

**Potencial de Instalación de un Sistema en el NW de Costa Rica
para la Alerta Temprana al Valle Central
al Momento de Ocurrencia de Sismos Fuertes
por Debajo de la Península de Nicoya**

Marino Protti©

Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica

Universidad Nacional

OVSICORI-UNA

Resumen

Una brecha sísmica madura existe por debajo y frente a la península de Nicoya en el Pacífico norte de Costa Rica. Esta brecha, la brecha sísmica de Nicoya, es un segmento de la Fosa Mesoamericana donde la placa del Coco se subduce bajo la placa del Caribe. Terremotos de gran magnitud han ocurrido en este segmento en 1853, 1900 y 1950. La distribución de réplicas de terremotos ocurridos en la década de los 90s en los segmentos aledaños a esta brecha han permitido afinar su ubicación geográfica y determinar las dimensiones de la misma. Sin deslizamiento sísmico importante desde 1950, con una tasa de convergencia de 88 mm/año y un área comprendida entre los 5000 y los 10000 km², la brecha sísmica de Nicoya tiene ya potencial para generar un terremoto con magnitud superior a los 7.5 grados.

El Valle Central de Costa Rica, donde se concentra la mayor concentración de su población e infraestructura, se encuentra entre 100 y 250 km de distancia del área potencial de ruptura de la brecha sísmica de Nicoya. Estas distancias están dentro del rango de sistemas de alerta temprana para terremotos que han probado ya ser efectivos, haciendo de esta región un excelente sitio para la operación de uno de esos sistemas de alerta.

Introducción

Los sistemas de alerta temprana en caso de terremotos están conceptualizados y operan tomando ventaja de la diferencia entre la velocidad de las ondas sísmicas (3-7 km/s) y la velocidad de las ondas de radio (cercana a la velocidad de la luz, i.e. ~300000 km/s). Al momento de ocurrir y detectar un sismo, es posible enviar una señal de radio a distancias donde se recibiría mucho antes del arribo de las ondas sísmicas. El intervalo de tiempo entre el arribo de las ondas de radio y la llegada de las ondas sísmicas, será mucho mayor cuanto más cercano al epicentro instalemos el detector y cuanto más alejado este el receptor de la señal de radio.

El sistema consiste en una red de instrumentos de registro de movimientos fuertes (acelerómetros) alrededor de la fuente sísmica, radios de comunicación que transmiten la señal a un centro de control, un algoritmo de identificación de eventos y cuantificación de su tamaño, y un radio de transmisión de la señal de alerta en caso que se determine que se trata efectivamente de un sismo importante. El algoritmo de identificación de eventos podría estar en el campo, como parte de la estación de registro o en el centro de control. Una condición necesaria para el disparo de una alerta es que más de una estación detecte y declare el evento. Esta redundancia es necesaria para reducir el número de falsas alarmas producto de ruidos locales, problemas electrónicos y/o de interferencia en la transmisión de la información.

Para que cualquier sistema de alerta temprana sea eficiente es estrictamente necesaria una preparación intensa de la población de tal forma que sepa como actuar al momento de la alarma. Previo y simultáneamente con la instalación de un sistema de alerta hay que identificar y practicar cada paso a seguir cuando se reciba la alerta. Para esto es necesario realizar simulacros y establecer una rutina de práctica en las cuales tanto las personas como los sistemas automatizados aprendan a identificar el tono de la alerta. La respuesta efectiva de la población en caso de terremotos, y aún en casos de falsa alarma, debe ser el componente más importante de todo sistema de alerta temprana.

Sistemas de alerta temprana en caso de terremotos operan y han probado ser efectivos en varios países. Ejemplos de estos, con condiciones tectónicas similares a las nuestras (zonas de subducción activas) son el de México (Espinosa Aranda, et al., 1995), el de Japón (Nakamura, 1985) y el de Taiwan (Lee et al., 1995).

No siempre se sabe dónde puede ocurrir un sismo fuerte, y en muchos lugares estos ocurren mar adentro donde es bastante difícil instalar sensores sísmicos. También, aún cuando a muy largas distancias (> 600 km) el intervalo de alerta es mucho mayor (> 2 minutos), la atenuación de las ondas sísmicas a esas distancias es tal que a su arribo no causarían mayores daños.

En Costa Rica conocemos una fuente sísmica bajo la península de Nicoya con potencial para producir terremotos de magnitud importante (Protti et. al. 1999). La ubicación de esta fuente sísmica nos permite instalar instrumentos de detección bastante cercanos a la misma y su distancia con respecto a los mayores centros de población e infraestructura permite dar una alerta en lugares donde la energía sísmica aún no ha sido muy atenuada y por lo tanto podría causar daños importantes.

Marco Tectónico

La tectónica regional de América Central está controlada principalmente por el choque de las placas del Coco del Caribe (Fig. 1).©



Fig. 1. Ubicación tectónica de Costa Rica

Como consecuencia de esta colisión la placa oceánica del Coco se subduce por debajo de la placa del Caribe, a lo largo de la Fosa Mesoamericana, a velocidades que van desde 70 mm por año frente a Guatemala hasta poco más 90 mm por año frente a la península de Osa [Protti, 1994, calculado a partir de De Mets et al., 1990](Fig. 2). ©Es a lo largo de este límite de placas donde ocurren la mayoría de los terremotos de gran magnitud en Costa Rica.

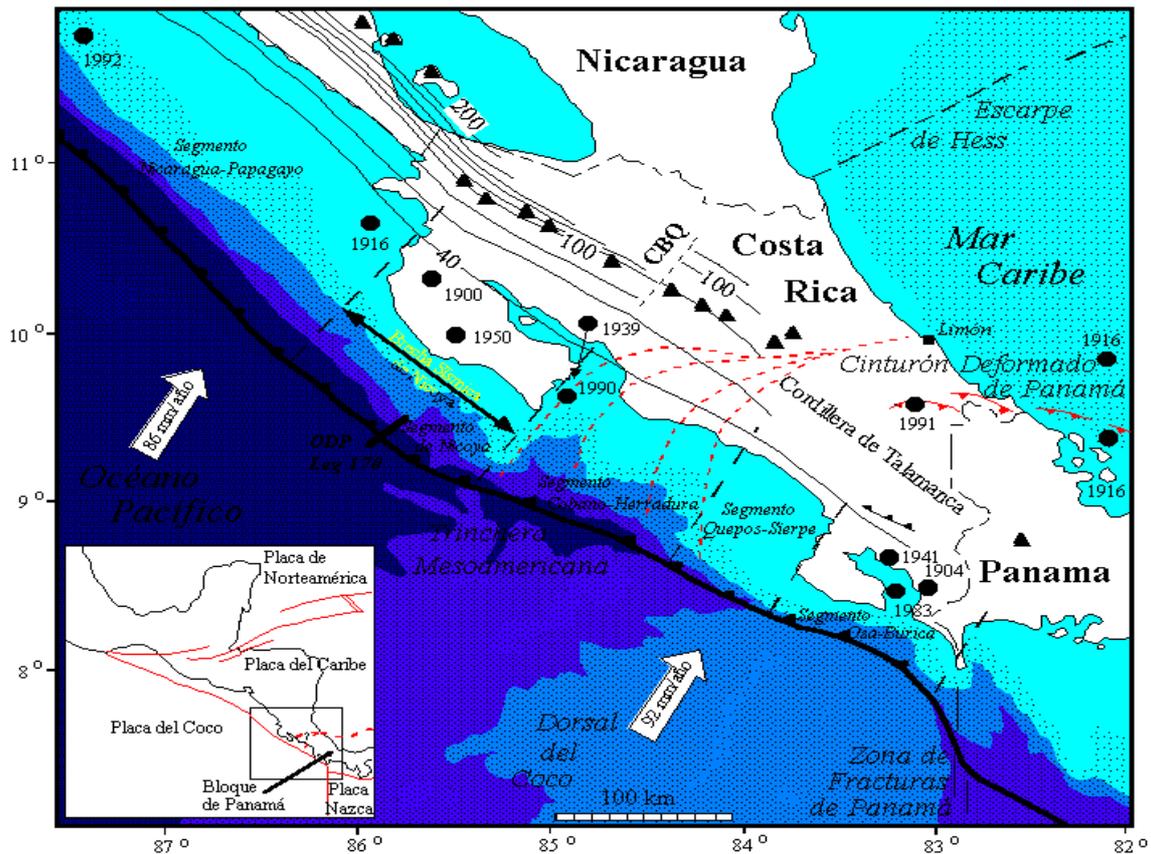


Fig. 2. Segmentación de la zona de subducción frente a Costa Rica.

En el extremo suroeste de la placa Caribe las condiciones locales de esfuerzos tectónicos han provocado la fracturación de la misma y la creación de una microplaca, denominada bloque de Panamá, con límites aún no muy bien desarrollados. El límite norte del bloque de Panamá con la placa Caribe es un margen convergente conocido como el Cinturón Deformado del Norte de Panamá [Silver et al., 1990] el cual se extiende desde las costas del Caribe de Colombia hasta Limón, Costa Rica (Fig. 1 y 2). © Fué en el extremo oeste de de este límite donde ocurrió el terremoto de Limón de 1991. Hacia el noroeste el contacto entre el bloque de Panamá y la placa Caribe consiste en una zona difusa de fallamiento de deslizamiento lateral izquierdo que corre desde Limón hasta la Fosa Mesoamericana a través de la parte central de Costa Rica [Ponce y Case 1987, Jacob y Pacheco 1991, Güendel y Pacheco 1992, Goes et al., 1993, Fan et al., 1993, Marshall et al., 1993, Fisher et al., 1994, Protti y Schwartz 1994]. El bloque de Panamá comprende así la parte sur de Costa Rica y todo Panamá.

Al sur de la península de Burica se encuentra la zona de fracturas de Panamá. Este sistema de fallas de corrimiento lateral derecho constituye el límite entre las placas del Coco y de Nazca. Al oeste de la zona de fracturas de Panamá se encuentra la cordillera submarina del Coco la cual se subduce bajo la península de Osa. La cordillera del Coco

es la traza o cicatriz formada en la placa del Coco por el punto caliente de las islas Galápagos.

Este ambiente tectónico hace que Costa Rica sea una región sumamente activa en términos de sismicidad, con fuentes sísmicas, de diferentes génesis y profundidades, dispersas por todo el país. Eventos sísmicos superficiales, con profundidades menores que 40 km. ocurren: a) asociados con la subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe y el bloque de Panamá; b) a lo largo de la zona de fracturas de Panamá; c) como fallamiento intraplaca de esas tres unidades tectónicas; d) como actividad interplaca entre la placa Caribe y el bloque de Panamá, tanto a lo largo del cinturón deformado del norte de Panamá como a lo largo de la zona de fallas que atraviesa la parte central de Costa Rica; y e) asociada al arco volcánico (Protti, 1994). Sismos de profundidad intermedia (40 a 220 km.) ocurren como deformación interna de la porción subducida de la placa del Coco (Protti, 1991; Protti et al., 1994). Desde abril de 1984 el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional (OVSICORI-UNA) ha venido registrando actividad en todas estas fuentes sísmicas y ha localizado más de 50000 sismos en casi 15 años.

Brecha Sísmica de Nicoya

Las brechas sísmicas han sido definidas como aquellos segmentos de límites activos de placas que no han experimentado la repetición de un sismo de gran magnitud por varias décadas y que por lo tanto son considerados como posibles sitios para la ocurrencia de terremotos futuros (Nishenko, 1985). Las brechas sísmicas representan así un espacio y tiempo sin liberación de grandes cantidades de energía sísmica.

La ausencia de un terremoto importante desde octubre de 1950 en el segmento de Nicoya y la ocurrencia de los sismos de 1990, a la entrada al Golfo de Nicoya al SE, y de 1992, frente a Nicaragua al NW, han permitido detallar la extensión temporal y geográfica de lo que definen Protti et. al.; 1999, como la brecha sísmica de Nicoya. Tanto la magnitud de los terremotos anteriores en este segmento, como su actividad sísmica anómalamente baja durante el período intersísmico nos brindan información adicional sobre las características de un futuro terremoto por debajo de la península de Nicoya.

Sismos de gran magnitud han ocurrido en el segmento de Nicoya en 1853(?), 1900 y 1950. Esto nos da un período de recurrencia de 48 años a 1997 y de 50.7 años al año 2005, con desviaciones estándar de 1.73 y 4.04 respectivamente. Estadísticamente, la menor desviación estándar sería de 1.5 si el sismo ocurriera entre 1998 y 1999.

El sismo del 25 de marzo de 1990 a la entrada al golfo de Nicoya ocurrió en el extremo NW del segmento Cóbano-Herradura y su ruptura tanto cosísmica como durante las

réplicas se propagó unidireccionalmente hacia el SE (Protti et al., 1995). Esto no solo nos marca claramente el límite SE de la brecha sísmica de Nicoya sino también nos da información sobre el contraste brusco en acople entre las placas, que existe entre el segmento de Nicoya y el de Cóbano-Herradura, ya que ni siquiera un sismo de magnitud 7.0, justo en el límite, fue capaz de iniciar la ruptura de la brecha sísmica de Nicoya (Protti et al., 1995b). El límite NW de la brecha sísmica de Nicoya lo marca la secuencia de réplicas del sismo de Nicaragua del 2 de setiembre de 1992 (Fig. 3).©

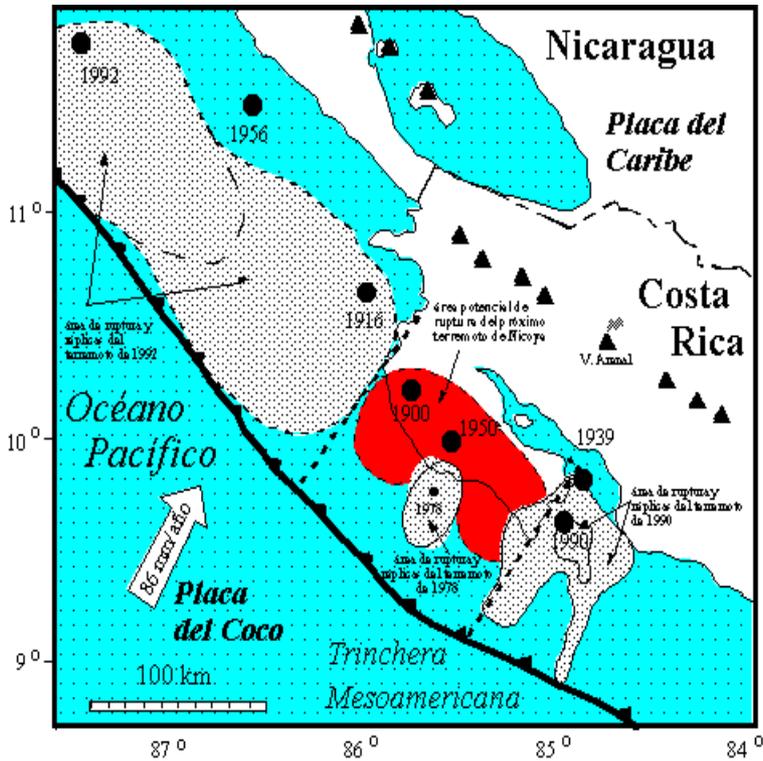


Fig. 3. Área potencial de ruptura de la brecha sísmica de Nicoya

Ese sismo ocurrió en la parte NW del segmento Nicaragua-Papagayo y sus réplicas se propagaron hacia el SE deteniéndose súbitamente en el extremo NW de la península de Nicoya. El sismo de Sámara del 23 de agosto de 1978 ($M_w=6.8$) ocurrió en la parte central del segmento de Nicoya (Güendel, 1986) y rompió un área hacia la trinchera de menos del 15% del área total de este segmento. La máxima extensión hacia el arco volcánico, de esta brecha sísmica, corresponde con el eje del golfo de Nicoya (Protti, 1991), donde el plano de falla alcanza casi los 40 km. de profundidad. Con base en la experiencia de los sismos de 1990 y 1992, y en las relocalizaciones de las réplicas del sismo de 1950 (Güendel, 1986), hacia la trinchera, el área de acople elástico comienza a unos 15 km de ésta, a profundidades cercanas a los 5 km. Sin embargo, dada su

magnitud potencial, el futuro terremoto en este segmento podría propagar la ruptura hasta la trinchera.

Sistema de Alerta Temprana para el Valle Central

Se propone aquí el diseño de un sistema de alerta temprana que permita el disparo de una alarma en el Valle Central varios segundos antes del arrivo de las ondas sísmicas generadas por un terremoto bajo la península de Nicoya. Este sistema está basado en una red de 12 acelerómetros distribuidos, con una separación no mayor que 40 km, en toda la península de Nicoya (círculos negros en las Fig. 4 y 5) ©(Protti et. al., 1998).

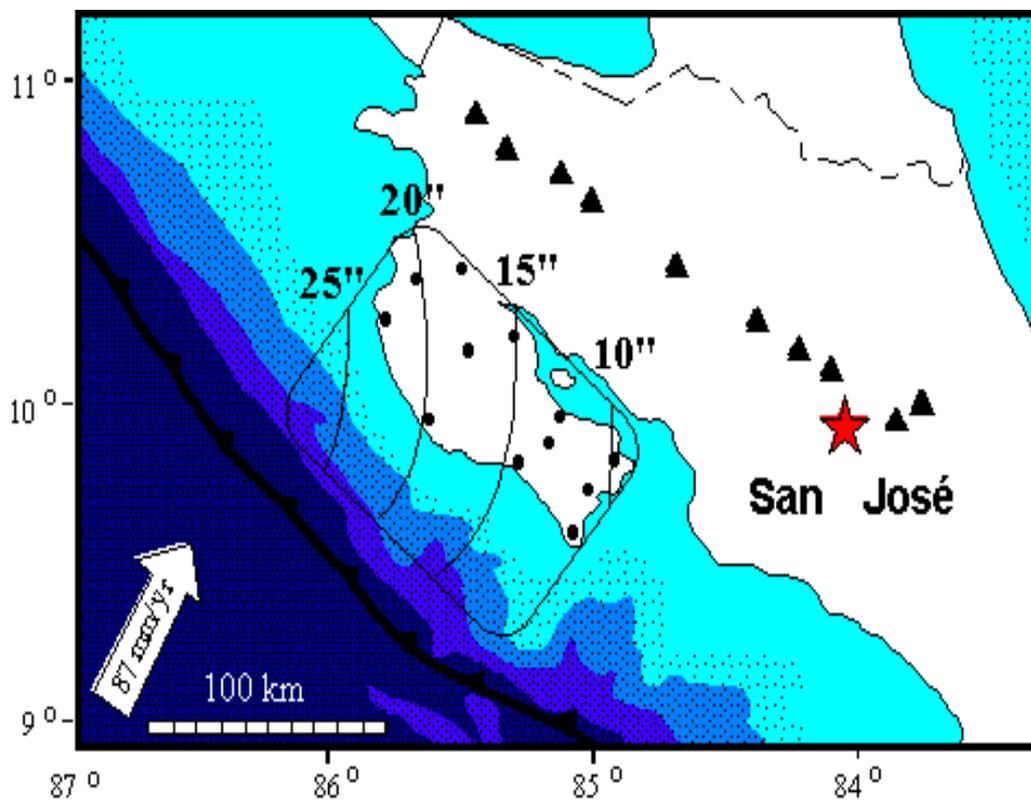


Fig. 4. Tiempos de alerta temprana (en segundos) para el arrivo a San José de ondas P.

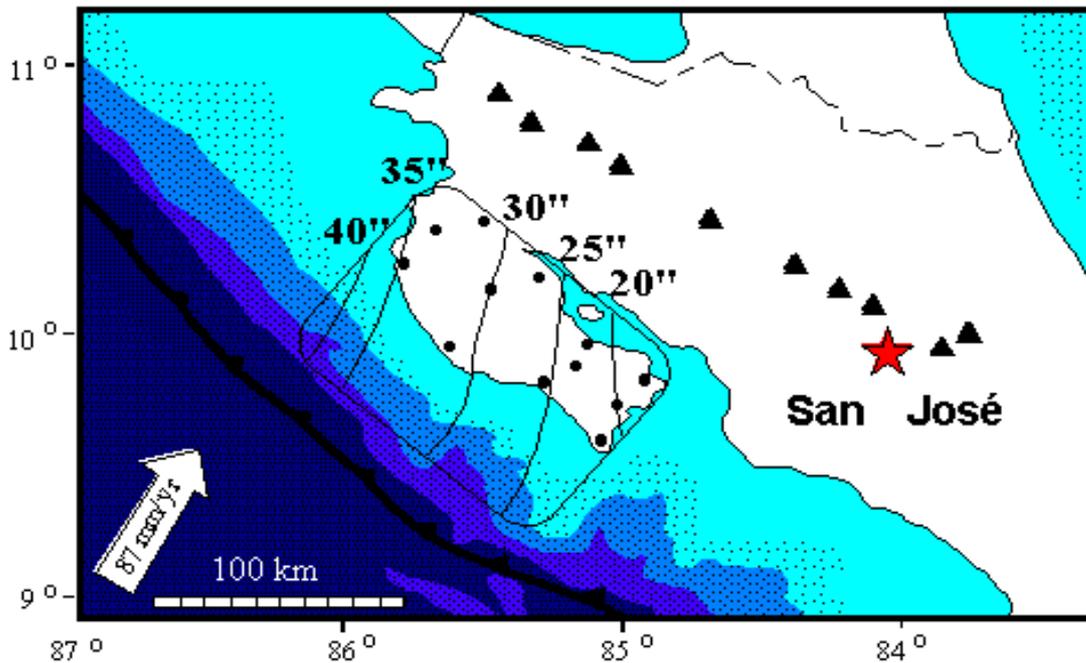


Fig. 5. Tiempos de alerta temprana (en segundos) para el arrivo a San José de ondas S.

Los acelerómetros estarían enviando su registro en tiempo real al centro de control en las instalaciones del OVSICORI-UNA en Heredia. Ahí un algoritmo de identificación de eventos procesará la señal de cada estación por separado para determinar si un evento ha ocurrido y estimar su magnitud con base en la tasa de crecimiento del evento. Si la condición de evento fuerte se cumple para más de una estación el sistema dispararía una alarma que sería transmitida por ondas de radio a todo el Valle Central y que podría ser registrada por receptores convencionales. Estos receptores, de tipo radiolocalizador, podrán ser adquiridos por centros educativos, empresas públicas y privadas, medios de comunicación colectiva y cualquier individuo que quiera comprarlo.

El intervalo de tiempo disponible entre el instante en que se dispara la alarma y el momento en que llegan las ondas sísmicas depende del lugar donde se inicie la ruptura y del lugar donde se recibe la alerta. Cuanto más cerca al Valle Central se inicie el sismo, menor será ese intervalo de tiempo. De igual manera, cuanto más cerca a la península se reciba la señal de alarma menor será también ese intervalo.

En las Fig. 4 y 5 se muestran los resultados del modelaje de los intervalos de tiempo entre el momento de detección del sismo por dos estaciones en el campo y la llegada de las ondas sísmicas P y S a la ciudad de San José, respectivamente. Esos intervalos de tiempos están graficados dependiendo de donde se inicie la ruptura de un futuro

terremoto en la brecha sísmica de Nicoya. Para saber en realidad de cuanto tiempo se dispone entre el momento de disparo de la alarma y la llegada del terremoto, es necesario sustraer a esos valores el tiempo requerido por el algoritmo de detección en la identificación del evento. Según la experiencia en México, ese intervalo es del orden de 5 segundos y podría disminuir con el uso de procesadores más veloces y algoritmos más efectivos.

Referencias

De Mets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101, 425-478, 1990. Dziewonski, A. M., G. Ekström, and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1991, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 71, 6-14, 1991.

Espinosa Aranda, J.M., A. Jiménez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostroza, S. Maldonado; 1995; México City Seismic Alert System; *Seismol. Res. Lett.* Vol. 66, No. 6, 42-52.

Fan, G. W., S. L. Beck and T. C. Wallace, The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica aftershock sequence: evidence for a transcurrent plate boundary; *Jour. Geophys. Res.*, 98, 15,759-15,778, 1993.

Fisher, D.M., T.W. Gardner, J.S. Marshall, and W. Montero; 1994; Kinematics Associated With Late Tertiary and Quaternary Deformation in Central Costa Rica: Western Boundary of the Panamá Microplate; *Geology*, V. 22, p. 263-260.

Goes, S. D. B., A. A. Velasco, S. Schwartz and T. Lay, The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (Mw=7.7) earthquake and its tectonic implications: a broadband seismic study, *J. Geophys. Res.*, 98, 8127-8142, 1993.

Güendel, F., Seismotectonics of Costa Rica: an analytical view of the southern terminus of the Middle American Trench, doctoral dissertation, University of California, Santa Cruz, 1986.

Güendel, F., and J. Pacheco, The 1990-1991 seismic sequence across central Costa Rica: evidence for the existence of a micro-plate boundary connecting the Panama deformed belt and the Middle America trench, *Eos Trans. Am. Geophys. Un.* 73, 399, 1992.

Jacob, K. H., and J. Pacheco, The M-7.4 Costa Rica earthquake of April 22, 1991: tectonic setting, teleseismic data, and consequences for seismic hazard assessment, *Earthquake Spectra*, 7, Suppl. B, 1991.

Lee, W.H.K., T.C. Shin, T.L. Teng; 1995; A Prototype Earthquake Warning System in Taiwan: Operation and Results; IUGG, IASPEI XXI General Assembly, Boulder, Co.

Marshall, J. S., D. M. Fisher and T. W. Gardner, Western margin of the Panama microplate, Costa Rica: kinematics of faulting along a diffuse plate boundary, *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs* 25, 6, A-284, 1993.

Nakamura, Y.; 1985; Earthquake Alarm System of the Japanese National Railways; *Journal of Railway Engineering Research* 42, No. 10, 371-376.

Nishenko, S. P., Seismic Potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal, *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 90, No. B5, p. 3589-3615, 1985.

Ponce, D. A., and J. E. Case, Geophysical interpretation of Costa Rica, in *Mineral resources assessment of the Republic of Costa Rica*, U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Folio, I-1865, 8-17, 1987.

Protti-Quesada, J. M.; Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati- Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica; MSc. dissertation, University of California, Santa Cruz, 66 p. 1991.

Protti-Quesada, J. M., The Most Recent Large Earthquakes in Costa Rica (1990 Mw 7.0 and 1991 Mw 7.6) and Three-dimensional Crustal and Upper Mantle P-wave Velocity Structure of Central Costa Rica, Ph.D. dissertation, University of California, Santa Cruz, 116 p. 1994.

Protti, M.; and Schwartz, S.; Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: Evidence from an aftershock study of the April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica, earthquake (Mw=7.7); *Tectonics*, Vol. 13, No. 5, p. 1093-1107, 1994.

Protti, M.; Güendel, F.; and McNally, K.; The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network; *Phys. of the Earth and Planet. Inter.*, 84, p. 271-287, 1994.

Protti, M.; and 14 other co-authors; The March 25, 1990 (Mw=7.0 MI=6.8) earthquake at the entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: its prior activity, foreshocks, aftershocks and triggered seismicity; *Jour. Geophys. Res.*; Vol. 100, No. B10, pp. 20345-20358, 1995.

Protti, M., V. González, E. Malavassi, E. Hernández, F. Guendel, 1998, Potential for the Installation of a System in Northern Costa Rica for Early

Warning to the Capital City of San José, from Large Subduction Earthquakes Under the Nicoya Península; Intern. IDNDR-Conference on Early Warning Systems for the Reduction of Natural Disasters; Potsdam, Germany, p. 75.

Protti, M., F. Güendel y E. Malavassi; 1999; Lo que Sabemos y lo que Podríamos Esperar de la Brecha Sísmica de Nicoya; manuscrito en preparación.

Silver, E. A., D. L. Reed, J. E. Tagudin, D. J. Heil, Implications of the north and south Panama thrust belt for the origin of the Panama orocline, *Tectonics*, 9, 261-281, 1990.