

INTERPRETACION DE LAS ANOMALIAS DE ESTACION A PARTIR DE FASES P Y PKIKP PARA LA REGION DEL PERU CENTRAL

Hernando J. TAVERA

Instituto Geofísico del Perú, Apartado 3747, Lima 100

En el presente estudio se han calculado las anomalías de estación para las fases P y PKIKP en la región que comprende las zonas Andina y Subandina del Perú Central. Estas anomalías son interpretadas como variaciones en el espesor de la corteza bajo esta región.

La marcada diferencia que existe entre los valores de anomalía de estación de una zona a otra y la relación encontrada entre estas anomalías y la altitud de las estaciones, confirman la variación del espesor de la corteza en esta región. Asimismo, con estos resultados se elabora un modelo teórico de isostasia que se asemeja a un modelo de corteza real.

Los resultados demuestran que el equilibrio isostático a nivel de la corteza es suficiente para explicar la variación de las anomalías. Por otro lado, se estima un espesor para la corteza por debajo de la Cordillera Oriental de unos 50 kms.

INTRODUCCION

Una forma de conocer las heterogeneidades laterales de la litósfera es estudiando las anomalías de estación; es decir, la corrección entre el tiempo origen de un evento sísmico comparado con su tiempo de propagación observado en un sismograma, los que serán ajustados para un modelo de tierra radial y simétrica. Las anomalías de estación proporcionan información de la corteza y del manto superior, lo que va a permitir comparar las propiedades físicas de la estructura existente por debajo de cada estación en forma regional.

Las anomalías de estación han sido objeto de numerosos trabajos a nivel mundial y regional. Así podemos citar Cleary and Hales (1966), Sengupta and Julian (1976), utilizando sismos profundos; Poupinet (1977) para las estaciones mundiales; Fairhead and Reeves (1977), Lenartowicz and Albert (1980); Dorbath and Dorbath (1984) para el Africa. El presente estudio sigue la metodología establecida por estos autores, pero utilizando las fases P y PKIKP.

Para calcular las anomalías de estación para las fases P y PKIKP, se utilizan eventos sísmicos cuyas distintas epicentrales sean $\geq 30^\circ$. A esta distancia el punto más bajo al que llega el rayo sísmico es de 650 kms. aproximadamente. Bajo esta profundidad se puede admitir que la simetría radial existe. Para

este estudio no se considera la profundidad de los eventos sísmicos, ya que para estas distancias el rayo sísmico emerge en forma vertical a cada estación. Un análisis preliminar de los residuales absolutos y relativos proporcionarán las primeras estimaciones de la variación de las anomalías de estación y la relación existente entre estas anomalías y la altitud de las estaciones permitirán elaborar un modelo teórico de isostasia que demostrará que la Cordillera Oriental se encuentra en equilibrio. Con este mismo modelo se puede estimar el espesor de la corteza bajo esta región.

Geológicamente la región de estudio se encuentra ubicada en el límite estructural entre el conjunto de los andes centrales y la región subandina del Perú Central, la que tectónicamente es muy compleja y para efectos del presente trabajo será asumida como un todo.

METODOLOGIA

Un residual R_{ij} es la suma de una anomalía alrededor del foco (F_i), de una anomalía dentro del manto (R_k) y de una anomalía alrededor de la estación (S_j), es decir:

$$R_{ij} = F_i + R_k + S_j \quad 1.$$

Para eliminar los efectos de la fuente y del recorrido de la onda por el manto, se realiza el cálculo de los residuales con el siguiente procedimiento:

Sea *i* un evento sísmico y *j* una determinada estación, el residual absoluto es definido como:

$$R_{ij} = (t_{.ij} - t_{.io}) - C_{ij} \quad 2.$$

donde: *t*.*ij* = tiempo de arribo observado, *t*.*io* = tiempo origen para el evento *i* y *C**ij* = recorrido-tiempo calculado para este hipocentro. Los residuos son calculados utilizando las tablas sismológicas de Herrin (1968).

Como *R**ij* es afectado por varios errores de cálculo (localización del hipocentro, modelo usado, etc.), se procede a obtener la residual relativa para poder tener solamente la información existente por debajo de las estaciones.

$$r_{ij} = R_{ij} - R_i \quad 3.$$

donde: la residual media *R**i* por evento *i*, es la media aritmética de *R**ij*:

$$R_i = (1/n_i) \sum_{j=1}^{n_i} R_{ij}$$

donde: *n*_{*i*}, es el número de estaciones que reportaron *i*.

Finalmente, la anomalía de estación *r*_{*j*} es calculada para cada *j* con la siguiente relación:

$$r_j = (1/n_j) \sum_{i=1}^{n_j} r_{ij} \quad 4.$$

donde: *n*_{*j*} es el número de eventos observados en *j*.

En *R*_{*i*} están incluidos los errores de recorrido-tiempo y de longitud de onda en las zonas con áreas o focos no homogéneos, incluyendo el manto; lo demás es asumido solamente como efectos de la estructura por debajo de cada estación.

DATOS

Para el presente estudio se utiliza parte de la información de un experimento sismológico realizado

en el límite estructural entre la zona Andina (Cordillera Oriental) y la zona subandina del Perú Central. Se utilizaron 10 estaciones registradoras con papel ahumado SPRENGNETHER MEQ-800 instaladas a distancias promedio de 30 kms. entre ellas (Figura 1).

Este experimento de campo se desarrollo durante los meses de Julio-Agosto de 1985. La alta calidad de los lugares permitió la obtención de ganancias de 84-90 Db. El reloj interno estuvo controlado por el registro diario de la señal WWV o LOL, lo que permitió observar derivas muy pequeñas.

Aproximadamente 110 eventos telesísmicos fueron registrados durante el funcionamiento de la red. La velocidad de registro (60 mm/mn) permitía tener marcas de tiempo cada segundo. La lectura de los telesísmos fue realizada en forma cuidadosa con una lente milimétrica con la que se obtenía precisiones de 0.05 mm.

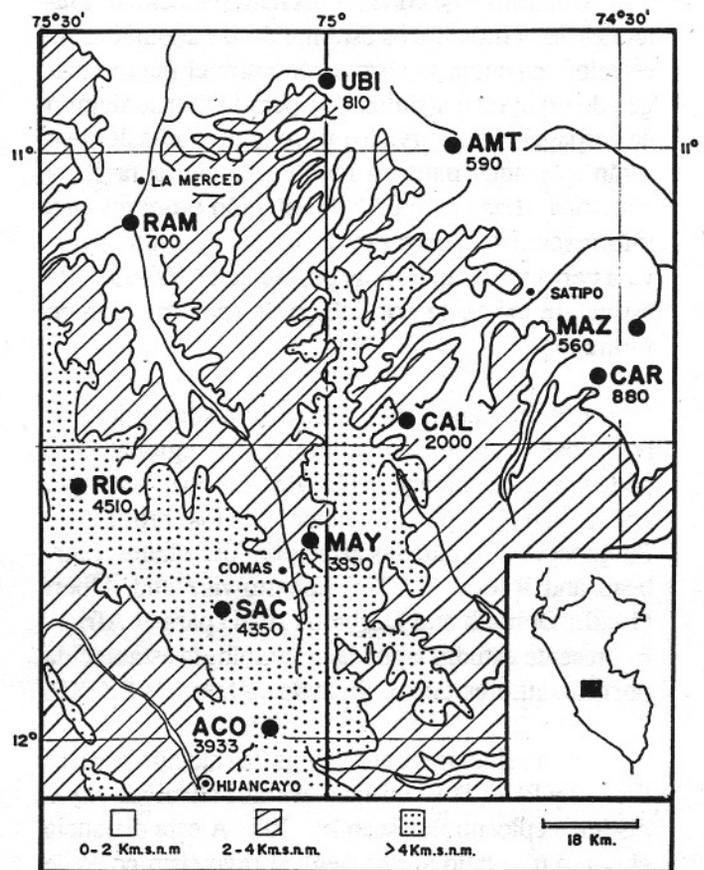


Figura 1. Ubicación del área de estudio y de las estaciones sísmicas con sus respectivas altitudes.

Cada fase P y PKIKP fue leída independientemente en dos oportunidades, encontrándose diferencias de lectura de 0.15 seg. Durante el desarrollo de las lecturas se pudo observar que ambas fases fueron registradas hasta en 7 estaciones como promedio. Para este estudio no se considera los recorrido-tiempo de fases PKIKP para distancias epicentrales comprendidas entre 137° y 150° para evitar lecturas de ondas sometidas al fenómeno de triplicación de fases en el núcleo.

Por otro lado, se seleccionaron de los boletines del National Earthquake Information Center (NEIS) todos los eventos con magnitud mayor o igual a 5 mb. que hayan ocurrido en los meses de Julio-Agosto de 1985, con el objeto de calcular los tiempos origen de los eventos telesísmicos registrados por la red sísmica.

Los datos finales incluyen 384 recorridos-tiempos para 40 telesísmos; 15 para distancias epicentrales comprendidos entre 30° y 90° (fase P) y 25 para distancias entre 115° y 180° (fase PKIKP), ver Anexo. Estos eventos están ploteados en la Figura 2. La cobertura azimutal y la distancia epicentral para la fase P está bien distribuída, mientras que para la fase PKIKP esta distribución es parcial. Las distancias epicentrales no varían con relación a la distribución de la sismicidad mundial.

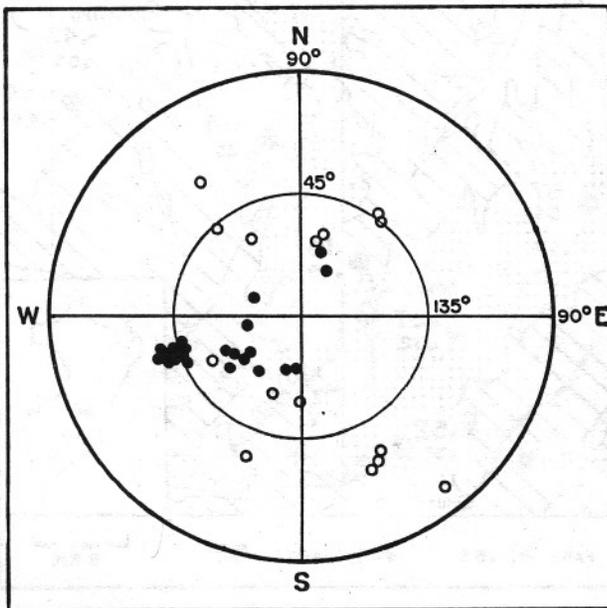


Figura 2. Ploteo de los eventos sísmicos utilizados como una función lineal de distancia y azimut.

RESULTADOS

1. En la Tabla 1 se presenta los residuales absolutos R_{ij} (sin corrección de altura), calculados para la fase P y PKIKP. Se observa que los valores de R_{ij} varían de una zona a otra. Las estaciones ubicadas en la zona Andina (RIC, SAC, MAY, ACO) permiten obtener un valor promedio de R_{ij} para la fase P de 4.20 seg. y para la fase PKIKP de 6.12 seg. Para la zona Subandina (UBI, AMT, MAZ, CAR) el valor promedio de R_{ij} para la fase P es de 3.0 seg. y para la fase PKIKP de 4.92 seg. En ambos casos no se consideran las estaciones de RAM y CAL por su ubicación intermedia.

La diferencia de promedios de R_{ij} entre la zona Andina y Subandina para los dos tipos de fases es de 1.20 seg.; ambos valores obtenidos de distintas fuentes y en forma independiente, son iguales. La variación de R_{ij} entre las dos zonas están relacionados con su diferencia de altura, por lo que podemos estimar que el espesor de la corteza varía de una zona a otra; entonces, se debe considerar el efecto de altura.

TABLA 1

| ESTACION | R_{ij} | ∂ | n |
|-------------------|----------|------------|----|
| FASE P | | | |
| ACO | 4.20 | 0.30 | 9 |
| RIC | 4.53 | 0.20 | 11 |
| SAC | 4.20 | 0.32 | 11 |
| MAY | 3.90 | 0.30 | 12 |
| CAL | 4.02 | 0.28 | 10 |
| UBI | 3.00 | 0.33 | 11 |
| CAR | 3.30 | 0.33 | 10 |
| RAM | 3.60 | 0.34 | 7 |
| AMT | 3.00 | 0.31 | 8 |
| MAZ | 2.81 | 0.27 | 8 |
| FASE PKIKP | | | |
| ACO | 5.60 | 0.18 | 9 |
| RIC | 6.20 | 0.24 | 24 |
| SAC | 6.81 | 0.33 | 12 |
| MAY | 5.90 | 0.36 | 15 |
| CAL | 5.20 | 0.20 | 18 |
| UBI | 4.83 | 0.31 | 12 |
| CAR | 5.24 | 0.30 | 16 |
| RAM | 5.20 | 0.25 | 15 |
| AMT | 5.00 | 0.32 | 18 |
| MAZ | 4.70 | 0.35 | 9 |

Tabla 1. Residuales absolutos (R_{ij}) en segundos. ∂ = error medio cuadrático, n = número de eventos.

La diferencia de altura promedio entre las dos zonas es de aproximadamente 3 kms. y de acuerdo a la geología del área se puede considerar que la velocidad de propagación de las ondas longitudinales es de 6.0 km./seg. Estos valores de acuerdo a la relación $t=e/v$ dan como resultado el tiempo que demora la onda en recorrer la diferencia de altura existente entre las dos zonas, o sea $t=0.50$ seg. Comparando este resultado con la diferencia promedio de R_{ij} ($t=1.20$ seg.), se encuentra una anomalía de 0.70 seg. para la propagación de las ondas sísmicas en esta región.

2. Las residuales relativas r_{ij} para la fase P son presentados en función del azimut en la Figura 3, los cuales muestran patrones muy similares de distribución; por tanto, son agrupados por zonas. En la zona Andina los valores de r_{ij} son positivos y en la zona subandina son negativos; ambas distribuciones presentan amplitudes ≈ 1 seg. Para las estaciones denominadas intermedias (RAM, CAL) la distribución de r_{ij} no es homogénea ya que presentan valores altos a 37° , 170° y 250° ; mientras que sus valores mínimos se ubican a 12° , 220° y 337° , siendo su amplitud de ≈ 1 seg. Los valores de r_{ij} para la fase PKIKP presentados en la Tabla 2 confirman lo observado con la fase P.

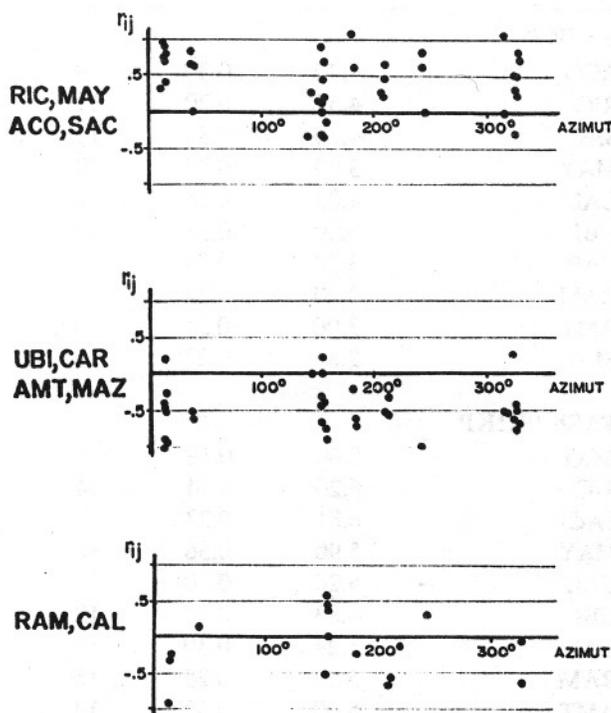


Figura 3. Distribución de los residuales r_{ij} en función del azimut en la región de estudio.

Si se intenta explicar las diferencias existentes entre los valores de r_{ij} , con la variación del espesor de la corteza (velocidad cortical), se tiene que considerar un modelo con velocidades experimentales razonables.

3. Las anomalías de estación r_j calculados para la fase P y PKIKP son presentados en la Figura 4, se incluye también el valor de r_j obtenido para la fase P por Poupinet (1977) para la estación de Huancayo, el mismo que es similar a los encontrados en este estudio para esta zona.

Los primeros arribos se presentan en promedio para la zona subandina (UBI, AMT, MAZ, CAR) con valores de r_j fuertemente negativos y llegan después a la zona andina (RIC, SAC, MAY, ACO) con r_j muy positivos. En cada zona la variación de los r_j no es regular ya que se incrementan rápidamente entre 2 estaciones vecinas. Para la fase P la diferencia promedio de tiempos de arribo entre las dos zonas es de 0.9 seg.; por lo tanto, las velocidades son mayores en la zona subandina y menores en la zona andina o su

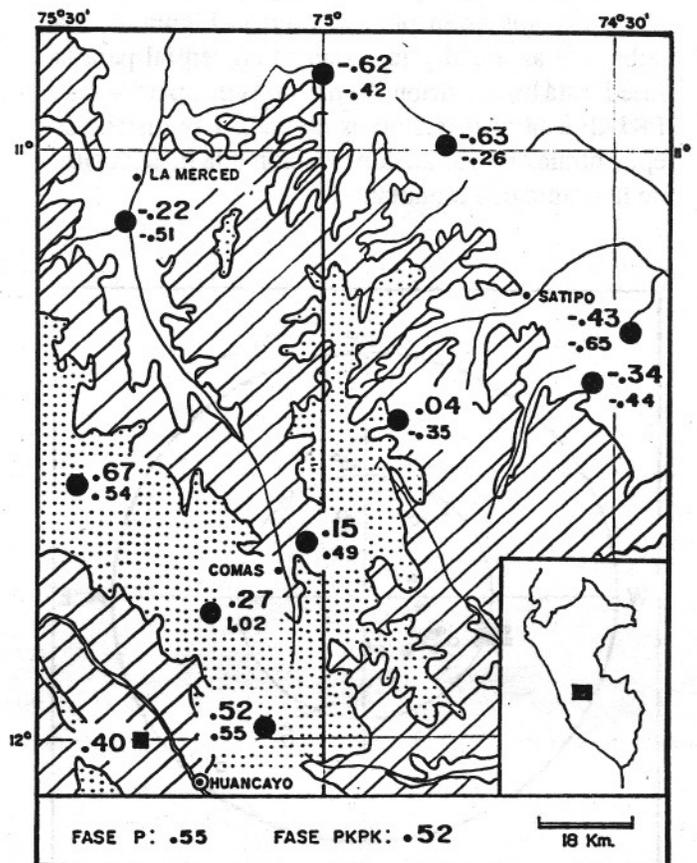


Figura 4. Anomalías de estación en segundos. El cuadrado sombreado es la anomalía de fase P calculado por Poupinet (1977) para la estación de Huancayo.

correspondiente diferencia en el espesor de la corteza. La fase PKIKP presenta valores de r_j afectados por las heterogeneidades existentes en el manto, ya que emergen a superficie en forma vertical y aunque su distribución azimutal no es tan buena (más del 80% de rayos emergentes tienen azimuts entre 180° y 270°), sus valores de r_j confirman lo observado con las fases P. La diferencia promedio de tiempos de arribo entre las dos zonas para esta fase es de 1.1 seg.

TABLA 2

| ESTACION | R_{ij} | ∂ | n |
|----------|----------|------------|----|
| ACO | 0.57 | 0.14 | 8 |
| RIC | 0.49 | 0.11 | 21 |
| SAC | 0.81 | 0.11 | 9 |
| MAY | 0.27 | 0.15 | 13 |
| CAL | -0.20 | 0.12 | 15 |
| UBI | -0.42 | 0.20 | 11 |
| CAR | -0.39 | 0.14 | 14 |
| RAM | -0.51 | 0.11 | 15 |
| AMT | -0.24 | 0.15 | 17 |
| MAZ | -0.54 | 0.20 | 7 |

Tabla 2. Medias aritméticas de r_{ij} para la fase PKIKP. ∂ = error medio cuadrático, n = número de eventos.

Sacks (1967), estudiando los residuos de la fase PKP para la región sur del Perú, señala la presencia de residuos de 2 a 3 segs. que no se deben a efectos de elevación ni a errores en el tiempo de recorrido teórico, sino a la falta de homogeneidad bajo los andes. Aunque estos valores sufren distorsiones cuando su frente de onda varía, ellos se estrechan en el centro del Perú. Considerando que nuestro estudio es de carácter local y en una región de fuerte desnivel topográfico, los valores encontrados para fases que emergen verticalmente se encuentran próximos a los hallados por Sacks (1976), aún considerando que son fases distintas.

La figura 5a muestra la relación existente entre las anomalías y la altitud de las estaciones para la fase P, esta relación presenta un factor de correlación excelente (0.92), quedando definida con la siguiente ecuación:

$$R(P) = - 0.65 + 0.25 h \quad 5.$$

Para la fase PKIKP (Figura 5b) su factor de correlación también es muy bueno (0.94) y su relación se define con:

$$R(PKIKP) = - 0.60 + 0.31 h \quad 6.$$

En las ecuaciones 5 y 6 el producto $a.h$ define el tiempo que demora una onda sísmica en recorrer una determinada altura; entonces, se puede considerar el tiempo promedio de ambas ecuaciones, es decir:

$$t = 0.28 h \quad 7.$$

donde h es la diferencia de altura existente entre las dos zonas de estudio.

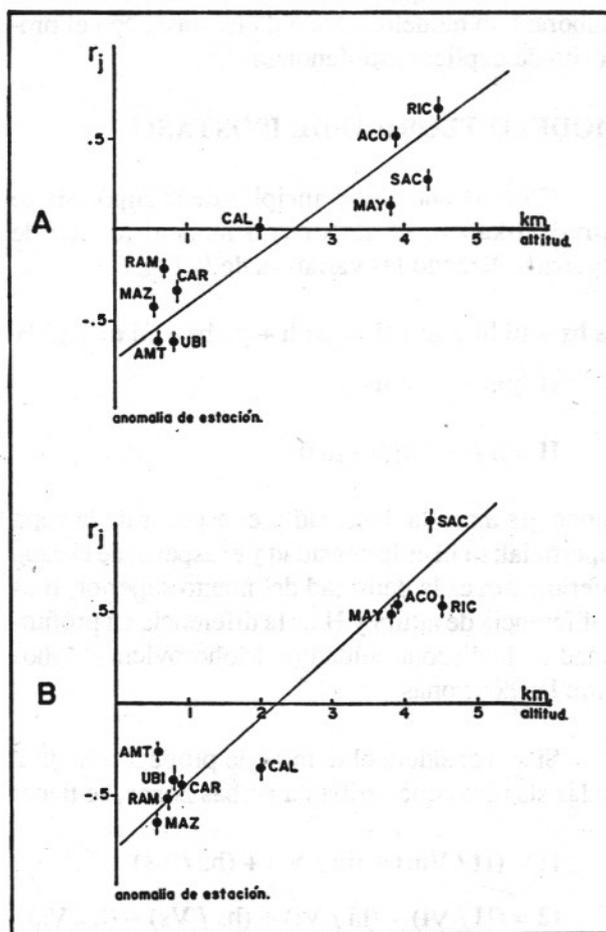


Figura 5. Anomalías de estación en función de la altitud de las estaciones.

El resumen de las observaciones y resultados preliminares son:

1. Las variaciones de r_j entre las dos zonas confirman lo observado con R_{ij} y r_{ij} . Las ecuaciones 5 y 6 nos permiten aceptar definitivamente que el espesor de la corteza varía de una zona a otra.

2. La variación media de r_j (fase P y PKIKP) entre las dos zonas es aproximadamente 1 seg., lo cual corresponde a un incremento en el espesor de la corteza de ≈ 6 km. (*) o al 14% de disminución de la velocidad cortical del SW al NE en el Perú Central. La relación encontrada entre la altitud de las estaciones y sus anomalías permiten deducir que existe equilibrio isostático en esta región, tal como lo sostiene Sebrer (1987) cuando analiza el comportamiento de los esfuerzos bajo una zona de subducción y aunque estudios realizados por Lyon-Caen et al. (1985) presentan como resultado que la compensación isostática no es suficiente para explicar el equilibrio de la Cordillera Oriental, en este estudio se elaborará un modelo teórico de isostasia con el propósito de explicar este fenómeno.

MODELO TEORICO DE ISOSTASIA

Considerando los principios de la Hipótesis de Airy-Heiskanen, se elabora un modelo teórico de corteza utilizando las variables de la Fig. 6.

$$\mu_s h_s + \mu_i h_i + \mu_m H = \mu_s h + \mu_s h_s + \mu_i h_i + \mu_i H$$

$$H (\mu_m - \mu_i) = \mu_s h$$

$$H = h (\mu_s / (\mu_m - \mu_i)) \quad 8.$$

donde: $\mu_s h_s$ es la densidad y el espesor de la capa superficial; $\mu_i h_i$ es la densidad y el espesor de la capa inferior; μ_m es la densidad del manto superior; h es la diferencia de altura y H es la diferencia en profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic (Moho) entre las dos zonas.

Si se considera el tiempo de propagación de 2 ondas sísmicas que arriban a ambas zonas, se tiene:

$$t_1 = (H / V_m) + (h_i / V_i) + (h_s / V_s)$$

$$t_2 = (H / V_i) + (h_i / V_i) + (h_s / V_s) + (h / V_s)$$

donde: V_s , V_i , V_m son las velocidades de propagación de las ondas longitudinales en las capas superior, inferior y manto superior. La diferencia de tiempos de arribo a ambas zonas queda definida por:

$$\Delta t = (t_2 - t_1) = H ((1 / V_i) - (1 / V_m)) + h / V_s$$

(*) Este valor aproximado debe ser ajustado con un factor $F(h, \mu)$ que está en función de la diferencia de altura y de la densidad del medio.

reemplazando el valor de H según la ecuación 8, se tiene:

$$\Delta t = h((1 / V_s) + (\mu_s / (\mu_m - \mu_i))((1 / V_i) - (1 / V_m))) \quad 9.$$

El modelo de velocidad de la Tabla 3 fue desarrollado por Dorbath et al. (1986) y se ajusta a nuestros requerimientos ya que los errores en el cálculo de los parámetros focales de la actividad sísmica ocurrida en esta región y registrada durante el funcionamiento de la red fueron mínimos. Utilizando este modelo y la ecuación 9 se calcula la diferencia teórica del tiempo de arribo de la onda sísmica a cada zona, o sea:

$$\Delta t = 0.28 \text{ h}$$

Este valor teórico es igual al obtenido en este estudio (ecuación 7); por lo tanto, este modelo se asemeja a un modelo de corteza real. Además, quedaría demostrado que esta región se encuentra isostáticamente compensada; entonces, existe equilibrio isostático.

El valor de H puede ser calculado según la ecuación 8; por lo que, $H = 5.14$ h. La diferencia promedio de altura asumido entre las dos zonas es de 3 kms., entonces $H = 15.4$ kms.

Una buena aproximación del espesor promedio de la corteza es de 35 kms. que sumados al valor de H permite obtener un espesor para la corteza por debajo de la Cordillera Oriental de ≈ 50 kms. Este valor se ajusta a lo descrito por James (1971), Deza (1969) y Ocola (1971) para el sur del Perú.

TABLA 3

| Capa | Velocidad de la onda longitudinal (km/se) | Densidad (gr/cm ³) |
|------------------|---|--------------------------------|
| Corteza superior | 6.0 | 2.55 |
| Corteza inferior | 6.8 | 2.55 |
| Manto superior | 8.0 | 3.35 |

Tabla 3. Modelo de corteza según Dorbath et al. (1986) utilizado para la elaboración del modelo teórico de isostasia.

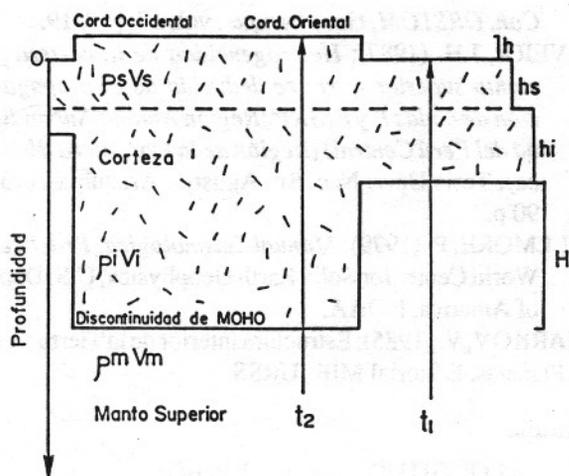


Figura 6. Modelo teórico de isostasia elaborado según la hipótesis Airy-Heiskanen.

CONCLUSIONES

La conclusión más clara es la marcada diferencia que existe entre las anomalías de estación (t_j) de la zona andina con relación a la zona subandina, las mismas que están relacionadas con la diferencia de altura existente entre las dos zonas.

El equilibrio isostático a nivel de la corteza (Moho), es suficiente para explicar la variación de las anomalías de estación en la región del Perú Central.

Según el modelo teórico de isostasia, el espesor de la corteza por debajo de la Cordillera Oriental es de ≈ 50 kms.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte de los estudios de sismicidad realizados en el Perú dentro del Convenio entre el Instituto Geofísico del Perú IGP y el Instituto de Investigación Francés ORSTOM. Mi reconocimiento al Dr. Louis Dorbath, Armando Cisternas y Jaques Deverchère por conseguir el patrocinio de ORSTOM. Al Ing. Ernesto Deza por revisar el manuscrito, al Dr. José Macharé y al Lic. Leandro Rodríguez por guiar y opinar al presente. Al Dr. Henry Poupon, Jefe de la misión ORSTOM en el Perú por todo el apoyo brindado para la culminación del presente estudio.

BIBLIOGRAFIA

- CLEARY, J., HALES, A., (1966): An analysis of the travel time of P waves to North American stations in the distance range 32° to 100° , *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 467-489.
- COULOMB, J., JOBERT, O. (1973): *Traité de Géophysique Interne*, Tomo I, Ed. Masson, Paris, 875 p.

- DORBATH, C., DORBATH, L. (1984): *Approche sismologique de la structure de la lithosphere en Afrique de l'Ouest*. Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- DORBATH, C.; DORBATH, L.; GAULON, R. y HATZFELD, D. (1985): Seismological Investigation of Bangui magnetic anomaly region and its relation to the margin of the Congo Craton. *Earth and Planetary Science Letters*, 75, p. 231-144.
- DORBATH, C.; DORBATH, L.; CISTERNAS, A.; DEVERCHER, J.; DIAMENT, M.; OCOLA, L. y MORALES, M. (1986): On Crustal seismicity of the Amazonian foothill of the Central Peruvian Andes. *Geophys. Res. Lett.* vol. 13, p. 1023-1026.
- DEZA, E. (1969): Estudio preliminar sobre las zonas de transición que separan posibles regiones sismotectónicas del margen occidental de Sudamérica: zona de transición en el Perú., I Congreso Nac. Ing. Antisísmica, Lima, 9 p.
- ENGDahl, E. (1977): Interpretation of relative Teleseismic P wave Residuals. *Jour. Geophys. Res.* vol. 82, n. 36.
- FAIRHEAD, J. y REEVES, E. (1977): Teleseismic delay times Bouguer Anomalies and inferred thickness of the African Lithosphere. *Earth Planet. Sci. Let.*, 36, pp. 63-76.
- HERRIN, E. (1968): Seismological Tables for P phases., *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58, p. 1193-1421.
- JAMES, D. (1971): Andean crustal and upper mantle structure. *Jour. Geophys. Res.* vol. 76, n.14.
- GUTENBERG, B. (1939): *Internal constitution of the earth*. Mc. Graw Hill Book Company, New York, 320 p.
- LENARTOWICZ, E. y ALBERT, R. (1980): P-wave travel time residuals and the crust and upper mantle lateral inhomogeneities in Africa. *Tectonophysics*, 67, pp. 123-137.
- LYON-CAN, H.; MOLNAR, P. y SUAREZ, G. (1985): Gravity anomalies and flexure of the Brazilian shield beneath the Bolivian Andes., Dept. of Earth Atmospheric and Planetary Sciences, M.I.T., Cambridge, M.A. 01239.
- MEGARD, F. (1978): *Etude géologique des Andes du Pérou Central*. Memoires de ORSTOM, 86, Paris.
- OCOLA, L. y MEYER, R. (1971): Gross crustal structure under Peru-Bolivia altiplano. *Earthquakes Notes*, Seism. Soc. Am., 42 (3-4).
- PLOMEROVA, J. y VABUSKA, V. (1984): Special variations of P residuals and deep structure of the European Lithosphere. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 79, p. 363-383.
- POUPINET, G. (1977): *Heterogeneities du manteau terrestre déduites de la propagation des ondes de volume*. *Interpretation Géodynamique*. Thèse Univ. Sci. et Med. Grenoble, Francia.
- SACKS, I. (1967): Residuals in travel times from teleseisms on the Andean stations. *Carnegie Inst. Was-*

- ington, *Year Book*, 65, 47-50.
- SEBRIER, M. (1987): Champ de contrainte au-dessus d'une zone de Subduction: L'exemple des Andes Centrales (Pérou Central et Meridional), *Bull. Inst. Fr. Et. And.* XVI, N 1-2.
- SENGUPTA, M. y JULIAN, B. (1976): Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneities in the deep mantle, *Nature* 242, 443-447.
- SIMON, R. (1972): *Earthquake Interpretations*. Colorado School Mines, Ed. CERESIS, Lima - Perú, 68 p
- VALANCE, G. (1980): Interpretation des ondes PKP, de leurs precurseurs et multiples observes a Bangui., *Cah. ORSTOM, Geophysique*, vol. 17, p. 3-19.
- TAVERA, J.H. (1987): *Heterogeneidad de la corteza y manto superior terrestre deducido de la propagación de ondas P y PKIKP (Región Andina-Subandina del Perú Central) (Región de la Cordillera Blanca)*. Tesis Univ. Nac. Sn. Agustín, Arequipa-Perú, 90 p.
- WILLMORE, P. (1979): *Manual Seismological Practice*. World Center for Solid Earth Geophysics, U.S. Dep. of America, NOAA.
- ZHARKOV, V. (1985): *Estructura interior de la Tierra y de los Planetas*. Editorial MIR, URSS.

ANEXO Lista de los eventos telesísmicos utilizados en este estudio.

| FECHA D.M.A. | HORA H. | ORIGEN M. S. | LATITUD GRADOS | LONGITUD | REGION |
|-------------------|------------|-----------------|-------------------|----------|---------------------------|
| ONDA P. | | | | | |
| 130785 | 19 09 | 17.0 | 25.870N | 45.046W | Cord. North Atlantic. |
| 210785 | 13 10 | 33.3 | 19.036N | 67.974W | Mona Passage. |
| 250785 | 14 00 | 00.0 | 37.297N | 116.438W | Southern Nevada. |
| 270785 | 16 26 | 45.5 | 26.935S | 113.412W | Eastern Island Region. |
| 280785 | 22 59 | 54.5 | 60.312S | 26.910W | South Sandwich Islands. |
| 290785 | 11 35 | 53.7 | 17.702N | 94.600W | Chiapas, México. |
| 010885 | 23 15 | 15.4 | 57.709S | 25.373W | South Sandwich Islands, |
| 040885 | 04 54 | 01.9 | 44.888S | 75.447W | Off Coast Southern Chile. |
| 120885 | 17 12 | 36.2 | 17.978N | 68.534W | Mona Passage. |
| 150885 | 08 59 | 49.8 | 38.438S | 93.252W | West Chile Rise. |
| 170885 | 00 51 | 42.4 | 52.203S | 16.964E | Southern of Africa. |
| 180885 | 15 25 | 08.4 | 55.72 S | 124.14 W | Eastern Island Cordillera |
| 240885 | 20 27 | 13.5 | 21.753N | 108.421W | Revilla Gigedo Island. |
| 270885 | 00 24 | 21.8 | 26.460N | 44.617W | North Atlantic Ridge. |
| 270885 | 18 07 | 30.3 | 58.904S | 25.359W | South Sandwich Islands. |
| ONDA PKIKP | | | | | |
| 140785 | 19 54 | 46.4 | 4.184S | 152.592E | New Britain Region. |
| 170785 | 08 09 | 29.2 | 4.259S | 152.875E | |
| 220785 | 09 06 | 11.9 | 6.293S | 148.727E | |
| | 09 26 | 52.1 | 6.281S | 148.725E | |
| | 09 51 | 33.2 | 6.63 S | 148.88 E | |
| | 10 12 | 27.1 | 6.482S | 148.740E | |
| | 11 25 | 24.9 | 6.370S | 148.774E | |
| 230785 | 03 23 | 10.4 | 8.511S | 110.538E | Java. |
| 280785 | 14 42 | 09.3 | 5.021S | 151.988E | New Britain Region. |
| 310785 | 20 28 | 05.2 | 7.701S | 128.118E | Banda Sea. |
| 010885 | 12 13 | 44.9 | 29.159N | 95.134E | India-China Border Region |
| 040885 | 00 00 | 48.0 | 0.085S | 123.924E | Minahassa Peninsula. |
| | 02 36 | 23.6 | 7.445N | 123.463E | Mindanao Philippine. |
| | 19 43 | 31.3 | 5.192S | 152.611E | New Britain Region. |
| 070885 | 06 24 | 07.8 | 0.126N | 120.367E | Minahassa Pininsula. |
| 080885 | 23 59 | 24.1 | 5.408S | 153.091E | New Britain Region. |
| 090885 | 19 54 | 45.5 | 16.889N | 120.224E | Luzon Philippine. |
| 100885 | 04 12 | 46.7 | 6.046S | 105.406E | Sunda Strait. |
| | 16 36 | 09.1 | 4.325S | 152.880E | New Britain Region |
| 110885 | 16 06 | 01.4 | 36.072N | 95.637E | Ginghai, Province China. |
| 120885 | 04 18 | 57.9 | 7.031S | 117.163E | Bali Sea. |
| 130885 | 00 25 | 21.6 | 2.459S | 125.907E | Ceran Sea. |
| | 08 27 | 36.9 | 4.360S | 152.781E | New Britain Region. |
| 200885 | 13 43 | 16.4 | 1.051S | 126.928E | Moluca Sea. |
| 260885 | 14 08 | 23.1 | 6.922S | 148.970E | New Britain Region. |