2. SISMOLOGÍA: CONCEPTOS, INSTRUMENTACIÓN Y OBSERVACIÓN SISMOLÓGICA

2.1. Principios de sismología

2.1.1. Reseña Histórica

Existen crónicas sobre el efecto de los sismos desde 1800 A.C. y leyendas que atribuían su origen a monstruos que estaban en la tierra. Las primeras explicaciones no míticas de filósofos como Aristóteles y Séneca (300 A.C.) proponían el aire como el origen o fuente de los sismos. Estudios sobre cuerpos sometidos a esfuerzos realizados por Galileo (1600) fueron un gran aporte para el entendimiento del problema. en 1660 Hooke planteó una relación entre tensión y deformación (Ley de Hooke). A principios de 1800 las leyes de conservación de energía y masa fueron combinadas para desarrollar las ecuaciones de movimiento de los sólidos: Navier y Cauchy entre 1821 y 1822 desarrollaron la teoría de la elasticidad, en 1830 Poisson dedujo la existencia de dos tipos de ondas que se propagan a través de los sólidos. En 1845 Stokes observó que la resistencia de un sólido ante la solicitación puede dividirse en resistencia a la compresión y al esfuerzo cortante, dedujo los módulos de compresibilidad y rigidez en la resistencia de los materiales. Mallet en 1857, propuso un origen explosivo de los terremotos, a partir del cual desarrolló el concepto de foco puntual. En 1888 a partir del trabajo de Schmidt sobre la propagación de las ondas por el interior de la tierra, se dedujo que en general, la velocidad aumenta con la profundidad (trayectoria curva de las ondas). Poco después, Suess reemplazó el concepto de foco puntual por el de región focal, y se estableció una relación entre fenómenos sísmicos, la formación de montañas y el movimiento de las placas tectónicas (Shearer, 1999; Bolt, 1981).

El primer modelo mecánico -parcialmente empírico, parcialmente intuitivo- para los sismos se conoce como Teoría de Rebote Elástico y fue planteado por H.F. Reid en 1910. Este modelo con algunas modificaciones, continúa vigente y explica aproximadamente bien la ocurrencia de sismos de foco superficial. Esta teoría se simplifica en la sec. 2.1.3 pág. 8. Una consulta para mayor profundidad se puede hacer en Aki and Richards (1980); Lay and Wallace (1995).

2.1.2. La investigación sismológica

El conocimiento, teorías y modelos sobre la estructura y los procesos en el interior de la Tierra se han obtenido a partir de la observación de fenómenos que los mismos procesos generan. Uno de los procesos, el relacionado con la generación y propagación de ondas sísmicas ha sido objeto de amplia investigación a nivel global. La investigación en sismología se ha

dividido fundamentalmente en dos categorías,

- 1. el estudio de la propagación de las ondas y la estructura de la Tierra asociada: identificación de las diferentes capas (corteza, manto y núcleo) y su heterogeneidad, las diferencias entre continente y océano, las zonas de subducción, las propiedades de los materiales (anelásticas y anisotrópicas), entre otros.
- 2. el estudio de la fuente y sus fenómenos asociados: tipificación y localización de fuentes, energía liberada, geometría, área y desplazamiento de las fallas, estudios de predicción, etc.

Gran parte de la observación sismológica se hace de manera instrumental. A partir de registros sísmicos instrumentales se obtienen resultados cuantitativos con base en las siguientes relaciones,

■ fenómenos internos como el fallamiento, movimiento del magma, explosión minera, circulación hidráulica, y fenómenos externos como el viento, la presión atmosférica, las ondas y mareas oceánicas y el ruido cultural involucran movimientos rápidos que producen ondas sísmicas detectables (Fig. 2.1).

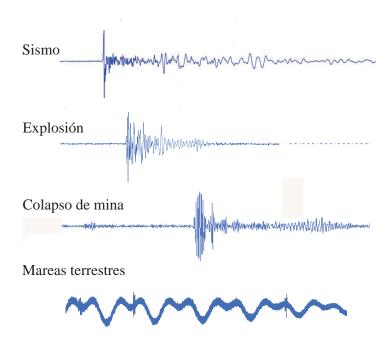


Figura 2.1: Ejemplo de vibraciones producidas por fenómenos internos y externos y registradas instrumentalmente (la escala de tiempo para cada vibración es diferente).

- los movimientos elásticos producidos por un sistema de fuerzas pueden ser representados por la ecuación de Newton (*Fuerza = masa * aceleración*) para predecir las ondas resultantes.
- la Tierra vibra cuando las ondas sísmicas pasan a través de ella, a lo largo de su superficie, las vibraciones producidas pueden ser instrumentalmente registradas (Fig. 2.1).
- El movimiento o vibración del suelo u(t) registrado por un instrumento puede ser expresado como el resultado de la combinación de una función de fuente s(t), una función de propagación g(t) y una función del instrumento que lo registra i(t) (generalmente conocida).
- lacktriangle a partir de esta relación se pueden estimar tanto la función de fuente s(t) como la función de propagación g(t) mediante diversos métodos (ver Aki and Richards (1980)).

2.1.3. Mecánica de la Fuente sísmica

La parte superior de la Tierra, la corteza (15-20 km de espesor) está constituida por rocas de gran dureza y resistencia, capaces de deformarse elásticamente y almacenar energía de deformación (Fig. 2.2); a mayor profundidad el aumento de la temperatura convierte las rocas en un material dúctil y débil, incapaz de permanecer en estado de deformación elástica por mucho tiempo.

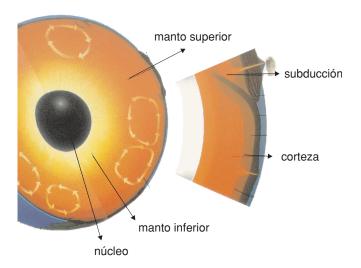


Figura 2.2: Estructura interna de la Tierra y dos procesos asociados a ella: subducción y corrientes de convección

Cuando una roca es sometida a una fuerza ésta se deforma, y al cesar la fuerza recupera su forma original; en la Tierra, la deformación elástica generalmente se produce de una forma

lenta y gradual, produciéndose esfuerzos normales y de cizalla y acumulando en el material enormes cantidades de energía de deformación. Cuando se alcanza el límite de resistencia o cuando se sobrepasan las fuerzas de fricción se inicia un proceso de ruptura en las zonas más débiles o en las zonas de mayor concentración de esfuerzos. Este fracturamiento está acompañado por un rebote elástico a ambos lados de la falla a partir del punto de inicio de ruptura, propagándose a lo largo del plano de falla y causando que la roca a ambos lados del mismo se desplace en sentido opuesto (Fig. 2.3).

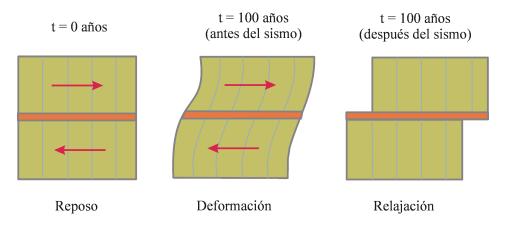


Figura 2.3: Esquematización de la teoría de rebote elástico

Los sólidos pueden fallar por esfuerzos de tensión (falla normal o de deslizamiento), por esfuerzos de compresión (falla inversa o de cabalgadura), por esfuerzos de cortante (falla transcurrente o de rumbo), o por combinación de esfuerzos (falla mixta) (Fig. 2.4). El fracturamiento o desplazamiento se produce en un plano (área), sin embargo, si dicha área es muy pequeña o se observa a grandes distancias puede considerarse no un área sino un punto. Parte de la energía elástica almacenada en forma de esfuerzo en la roca se gasta en romper la roca y vencer la fricción entre ambas caras de la fractura que trata de frenar el movimiento, otra parte puede permanecer en las rocas y una mínima parte se libera en forma de ondas sísmicas que viajan a través de la Tierra. La energía sísmica es radiada en diferentes direcciones (patrón de radiación), en cantidades distintas, dependiendo de los distintos tipos de ondas y de la geometría de la fractura.

2.1.4. Foco Sísmico

Foco sísmico es el lugar en tiempo y espacio donde se produce la concentración de energía y a partir del cual ésta se propaga en forma de ondas sísmicas (Fig. 2.5). Con la creación del sismómetro y la instalación de las primeras redes sismológicas, empezó la determinación instrumental de los parámetros del foco sísmico. Éstos pueden ser determinados a partir de los registros en una o varias estaciones de las ondas de cuerpo producidas por el sismo.

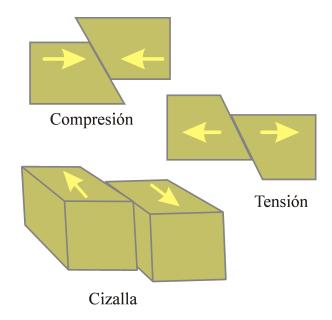


Figura 2.4: Esfuerzos que producen fallamiento

Inicialmente la localización se hacía mediante métodos gráficos (sección 4.1.2, pág. 46). En 1912 Geiger implementó un algoritmo, usando herramientas matemáticas para resolver el problema de localización (Lee and Stewart, 1981), debiendo esperar casi 50 años hasta la creación de la computadora para poder realizar los cálculos que el método implica (sección 4.1.3.1, pág. 48). Actualmente en Colombia, como en muchas instituciones internacionales, se utiliza el programa HYPO71, basado en el algoritmo implementado por Geiger y desarrollado en 1971 por W. Lee y T. Lahr para la localización hipocentral (Lee and Lahr, 1975). Además de los parámetros hipocentrales y tiempo de origen, este programa calcula los residuales para cada estación, la magnitud del evento y el mecanismo focal.

Los parámetros que determinan el foco puntual de un sismo son,

- las coordenadas geográficas (latitud y longitud) relacionadas a un punto en la superficie (epicentro) (Fig. 2.5).
- la profundidad, es decir la distancia hacia el interior de la tierra a partir del epicentro. La profundidad más el epicentro, determinan el hipocentro (Fig. 2.5).
- el tiempo de origen, es decir el momento a partir del cual se inició la liberación de energía en forma de ondas sísmicas.

La determinación de los parámetros de un sismo es importante desde el punto de vista teórico, puesto que a partir de valores hipocentrales y tiempos de origen, se determinan tiempos de recorrido de las ondas sísmicas, y a partir del estudio de la propagación de las mismas se

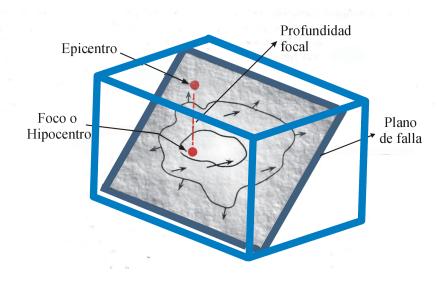


Figura 2.5: Foco sísmico

pueden conocer las propiedades físicas de la Tierra; y desde el punto de vista práctico, por que a partir de esta información se determinan zonas de riesgo, códigos de construcción, entre otros. Estas estimaciones presentan dificultades técnicas tales como la fiabilidad de tiempos absolutos en los sismogramas; dificultades observacionales, tales como la identificación de tiempos de arribo; y dificultades teóricas, tales como la estimación del error usando teoría no lineal, modelos teóricos de propagación, etc.

2.2. Instrumentación sismológica

2.2.1. Instrumentos

Los instrumentos usados para observar sismos deben ser capaces de detectar la vibración pasajera, de operar continuamente con capacidad de detección muy sensitiva, poseer tiempo absoluto de tal manera que el movimiento pueda ser registrado como una función del tiempo y deben tener una respuesta lineal conocida al movimiento del suelo (instrumento calibrado) que permita que los registros sísmicos estén relacionados al contenido frecuencial y a las amplitudes del movimiento del suelo. Sin embargo, dado que no todos los instrumentos pueden registrar todos los posibles movimientos con una respuesta lineal, ha sido necesario desarrollar instrumentos para observar en el amplio rango dinámico de amplitudes y en el amplio ancho de banda en frecuencias, de todas las posibles señales de interés, evitando la interferencia de ruido ambiental.



Figura 2.6: Sismómetro de 3 componentes (izquierda) y de 1 componente (derecha)

La mayoría de los instrumentos que se usan para medir y registrar el paso de las ondas sísmicas (sismómetros) son construidos de acuerdo al principio de inercia: todos los cuerpos tienen una resistencia a cambiar su estado de movimiento uniforme o reposo. El movimiento del suelo puede ser medido con respecto a la posición de una masa suspendida por un elemento que le permita permanecer en reposo por algunos instantes ante el movimiento del suelo. Posteriormente, cuando la masa sale del reposo tiende a oscilar; dado que esta oscilación no refleja el verdadero movimiento del suelo, es necesario proveer al instrumento con un sistema de amortiguamiento. Las masas que se emplean pueden ser de unos pocos gramos hasta cientos de kg. Como el movimiento del suelo tiene lugar en las tres dimensiones del espacio, se requiere la instalación de instrumentos verticales y horizontales para observarlo completamente (Fig. 2.6); además se requiere de un sistema de amplificación, que puede ser electrónico, para producir registros que puedan ser analizados a simple vista; y de un sistema de digitalización, para que las medidas puedan ser almacenadas y analizadas posteriormente. Cada instrumento, dada su frecuencia natural de oscilación y su sistema de magnificación, detecta cada una de las muchas frecuencias que componen una onda sísmica de diferente manera, por esto es necesario conocer con detalle las curvas de magnificación de los instrumentos para poder estimar el movimiento real del suelo (Havskov and Alguacil, 2001).

2.2.2. Reseña Histórica

China tuvo su primer detector mecánico de ondas sísmicas alrededor del año 132 A.D. Los primeros sismómetros consistían en péndulos no amortiguados, los cuales solo tenían capacidad de registrar el movimiento del suelo por corto tiempo en el inicio de la sacudida. El primer sismómetro electromecánico fue inventado en 1875 por F. Cechi en Italia. La recolección de datos globales inició en 1892 con la instalación de un sismómetro suficientemente compacto construido por Milne en 40 observatorios alrededor del mundo. El primer sismómetro con

amortiguamiento, capaz de reproducir el movimiento durante la duración de un sismo, fue introducido en 1898 por Wiechert. En 1914 Galitzin introdujo el primer sismómetro electromagnético de péndulo móvil, que se usa para generar corriente eléctrica en una bobina, el cual permite grandes amplificaciones, aunque son de banda mas estrecha que los anteriores instrumentos mecánicos; esta clase de sismómetros son comunes en la actualidad, debido a que la respuesta instrumental es baja cerca a los grandes picos de ruido ambiental (océanos, cerca a los 5,6 segundos). Una reseña mas detallada se encuentra en Shearer (1999).

La observación sismológica ha aumentado paulatinamente en todo el mundo con la adecuación e instalación de nuevas redes de observación. En 1961 se estableció la red sismológica mundial (WWSSN) con instrumentos de corto y largo periodo; la recolección de datos a partir de esta red condujo rápidamente a mejorar el conocimiento en diferentes áreas de la sismología. En 1986 surgió otra importante red mundial de sismómetros (Iris-GSN) como respuesta a la obsoleta instrumentación de WWSSN y la falta de soporte para su operación y mantenimiento.

La adquisición, instalación y operación de redes en forma apropiada permite comparar los resultados teóricos con los obtenidos en observación y/o experimentación. Actualmente, con la gran cantidad de información digital recopilada, se ha podido avanzar en el conocimiento de la distribución de la sismicidad en la Tierra y en la demarcación de zonas de riesgo, entre otros.

Una red de sismómetros está conformada por un determinado número de estaciones, cada una de las cuales consta de un sensor vertical o de tres sensores orientados ortogonalmente (1 vertical, 2 horizontales) que miden el desplazamiento vertical y horizontal del terreno. Cada estación es ubicada en un punto geográfico de la Tierra, tratando de cubrir el área de interés (Fig. 2.10). De cada estación se obtiene una señal (sismograma) a partir de la cual, y con el uso de modelos predefinidos, se determinan tipo de falla, mecanismo focal, foco sísmico, entre otros. La menor variabilidad (precisión) y la ausencia de errores sistemáticos (exactitud) en la determinación hipocentral dependen principalmente de la configuración de la red. Dados los altos costos de instalación y mantenimiento, es esencial que una red sea diseñada de forma óptima.

2.3. Sismicidad Regional

La litosfera terrestre es una capa relativamente delgada que está compuesta por la corteza y el manto superior, se extiende hasta profundidades de 70 km en los océanos y 150 km bajo los continentes (Fig. 2.2). Procesos físicos bajo la corteza terrestre han hecho que ésta se divida en grandes bloques llamados placas tectónicas, las cuales se mueven a velocidades del orden de centímetros por año (Fig. 2.7). Desplazamientos relativos de grandes bloques de material sólido implican esfuerzos de compresión, tracción y cortante.

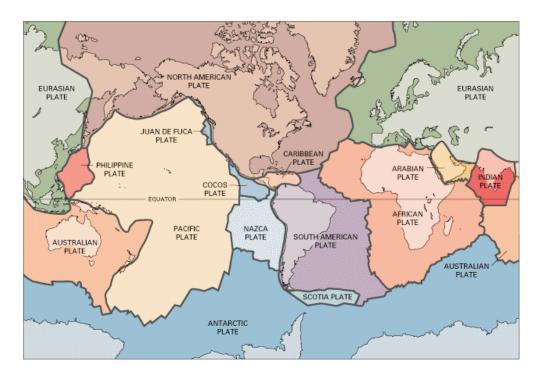


Figura 2.7: Placas tectónicas

El Nor Occidente de Sur América comprende un ambiente sísmico y tectónico complejo, debido a la interacción de al menos tres placas tectónicas: Nazca, Suramérica y Caribe. Esta interacción, hace que se presente acumulación de energía sísmica, la cual se manifiesta mediante la ocurrencia de sismos y la presencia de fallas. Con respecto a Sur América La placa Caribe se desplaza en dirección occidente-oriente y la placa Nazca en sentido occidente-oriente con velocidad relativa promedio de 60 mm/año (Kellogg and Vega, 1995).

Colombia, se encuentra dentro de la zona de la Tierra más activa sísmicamente, denominada Cinturón Circumpacífico (Fig. 2.8). Los principales sistemas de fallamiento han sido identificados a partir de estudios mineros, de exploración petrolera, de exploraciones geológicas detalladas para los grandes proyectos hidroeléctricos y de la observación sismológica. La dirección predominante de las fallas es Norte-Sur coincidiendo con la dirección de las tres cordilleras y algunas de ellas han mostrado actividad reciente o histórica. El principal fenómeno sismotectónico se presenta en la zona de subducción en el Océano Pacífico, causado por el doblamiento de la placa de Nazca cuando subduce bajo la placa Suramericana. La zona continental más activa sísmicamente corresponde al territorio andino marcado por las cordilleras occidental, central y oriental. El Sur Occidente de Colombia, se caracteriza por una serie de fallas –sistemas Romeral y Cauca-Patia–, la mayoría de las cuales ocurren en dirección Norte Sur y están limitadas por la zona de subducción y por la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (Sarria, 1990).

Dadas las características geológicas de Colombia y la teoría sísmica y tectónica que propone

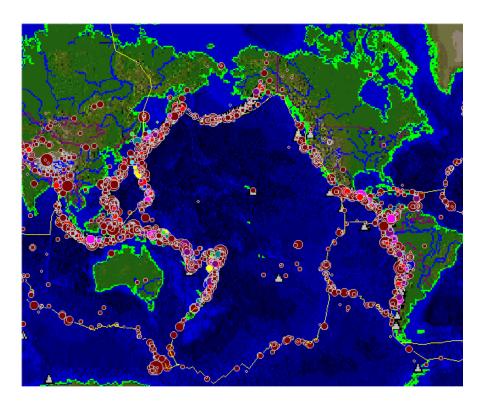


Figura 2.8: Cinturón circumpacífico

una fuerte relación entre la existencia de fallas geológicas y la ocurrencia de sismos, se hace necesaria la observación instrumental (sismológica) durante largos períodos para detectar el nivel de actividad actual de las fallas, el tipo y la dirección del desplazamiento en la roca y la orientación del plano de ruptura.

2.3.1. Observación sismológica en Colombia

La implementación de redes sismológicas en nuestro país se inició en 1927, y se ha venido desarrollando paulatinamente. La instrumentación sísmica en Colombia tuvo su origen en 1921 en el colegio Mayor de San Bartolomé con tres sismógrafos de registro en papel ahumado; en 1941 se constituyó el Instituto Geofísico de los Andes fundado por el Geofísico J.E. Ramírez con dos sismógrafos verticales, uno de registro fotográfico y el otro en papel ahumado. Actualmente dicho observatorio tiene estaciones en 8 ciudades del pais, con un total de 10 estaciones de corto período y 3 de período largo, todas con dos sensores horizontales y uno vertical, con registros desde 1941 hasta la fecha. Después del sismo de Popayán en 1983 y de la erupción del Nevado del Ruiz en 1985, fue inaugurada en 1987 la Red Sismológica del Sur Occidente - OSSO, una red para observación de la actividad sísmica en el sur occidente del país. En la actualidad esta red consta de 10 estaciones de componente vertical y 1 estación de tres componentes, 1 estación de banda ancha y 2 acelerómetros (una descripción más detallada se encontrará en la sección 2.3.1.1). Cinco años después, en 1992

inició operaciones la Red Sismológica Nacional de Colombia operada por INGEOMINAS, actualmente conformada 19 estaciones sismológicas con sismómetros verticales de período corto y una con sismómetro triaxial de banda ancha, con transmisión de datos digitales desde las estaciones sismológicas hasta el centro de procesamiento de datos, cuenta además con 150 acelerómetros digitales de movimiento fuerte.

2.3.1.1. Observatorio Sismológico del Sur Occidente - OSSO

Gracias a la continua observación sismológica durante un período de mas de 15 años realizada por el OSSO, se ha podido mejorar en el conocimiento del comportamiento de las fallas que recorren el Sur Occidente de Colombia.

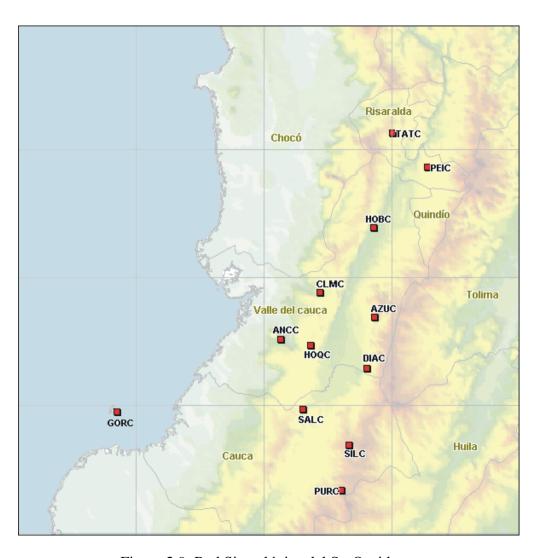


Figura 2.9: Red Sismológica del SurOccidente

La red regional que actualmente opera el OSSO tiene una extensión de aproximadamente 320 km N-S y 220 km E-W (incluyendo la estación en el océano pacífico, sin ésta es de 80 km E-W), y un cubrimiento de alrededor de 500 km N-S y 270 km E-W, con distancia promedio entre estaciones mayor de 50 km; esta configuración proporciona un umbral de detección para eventos superficiales que ocurran dentro de la red con magnitud mayor a dos.

La ubicación de cada una de las estaciones fue fijada de acuerdo a condiciones locales como el nivel de ruido, facilidades de instalación existentes, infraestructura eléctrica, condiciones de radio-transmisión, entre otras; además, su conformación se hizo por etapas, ya que inicialmente fueron instaladas cinco estaciones las cuales mostraron algunas deficiencias en localización de sismos al Norte, Occidente y Sur Oriente del Valle y de la Costa Pacífica. Con el objeto de lograr mayor cobertura y eliminar algunas deficiencias se instalaron posteriormente seis estaciones más.

Geográficamente, la red del OSSO se encuentra en el rectángulo definido por los puntos 4° 25′N, 76° 50′W y 2° 15′N, 76° 10′W (Fig. 2.9). Cada estación está conformada por un sensor vertical de corto período, amplificador, VCO y transmisión telemétrica en frecuencia modulada, con recepción en las instalaciones de la Universidad del Valle, en su sede en la torre de la Facultad de la Ingenierías, donde mediante un discriminador se recupera la señal análoga y se registra en papel, al tiempo que se hace la conversión a formato digital, para ser procesada posteriormente (Fig. 2.10).

Hasta el momento se han localizado un poco mas de 20000 sismos, que corresponde a actividad regional registrada por la red. Con esta información se ha ido conformado el catálogo del OSSO, en el cual se consideran estimaciones de mayor precisión aquellos eventos cuyo epicentro se encuentra en un área cubierta por 4 o más estaciones.

En general, el óptimo diseño de una red está relacionado con la capacidad de la misma de reducir o controlar la incertidumbre estadística que se deriva de errores aleatorios en los tiempos de arribo. Factores como la validez del modelo de velocidades y la anomalías locales del suelo, pueden influir también en la precisión de las localizaciones epicentrales. No obstante, tal como lo plantea Steinberg et~al. (1995) una red diseña para que sea óptima con respecto a la precisión estadística puede monitorear eficientemente fuentes potenciales y de esta manera reducir los errores relacionados con desviaciones del modelo con respecto a la estructura real.

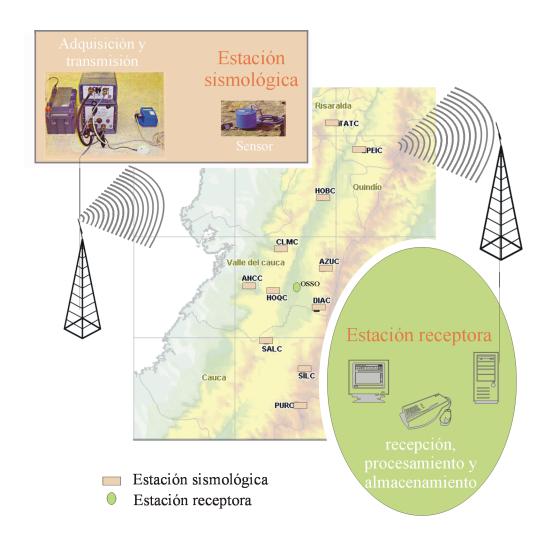


Figura 2.10: Componentes de una red sismológica