

南米の Conductivity Anomaly — Andean Anomaly —

地磁気観測所 森 俊 雄

南米 Peru 附近の survey は U. Schmucker 等 (1964, 1966) によって IGY (1957, 1958), 1963, 1965 年と行なわれている。1966 年の論文は 1963 年の論文の内容をも含むものであるので、以下には 1966 年の論文の概要を述べる。

Survey の Station の位置を第 1 図に示す。これらの Station の附近であるから、daily range および日中の magnetic fluctuation に equatorial electrojet の影響を受ける。1965 年 3 月 15 日～16 日の 6 日間の quiet day の hourly mean value, 日中の oscillation および夜中の bay の記録例を各々第 2, 3 図, 第 4 図および第 5 図に示す。

第 2 図では CAT と ABA が dip-equator 附近の station で、点線および実線はそれぞれ海岸および内陸の station である。H の変化については海岸と内陸の station とを比較して ocean-edge effect はみとめられない。Z については dip=0 の地点で正 (鉛直下向) であるのは electrojet がここでは北へ shift されていることを示している。D については海岸と内陸の station とで位相がずれているが、その間の local time の相違約 15 分を考慮に入れてもおお大きい。これは induced jet の下の high mantle conductivity によって北の方向に deflect されるということであろう。

第 4 図の magnetic fluctuation では H は dip-equator で振幅が最大で、南北に行くに従って振幅が小さくなっている。Fig. 5. の夜中の bay には equatorial jet current の影響が現われていない。

Co-latitude を θ とし、Sq-system による field を球函数で表わすと、ある meridian に沿った磁場の成分は

$$H(\theta) = \sum_{n=m}^{\infty} (E_n + I_n) \frac{\partial P_n^m}{\partial \theta}$$

$$Z(\theta) = \sum_{n=m}^{\infty} (n E_n - (n+1) I_n) P_n^m$$

Equator に対してHはsymmetric, Zはantisymmetric であるから P_{m+1}^m , P_{m+3}^m, \dots が残るが, 第1項のみをとると

$$H(\psi) = H(0) \cdot \cos^{m-1} \psi [\cos 2\psi - (m-1) \sin^2 \psi]$$

$$Z(\psi) = C_m \cdot H(0) \cdot \cos^{m-1} \psi \sin 2\psi$$

$$C_m = \frac{n E_n - (n+1) I_n}{2(E_m + I_m)}$$

$$n = m + 1$$

ここで ψ はlatitudeである。Chapman and Bartels (1940)がsolar daily variationの解析から $I_n/E_n, C_m$ の値を求めており, その値は $m=2$ および3に対して $I_3/E_3 = 0.43 + i \cdot 0.14$, $C_2 = 0.42 - i \cdot 0.24$ および $I_4/E_4 = 0.38 + i \cdot 0.15$, $C_3 = 0.72 - i \cdot 0.35$ である。Chapman and Bartels(1940)の値を用い, dip equator から2000km北にあるFUquene (FU; Colombian)ではjet-fieldの影響を受けていないと考えると, FUのZの値から $m=3$ を採用すると都合がよい。 $m=3$ のとき

第1表 Daily range($S_q + \text{jet}$) and amplitude($S_D + \text{jet}$)
for H and Z at several dip latitudes.
(After U.Schmucker et al.; 1966,)

Station	Dip-latitude	Daily range ($S_q + \text{jet}$)		Amplitude($S_D + \text{jet}$)	
		H	Z	H	Z
FUquene	+183°	36+0r	-21 -(3)r	24+0r	0+(22)r
HUC	+ 2.7	54+39	0 -31	24+31	-13
CAS	+ 2.7	54+36	0 -25	24+32	-21
ABA	-0.2	53+85	5+3	24+84	-5
CAT	-0.1	53+79	5+21	24+78	+14
DEA	-2.5	52+56	9+59	24+48	+12(phase)
JAM	-2.6	52+42	9+55	24+32	+40
Pilar	-150	29+0	22+0

$$H(0) = 54 \gamma, \quad Z_{FU} = -21 \gamma$$

これより daily range の Sq-system による部分を求め、jet field と分離した結果が第 1 表に示されている。ABA においては daily H-range 138 γ のうち、53 γ が "normal" Sq-system によるもので external が 38 γ , internal が 15 γ であり、残りの jet field による分 85 γ は後述の image-jet の方法から external が 70 γ , internal 15 γ とする。

第 1 表の右側の Column は第 4 図の fluctuation を Sp-system と jet field による部分に分離した結果を示している。H については equator 附近では Sp-system による部分は一定であると考え、それには FU の値 24 γ を採用した。

Dip-equator の上方高さ ℓ のところに line current (実際には幅 $2b$, 高さ $\sqrt{\ell^2 - b^2}$ の band current に相当する) があり、深さ h^* のところが superconductor であると考えると、jet-center から x だけ離れた所の磁場の成分 H, Z は

$$H(x) = C \cdot \frac{\ell}{x^2 + \ell^2} + \frac{L}{x^2 + L^2}$$

$$Z(x) = Cx \cdot \frac{1}{x^2 + \ell^2} - \frac{1}{x^2 + L^2}$$

$$L = 2h^* + \ell$$

h^* と ℓ について解くと

$$\frac{2h^*}{x} = \frac{Z(x) \cdot H(0)}{N}$$

$$\frac{\ell L}{x^2} = \frac{Z^2 + H^2}{N}$$

$$N = H(x) \cdot [H(0) - H(x)] - Z^2(x)$$

これより各地の h^* と ℓ が求められる。HUC においては、daily electrojet range については $h^* = 480$ Km, $\ell = 240$ Km, 日中の fluctuation については $h^* = 180$ Km とする。

次に第 5 図の夜中の bay をみると H は広範囲にわたって一定であるが、海岸の station では 40~45 γ , Andes の station では 50~53 γ である。海水による影響のみが

あるとすれば、Hの振幅は海岸の stationの方が大きくなるはずであるが、Andes の方が大きいのは、Andesの下により conductive なものがあるか、海岸附近にその効果を弱めるものがあるかということになる。Zの変化で著しいことは AREと COCでは振幅が大きく符号が逆であることと、海岸の station に比較して内陸の stationの方が振幅が大きいことである。しかし、CAMにみられるように bay の start time で Zが増加しているのは短周期の変化に対しては Ocean-edge effect が現われるが、1~2時間の周期の変化に対しては Andean anomalyの方が卓越していることを示す。

観測された Hと Dの変化を true north component X と east component Y に変換し、normal な状態での値を \bar{X} , \bar{Y} とする。赤道附近では normal なものは Xのみの component をもつと考えられるので、ある地点 Pでの地下の異常による地磁気変化 dX dY および dZ は

$$dX(P, t) = h_x(P, f) \cdot \bar{X}(t)$$

$$dY(P, t) = d_x(P, t) \cdot \bar{X}(t)$$

$$dZ(P, t) = Z_x(P, t) \cdot \bar{X}(t)$$

と表わされる。ここで f は frequency である。

\bar{X} にどの station の値を採用するか問題があるが、ここでは海岸と Andes の中間の ARE (Arequipa) の値を使用している。したがって、 h_x , d_x , Z_x は

$$h_x = \frac{\langle dX \cdot X_{ARE} \rangle}{\langle X_{ARE}^2 \rangle}$$

$$d_x = \frac{\langle dY \cdot X_{ARE} \rangle}{\langle X_{ARE}^2 \rangle}$$

$$Z_x = \frac{\langle Z \cdot X_{ARE} \rangle}{\langle X_{ARE}^2 \rangle}$$

ここで $\langle \rangle$ は平均を表わす。

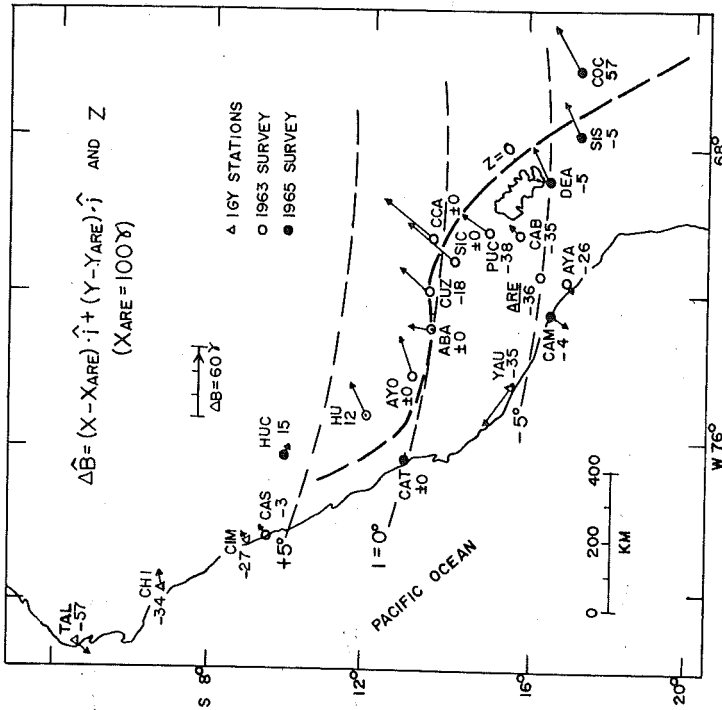
第1図には $X_{ARE} = 100 \gamma$ としたときの各 station の Zの値と、各 station の horizontal vector と ARE の horizontal vector の vector 差を示している。太い破線は $Z = 0$ の線である。

$Z=0$ の線に垂直な断面の地下構造を考えるので、上記の h_x , d_x を $Z=0$ の線に垂直な方向の値 h_r に、 Z_x を Z_r に変換する。観測期間中に得られた使用可能なbayをすべて用いて各 station の h_r , Z_r を求め仮定した model と比較している。第6図でAはU. Schmucker (1964), Bは楕円形, CはRikitake and Whitham (1964)の model である。このうちBとCの model は比較的よく一致しており、Aの model では説明できない。このことはAndes山脈の下ではhighly conductiveなものが隆起していることを暗示している。

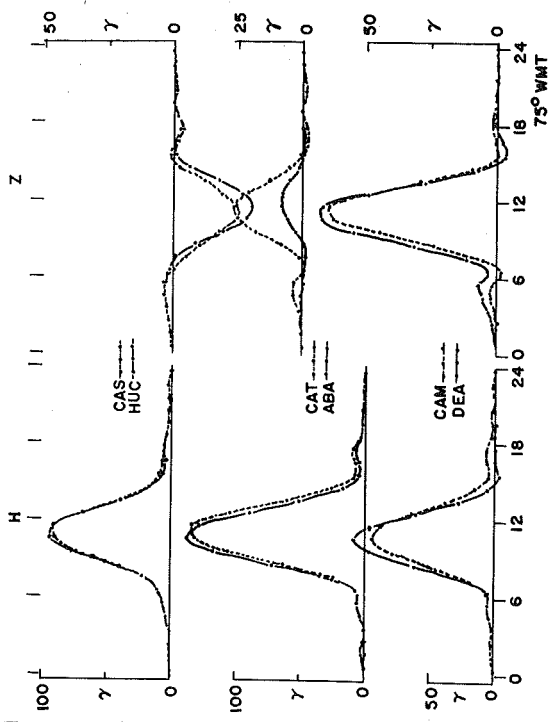
第1図の station の分布から気づくように $Z=0$ の線より東側の station が不足している。Fig. 5.の結果を確かめるためにもAndesの東斜面での測定が必要になる。ABAとDESの間のより密な研究がすでに進行されており、1967年は1965年と類似の方法で $dip = 0$ を中心とする9つの地点で同時測定をする計画であると記されている。したがってその結果が期待される所である。

文 献

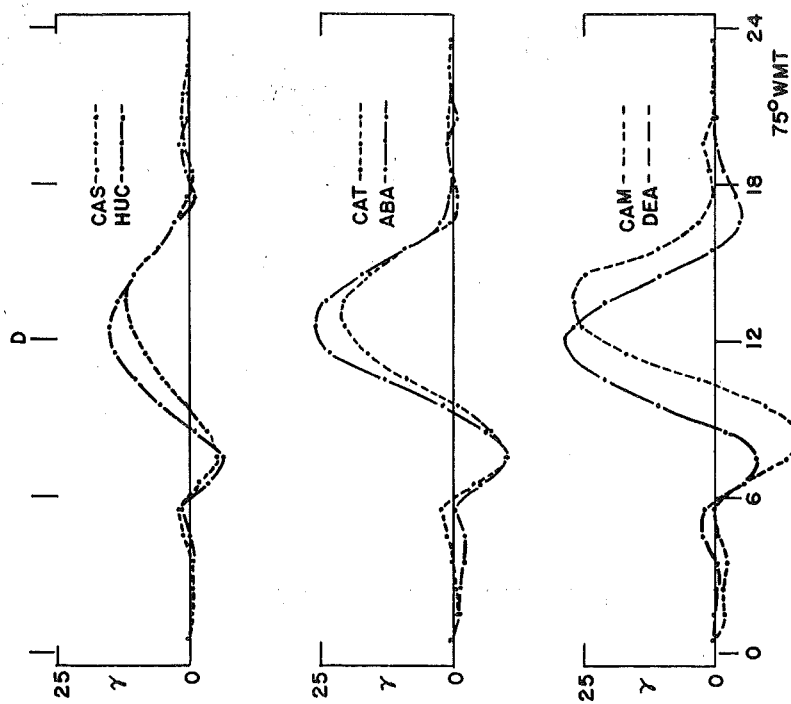
- U. Schmucker, O. Hartmann, A. A. Giesecke, Jr., M. Casaverde, and S. E. Forbush (1964); Electrical conductivity anomalies in the Earth's crust in Peru., Carnegie Inst. Washington Year Book 63, 354-362.
- U. Schmucker, S. E. Forbush, O. Hartmann, A. A. Giesecke, Jr., M. Casaverde, J. Castillo, R. Saiqueiro, and S. del Pozo (1966); Electrical conductivity anomaly under the Andes., Carnegie Inst. Washington Year Book 65, 11-28.
- S. Chapman and J. Bartels (1940); Geomagnetism., Oxford Univ. Press, London.
- U. Schmucker (1964); Anomalies of geomagnetic variations in the Southwestern United States., J. G. G., 14, 193-221.
- R. Rikitake and K. Whitham (1964); Interpretation of the Alert anomaly in geomagnetic variations., Can. J. Earth Sci., 1, 35-62.



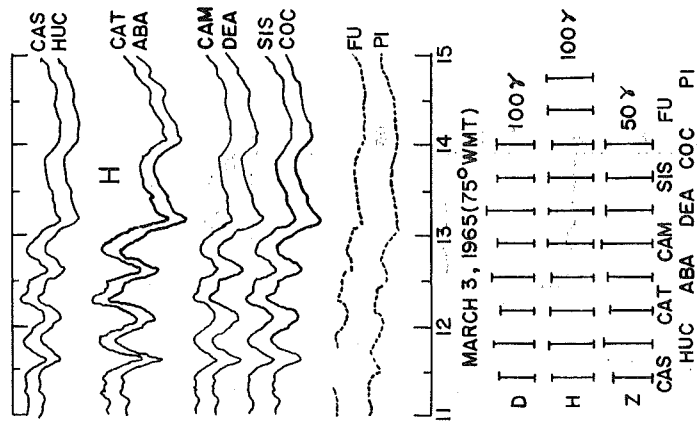
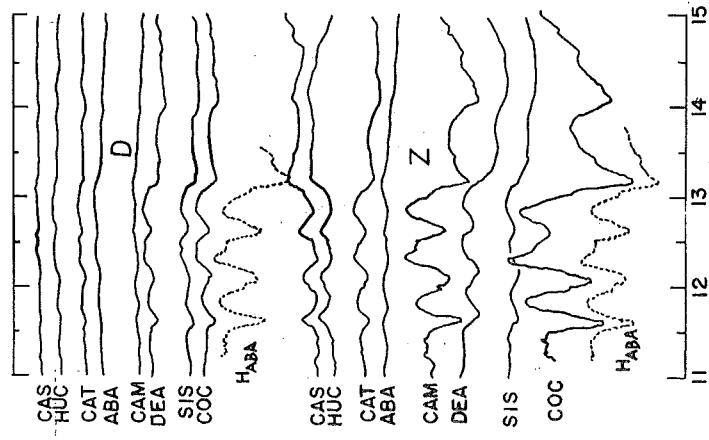
第1图 Location of Peruviana and Bolivian magnetic field stations. Andean anomaly, deduced from two bays at each station and normalized with the transient X(north-south) component at Arequipa. (After U.Schmucker et al., 1966.)



第2图 Hourly means in H and Z, averaged over 6 quiet days (March 15-20, 1965). (After U.Schmucker et al., 1966)

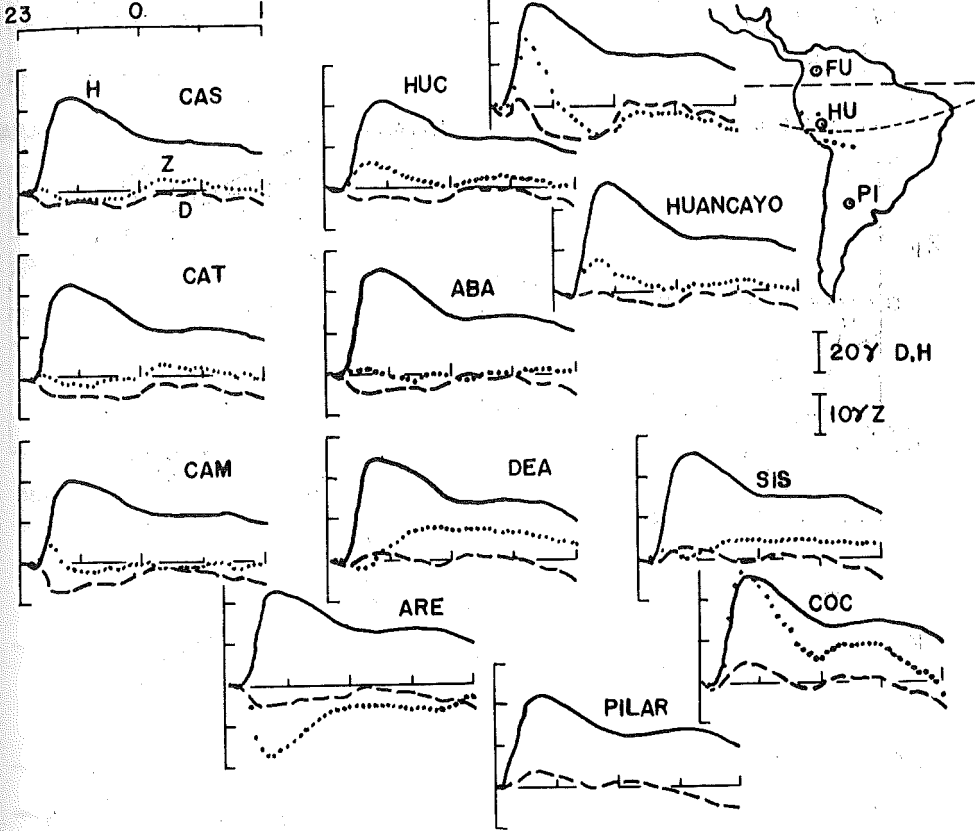


第3图 Hourly means in D, averaged over the same 6 days as in 第2图.
(After U. Schmucker et al., 1966)

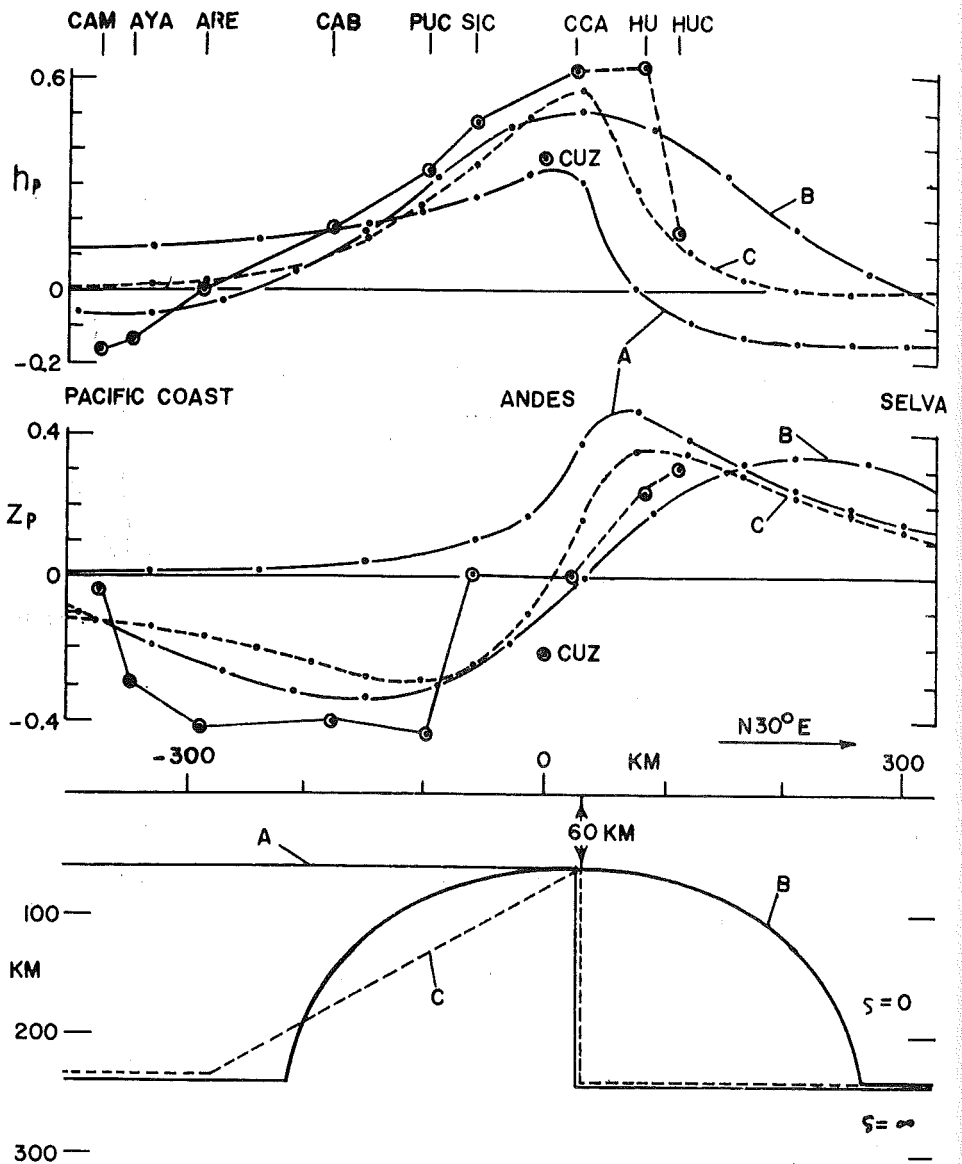


第4图 Low-latitude daytime oscillations.
(After U. Schmucker et al., 1966.)

MARCH 4, 1965 (75° WMT)



第5图 Two-hour-long sections of nighttime records, containing a typical bay. (After U. Schmucker et al.; 1966.)



第6图 Calculated and observed cross sections through Andean anomaly in Southern Peru. (After U. Schmucker et al.; 1966.)