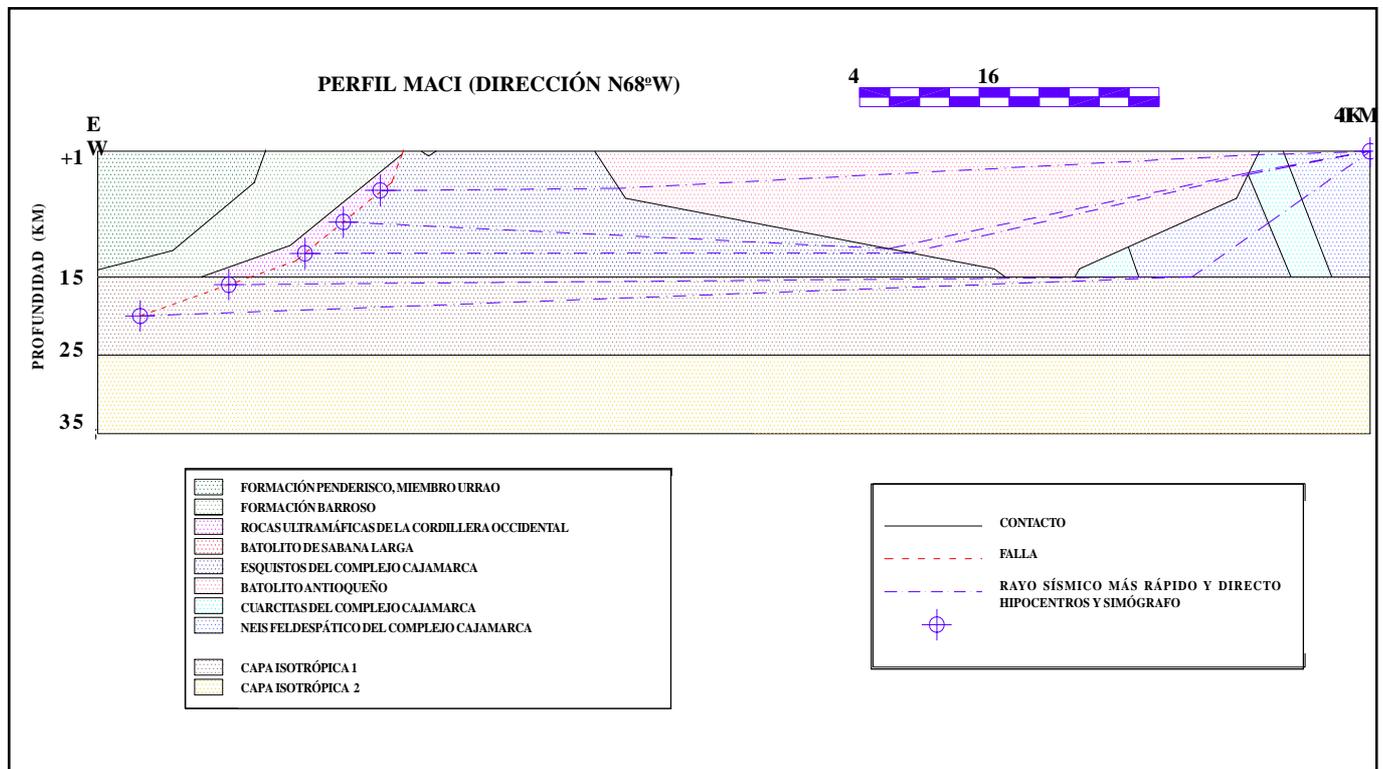


Figura 4. Perfil lito – estructural Maceo 1 (hipocentros “a” a “e”) mostrando los rayos sísmicos más rápidos y directos desde cada hipocentro al sismógrafo (arriba a la derecha).

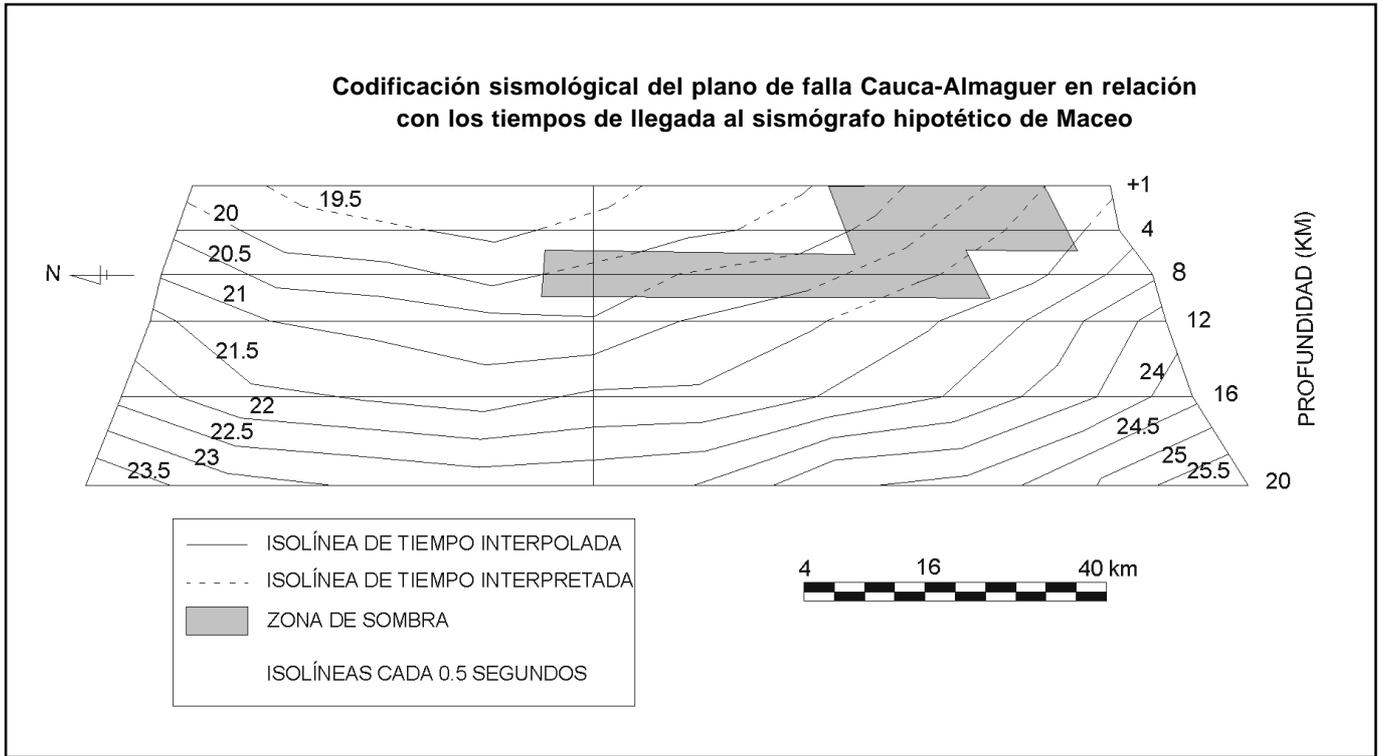


Figura 5. Mapa de tiempos de llegada de los rayos sísmicos al sismógrafo de Maceo.

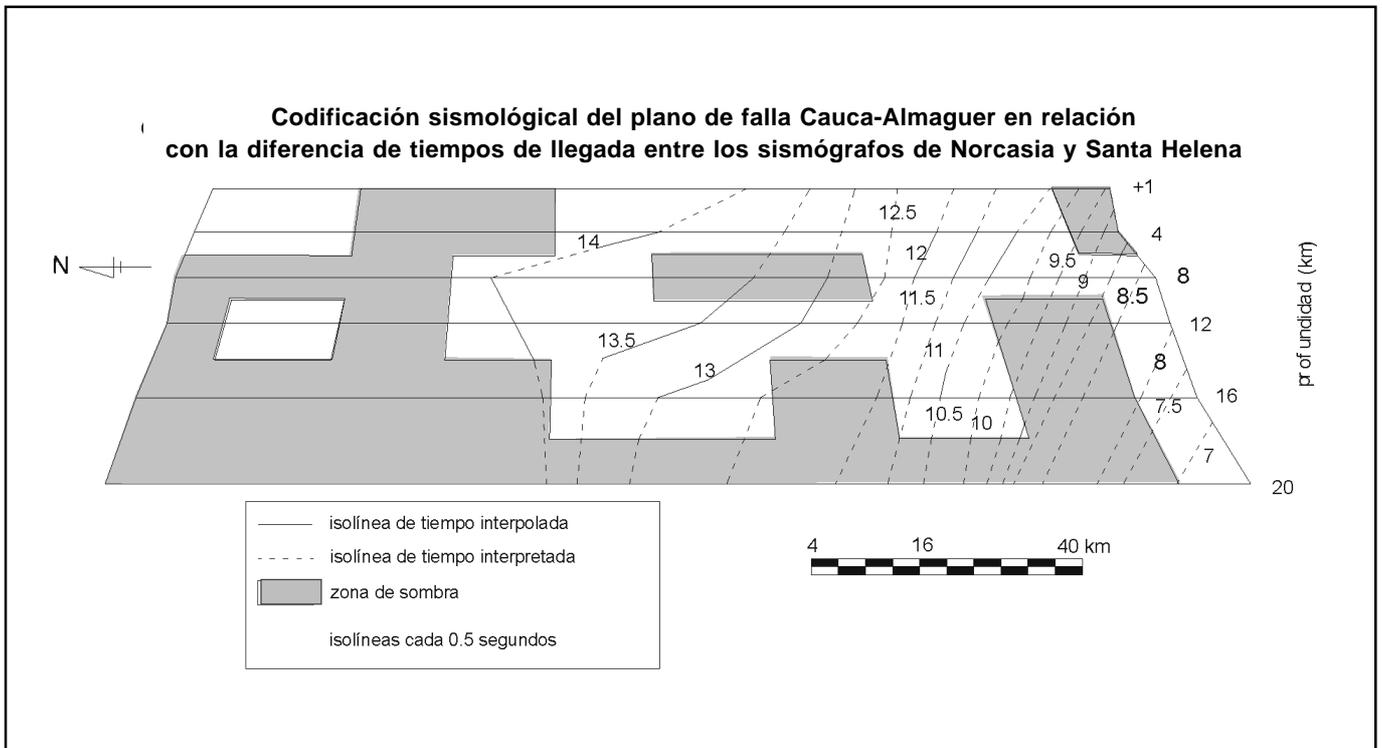


Figura 6. Mapa de diferencias de tiempos de llegada de los rayos sísmicos entre los sismógrafos de Norcasia y Santa Helena.

tos tiempos se calculan las diferencias de tiempo de llegada entre parejas de sismógrafos (tres diferencias para tres sismógrafos). Habiendo elaborado ya los mapas de diferencias de tiempos, puede conocerse la ubicación del hipocentro en el plano de falla al encontrar la intersección entre las isolíneas, como se ilustra en el siguiente ejemplo:

Hora de llegada de la primera señal al sismógrafo de Maceo: 10:00:00 a.m.

Hora de llegada de la primera señal al sismógrafo de Santa Helena: 10:00:11,5 a.m.

Hora de llegada de la primera señal al sismógrafo de Norcasia: 10:00:13,5 a.m.

Si cada una de estas llegadas corresponde a frentes de onda de compresión (ondas P), el método de localización puede aplicarse determinando dos diferencias de tiempos cualquiera, por ejemplo:

$$(Santa Helena - Maceo) = 11,5 s$$

$$(Norcasia - Maceo) = 13,5 s$$

Al superponer los mapas de diferencias de tiempos (Santa Helena – Maceo) y (Norcasia – Maceo), puede determinarse el hipocentro por el cruce en las isolíneas de tiempos, como lo ilustra la Figura 7. Si se considera tam-

bién la diferencia de tiempo (Norcasia – Santa Helena), la isolínea correspondiente (diferencia de tiempo igual a 2 segundos) intersecta a las dos anteriores aproximadamente en el mismo punto ya determinado como hipocentro. Como este punto está ya definido sobre el plano de falla, se conoce fácilmente su posición (X, Y) y su profundidad.

La comparación de los resultados con datos reales resulta bastante complicada, debido a que la Red Sismológica Nacional es pequeña, limitada, no funciona correctamente de manera permanente y los sismos en ella registrados pocas veces se asocian a una falla en cuestión. Por tal motivo, se procedió a una localización de los hipocentros usando un método convencional y basándonos en los tiempos de llegada anteriormente obtenidos (Tabla 4).

Se trabajó entonces con el modelo usual de capas isotrópicas usado en Colombia, ponderando las velocidades asignadas por 2 caminos distintos: conociendo la profundidad real del hipocentro o suponiendo hipocentros someros (profundidad < 30 km). Se tomaron hipocentros que reportarán llegadas directas a los tres sismógrafos y se usó el método de los círculos alrededor de cada sismógrafo para determinar el epicentro. Los errores obtenidos respecto a la localización propuesta con el método de codificación del plano de falla oscilan entre 28.9 y 105.1 Km. Errores de tal magnitud implican problemas no sólo en cuanto a la localización sino a la correcta asignación

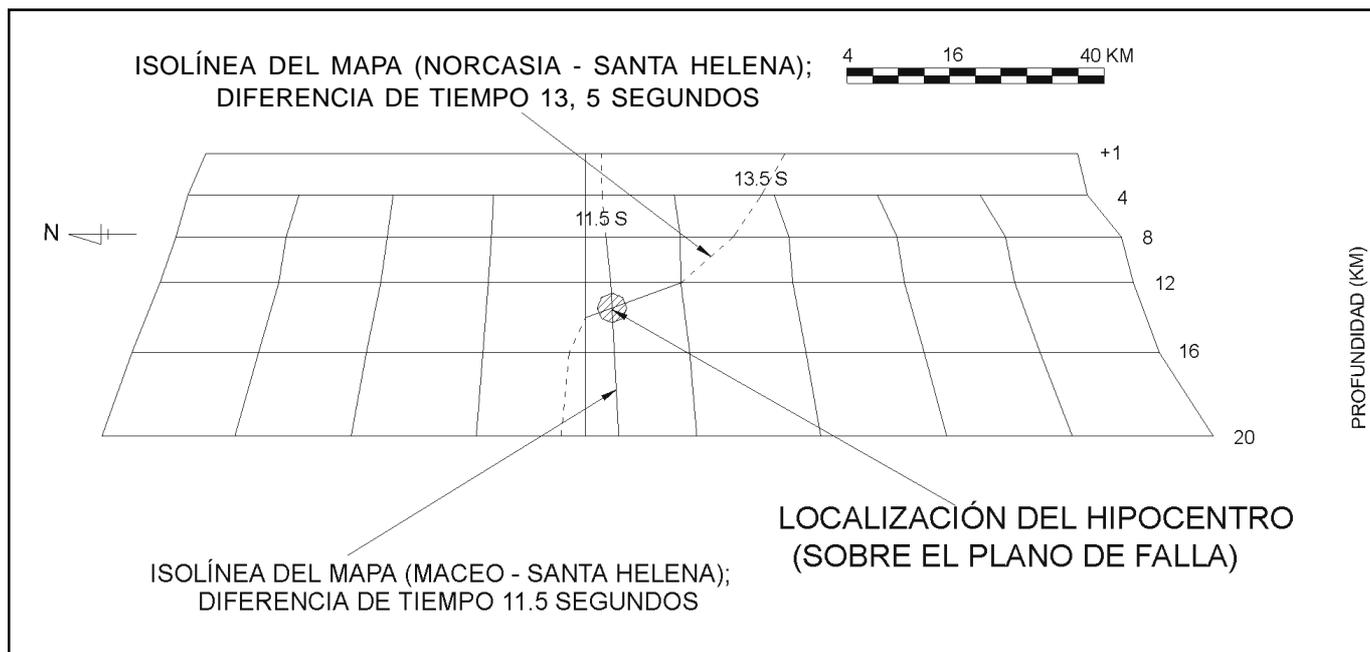


Figura 7. Ejemplo de localización de un hipocentro usando la metodología propuesta

de un sismo a una falla, y por ende a los estudios sísmicos de una zona.

Atenuación de la energía.

En el recorrido de un rayo sísmico entre un foco y la superficie del terreno, la energía que éste porta se va disipando paulatinamente. Si se consideran únicamente las atenuaciones en el rayo sísmico como tal, es necesario distinguir los dos fenómenos principales que las ocasionan: las disipaciones ocurridas durante el recorrido de los rayos en un medio rocoso en particular, considerado como homogéneo e isotrópico (pérdidas de energía debidas a la fricción) y las disipaciones ocurridas en el paso de un medio rocoso a otro.

El comportamiento de las vibraciones asociadas a un rayo sísmico que se propaga en un medio homogéneo e isotrópico, puede asimilarse al de las vibraciones de un sistema masa – resorte con amortiguamiento. El amortiguamiento en las rocas es función de una constante Q, conocida como factor de calidad de la roca (diferente al índice Q usado en geotecnia); valores altos de Q implican atenuaciones pequeñas, y viceversa. La naturaleza de este factor aún no es muy conocida; se cuenta con datos experimentales, derivados de ensayos en donde se mide la fracción de energía que se pierde por ciclo de oscilación, en

diferentes rocas sometidas a vibraciones, sean longitudinales o transversales. En este caso las que resultan de interés son las longitudinales. En general puede decirse que las rocas duras (ígneas y metamórficas de alto grado) son las que menos atenúan, mientras que las rocas blandas (sedimentarias, metasedimentarias y esquistos) presentan los valores más altos de Q (las mayores atenuaciones). La expresión que permite calcular la atenuación de la energía sísmica para un rayo durante su recorrido por un medio rocoso es la siguiente:

$$\frac{M(\tau)}{M_0} = e^{-\pi f \tau} \quad E(\tau) = \frac{M(\tau)^2}{E_0} \frac{1}{M_0^2}$$

Donde:

- E(τ)/E₀=relación de energías de la onda longitudinal respecto a la energía inicial del rayo sísmico,
- τ = tiempo que tarda el rayo en recorrer determinada roca,
- f = frecuencia de oscilación del sismo,
- M = amplitud de las oscilaciones asociadas a la onda y
- Q = factor de calidad de la roca.

Cuando un rayo que hace parte de un frente de onda longitudinal (P) incide en una frontera entre dos medios rocosos diferentes, tiene lugar una descomposición del rayo (Figura 8), y por tanto una partición de la energía sísmica. Se generan allí dos rayos reflejados y dos refractados, de manera que tanto en el medio de incidencia como en el de refracción aparece un rayo con vibraciones longitudinales (haciendo parte de un frente de onda P) y otro con vibraciones transversales (haciendo parte de un frente de onda S). Esto quiere decir que si una onda P incide en una frontera entre dos medios rocosos diferentes, se generarán tanto ondas P como ondas S, aunque en la mayoría de los casos las ondas longitudinales generadas se quedan con la mayor parte de la energía que portaba la onda longitudinal incidente.

La Figura 9 muestra cómo varía la fracción de energía correspondiente a cada una de las ondas generadas respecto a la energía que portaba la onda incidente. Los subíndices L y T hacen referencia a las ondas longitudinal y transversal refractadas y los subíndices l y t a las ondas longitudinal y transversal reflejadas, respectivamente. Se tomó como ejemplo un cambio de medio (interfaz) que aparece con frecuencia en el caso estudiado (paso de los rayos del Complejo Arquía a las Meatasedimentitas de Sinifaná). Se observa de allí que el ángulo de incidencia es un factor fundamental en la distribución de la energía sísmica. Como

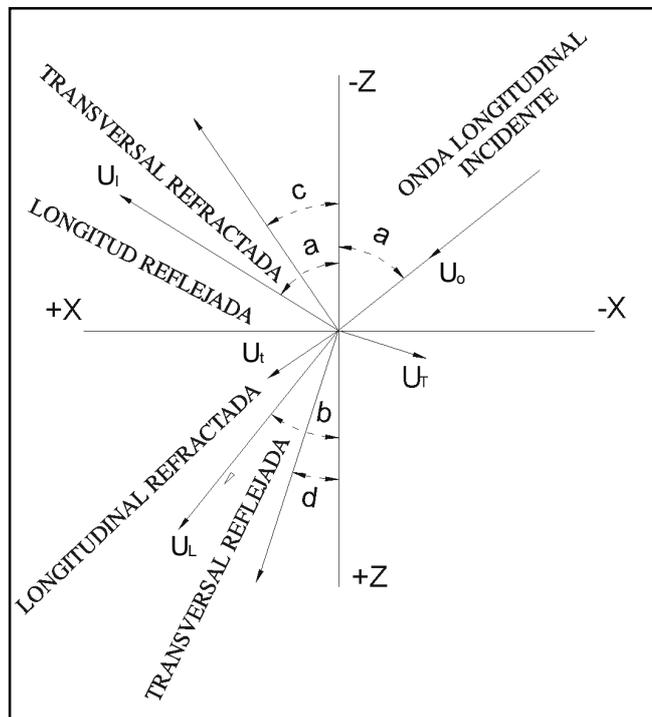


Figura 8. Distintos tipos de onda generados en una frontera, a partir de una onda longitudinal incidente (Tomada de Jakosky, 1950).

el método propuesto se ocupa de los rayos más rápidos y directos, es decir, aquellos asociados a ondas longitudinales P y que se derivan de refracciones sucesivas, el coeficiente de interés para los cálculos de la atenuación es E_L/E_0 . El sistema de ecuaciones que permite calcular estas relaciones de energía (para los cuatro rayos generados) se presenta a continuación (tomado de **Jakosky**, 1950).

$$\begin{bmatrix} 1 & -C & -1 & -C' \\ \gamma & 1 & \gamma' & -1 \\ -2\gamma & \gamma^2 - 1 & -2(n'/n)\gamma' & -(n'/n)(\gamma'^2 - 1) \\ \gamma^2 - 1 & 2C & -(n'/n)(\gamma'^2 - 1) & 2(n'/n)C \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_1/A \\ A_1/A \\ B'/A \\ A'/A \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -C \\ -1 \\ 1 - \gamma^2 \\ 2C \end{bmatrix}$$

Donde:

- A = Factor de energía de la onda longitudinal incidente
- A₁ = Factor de energía de la onda longitudinal reflejada

- A' = Factor de energía de la onda longitudinal refractada
- B₁ = Factor de energía de la onda transversal reflejada
- B' = Factor de energía de la onda transversal refractada
- n = Módulo de rigidez del medio 1
- n' = Módulo de rigidez del medio 2

C = Cot(a) C' = Cot(b) γ = Cot(c) y γ' = Cot(d)

Como en nuestro caso nos interesa sólo la atenuación de la energía para un rayo de onda P en sus sucesivas refracciones, la solución que nos es útil es para A'/A, que es equivalente a

$$\frac{E_L}{E_0} = \frac{C' \rho_2 A'^2}{C \rho_1 A^2}$$

Siendo r1 y r2 las densidades de los medios de incidencia y refracción, respectivamente.

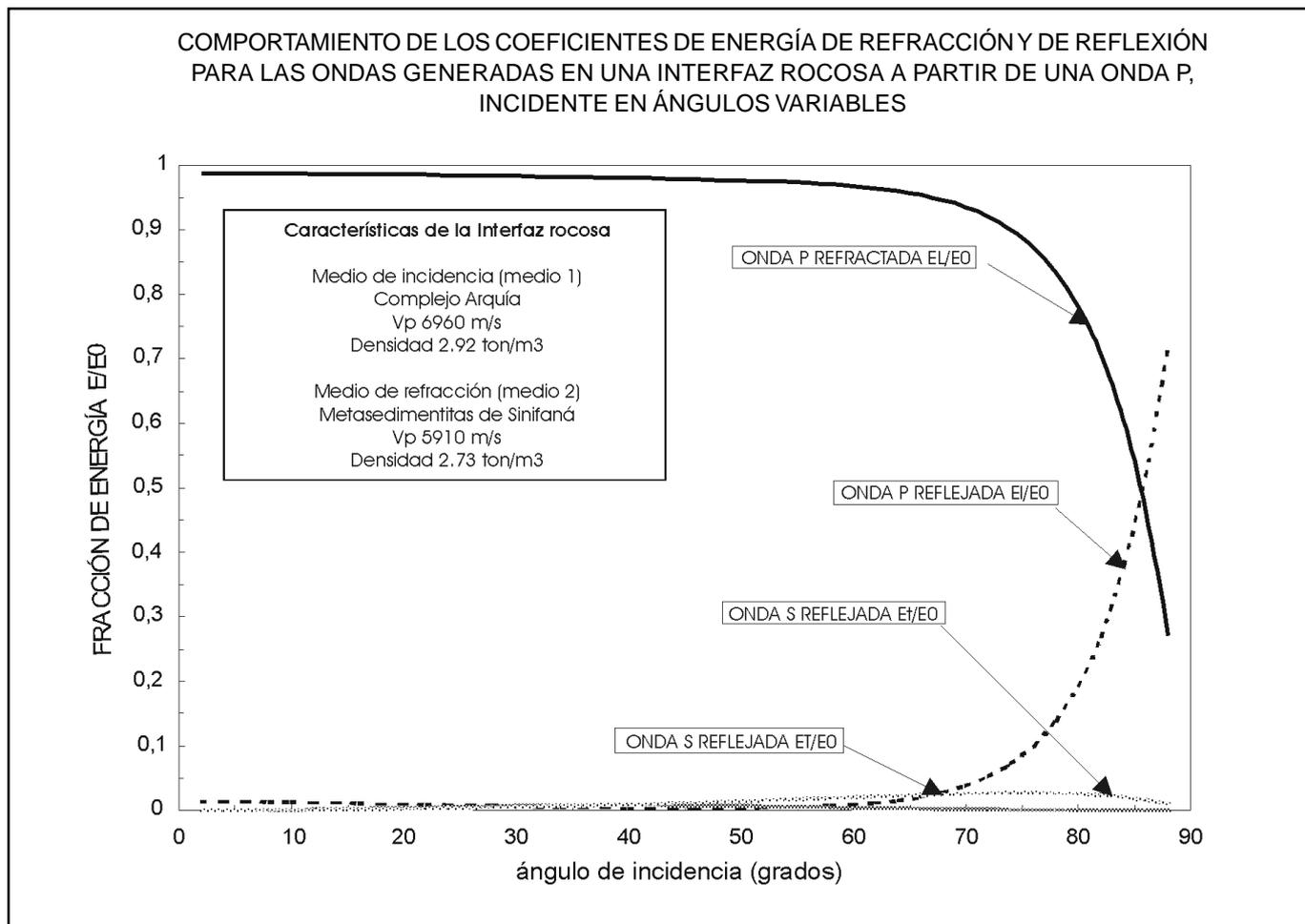


Figura 9. Coeficientes de energía de las distintas ondas generadas en la frontera para cada ángulo de incidencia

Teniendo en cuenta estas dos formas de disipación de energía, puede calcularse la atenuación sufrida por los rayos encontrados entre el foco hipotético y distintos puntos en superficie, ya que es posible conocer el tiempo de viaje de cada rayo en los distintos medios rocosos y el ángulo de incidencia en cada frontera o interfaz. Los valores de Q , que pueden conocerse a partir de datos empíricos, se obtuvieron de **Bradley y Fort (1966)** y **Lay y Wallace (1995)**.

Es necesario entonces, elaborar una malla de receptores hipotéticos en superficie. Dicha malla se diseñó de forma radial, con centro en el epicentro hipotético; se definieron siete líneas radiales separadas entre sí 20° y los receptores se ubicaron cada 16 km a lo largo de ellas. Con la ayuda de un programa de computador (**Buitrago et al, 2001**), se calcularon las atenuaciones totales sufridas por los distintos rayos sísmicos encontrados. Se calculó así, para cada rayo, el factor de energía E_L/E_0 , que cuantifica la relación entre

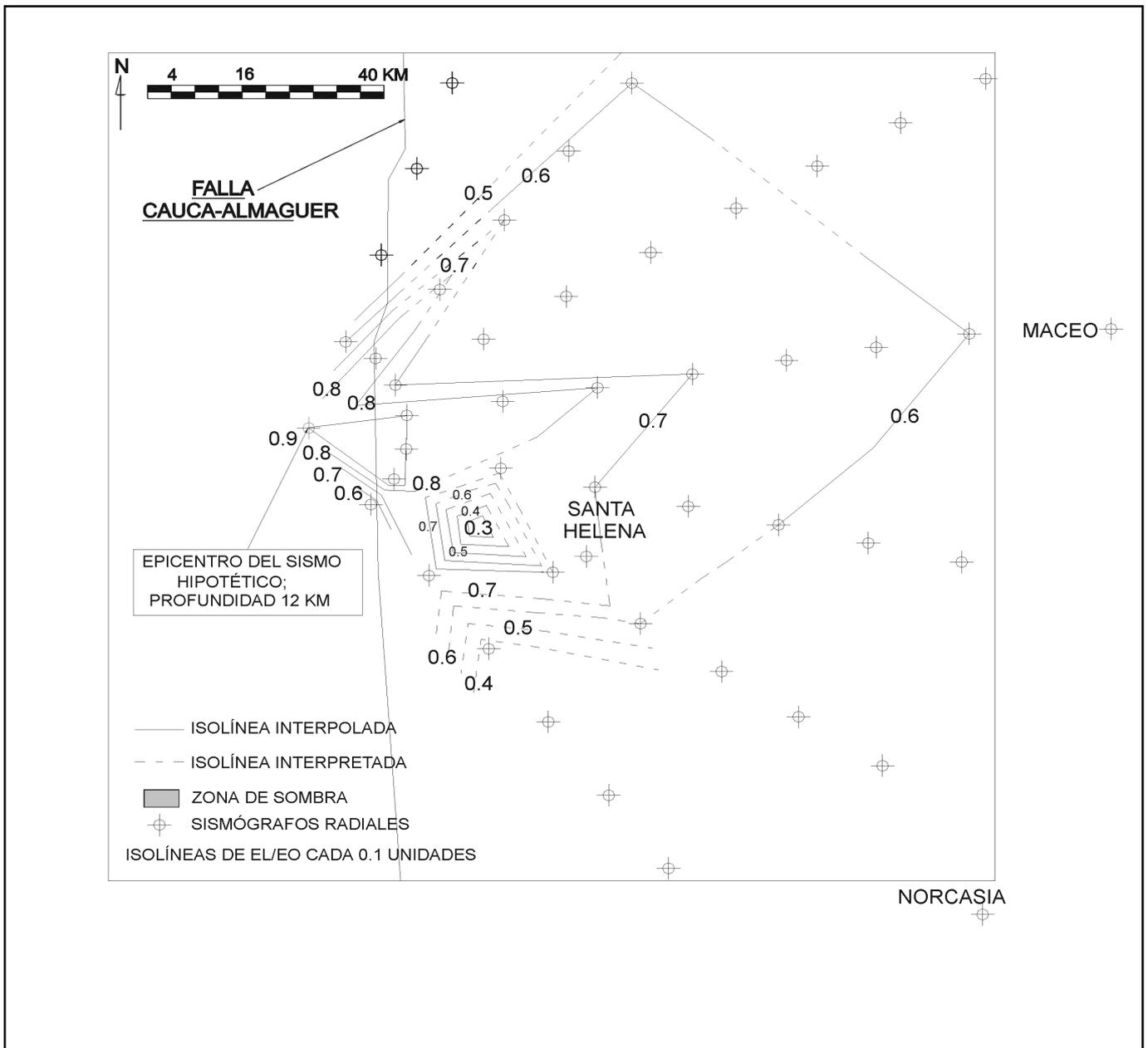


Figura 10. Mapa en planta de isovalores de atenuación de la energía para un sismo hipotético generado a 12 kilómetros de profundidad

la energía que porta el rayo en el momento de alcanzar la superficie del terreno y la asociada al mismo en el instante en el que se genera el sismo en el hipocentro. Este factor debe ser siempre menor que la unidad, atendiendo al principio de conservación de la energía. Si a cada receptor hipotético que se defina en superficie se le asigna el factor de energía correspondiente al rayo que llega hasta allí, puede hacerse una interpolación lineal para elaborar un mapa en planta de isovalores de atenuación de la energía, para los rayos directos que, partiendo de un foco hipotético, lleguen a un punto en superficie dentro del cuadrante estudiado. Este mapa se presenta en la Figura 10 y permite observar las regiones sobre las cuales se dan las mayores atenuaciones en términos de energía (recordar que también se pueden dar en términos de desplazamientos de las partículas del medio). Las zonas de sombra corresponden, nuevamente, a sitios donde no se reportan llegadas de las ondas directas, debido a refracciones imposibles y a configuraciones geométricas que, unidas a los contrastes de velocidad de las ondas P entre dos medios, impiden la llegada del rayo más rápido y directo a determinado sector.

El patrón de las líneas de isovalores de atenuación de la energía resultó bastante irregular, obteniéndose que *la atenuación de la energía portada por los rayos sísmicos no es una función directa de la distancia recorrida por ellos*. Parece ser más determinante el ángulo de incidencia con que éstos llegan a las interfaces encontradas. Aunque las distancias recorridas sean pequeñas, bastan unas pocas refracciones con altos ángulos de incidencia (recordar que se miden respecto a la normal a la interfaz) para que la atenuación sea bastante grande. En la figura 10 puede verse que en recorridos relativamente cortos hay rayos que alcanzan valores de E_L/E_0 cercanos a 0.5 (altas atenuaciones) y en recorridos mucho más largos las atenuaciones son menores ($E_L/E_0 > 0.5$).

En la Figura 10 también puede observarse que los gradientes de la atenuación de la energía son mayores en zonas relativamente cercanas al foco sísmico, lo cual refleja de una u otra forma, la mayor complejidad geológica de esta zona (Zona de falla Cauca – Romeral). Más hacia el este, las distancias entre isolíneas son mucho mayores, indicando una menor complejidad, ya que es una zona donde predominan el Batolito Antioqueño y las rocas metamórficas que conforman el núcleo de la Cordillera Central. También hay que destacar que el buzamiento hacia el oeste de las unidades asociadas a la zona de falla Cauca – Romeral, facilita que los ángulos de incidencia de los rayos provenientes del hipocentro planteado sean grandes (mayores de 75°), y por lo tanto las atenuaciones serán también grandes.

Conclusiones

- La codificación de planos de falla constituye una poderosa herramienta para mejorar los procedimientos en cuanto a ubicación de focos sísmicos, reduciendo el error involucrado.
- Los mapas de codificación, con sus zonas de sombra, son altamente dependientes de la geometría propuesta para las unidades geológicas. Por ello es necesario, si se quiere monitorear constantemente una falla y llegar a una buena codificación, tener un conocimiento lo más exacto y confiable posible de la distribución espacial de los cuerpos geológicos y sus prolongaciones en profundidad.
- El hecho de que sea imposible que los rayos sísmicos buscados lleguen a algunos sitios en superficie, no implica que allí no se sienta el movimiento. Simplemente quiere decir que las ondas percibidas en estos sitios no están asociadas con el rayo sísmico derivado de refracciones sucesivas (el más rápido y directo). Este hecho podría comprobarse obteniendo registros sismográficos de los sitios en cuestión y analizando los tipos de onda a los cuales podría corresponder la primera señal detectada (serían ondas secundarias).
- Es necesario replantear la manera como se están ubicando las fuentes sísmicas en nuestro país, ya que existe una gran incertidumbre en la ubicación de éstas; además, se deben rebatir los modelos de corteza homogéneos y las velocidades con las cuales se trabajan.
- Los modelos de capas isotrópicas y homogéneas considerados usualmente tienen una validez limitada. Para la ubicación de sismos muy lejanos su utilidad es evidente, puesto que esta clase de sismos viajan más por el manto que por la corteza. Sin embargo, para estudios locales, estos modelos comienzan a perder precisión. Ignorar las diferentes velocidades y litologías, así como la forma de las unidades geológicas, puede inducir errores muy grandes en la localización de focos, en su asignación a una fuente determinada y en otros aspectos de la caracterización de una zona sísmica.
- El modelo de capas horizontales usado para Colombia es bastante conservador con respecto a los valores de velocidad asignados a las diferentes capas (velocidades muy bajas). Este fenómeno se observa principalmente en la Cordillera Central, cuyo núcleo metamórfico alcanza velocidades cercanas a 7

km/s, muy por encima de los valores que arroja la ponderación mediante el modelo de capas (cerca nos a 6 km/s). Resulta claro que no pueden elaborarse modelos de sismicidad para la Cordillera Central involucrando materiales de otras regiones geológicamente diferentes (Cordillera Occidental, Cordillera Oriental, entre otros).

- Las pérdidas de energía de las ondas sísmicas no sólo dependen de la distancia al foco. También dependen en gran medida del número de refracciones que hayan ocurrido y, especialmente, de los ángulos de incidencia en cada una de las fronteras entre medios rocosos diferentes. Por esta razón pueden haber trayectos cortos con grandes pérdidas y trayectos largos con pérdidas pequeñas.
- Pese a que la zona estudiada no es muy activa sísmicamente comparada con otras en el país, el sistema Cauca – Romeral constituye un contraste brusco entre litologías muy diferentes, por lo que la aplicación en éste del método de codificación sismológica está justificada como experiencia académica.

Agradecimientos

Los autores manifiestan su agradecimiento a los asesores del trabajo de grado, profesores Humberto González, Oswaldo Ordóñez y Mario Felipe Londoño (Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín), así como a los jurados del mismo, profesores Manuel R. Villarraga y Kenneth R. Cabrera, por las sugerencias y aportes realizados.

Bibliografía

- Álvarez, J.**, 1983. Geología de la Cordillera Central y del Occidente Colombiano y Petroquímica de los Granitoides Meso-Cenozoicos. En: Boletín Geológico. Ingeominas. Vol. **26**(No. 2.): 1983. pp. 1-175.
- Bradley, J.J., Fort, A.n.**, 1966. Internal Friction in Rocks. En: S.P. Clark, Jr. (Editor). Handbook of Physical Constants. Geological Society of America. Memories 97. pp. 195- 221.
- Buitrago, J., Monsalve, G., Morales, J.**, 2001. Codificación Sismológica de un Segmento de la falla Cauca – Almaguer y sus Aplicaciones en el Departamento de Antioquia. Tesis de pregrado. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. pp. 1-146.
- Chica S., A.** 1999. Codificación Sismológica de planos de falla. Informe escrito enviado para su aprobación a la Universidad Nacional de Colombia, Bogotá. pp. 1-111.
- 2001. Codificación Sismológica de Planos de Falla. Una propuesta metodológica. En: revista DYNA, **129**: Marzo, 2001. pp. 19–35.
- Grosse, E.** 1926. Mapa Geológico de la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaoyal, escala 1:50.000. El Terciario Carbonífero de Antioquia. Berlín.
- González, H.** 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). En: Boletín Geológico. Ingeominas. Vol. **23** (No. 1): 1980. pp. 1-174.
- 1996. Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. Geología, recursos minerales y amenazas potenciales. Memoria Explicativa. Ingeominas. pp. 1-213.
- Jakosky, J.J.**, 1950. Exploration Geophysics. TRIJ Publishing Co. USA. pp. 1-1195.
- Lay, T. Wallace, T.C.**, 1995. Modern Global Seismology. Academic Press. U.S.A. pp. 34 – 114.
- Maya, M., González, H.**, 1995. Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. En: Boletín Geológico Ingeominas. Vol. **35** (No. 2-3): pP. 43 – 53.
- McCourt, W., Aspden, J. A., Brook, M.**, 1984. New Geological and Geochronological Data for the Colombian Andes: Continental Growth by Multiple Accretion. En: Journal of the Geological Society of London, **141**. pp. 831-845.
- Page, W.**, 1986. Geología sísmica y sismicidad en el noroccidente colombiano. ISA – INTEGRAL. Woodward & Clyde consultants. Medellín.
- Press, F.**, 1966. Seismic Velocities. En: S.P. Clark, Jr. (Editor). Handbook of Physical Constants. Geological Society of America. Memory 97. p. 195- 221.
- Restrepo, J., Toussaint, J.**, 1982. Metamorfismos Superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. V Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires. pp. 1-8.
- Wortel, M. J. R.**, 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. Journal of the Geological Society of London, **141**, pp. 783-793.