

# PALEOMAGNETISM OF THE QUATERNARY CERRO PRIETO, CRATER ELEGANTE, AND SALTON BUTTES VOLCANIC DOMES IN THE NORTHERN PART OF THE GULF OF CALIFORNIA RHOMBOCHASM

Dr. Jelle de Boer  
Wesleyan University  
Middletown, Connecticut, USA

## ABSTRACT

Deviating thermomagnetic directions in volcanics representing the second and fifth or sixth pulse of volcanism suggest that the Cerro Prieto volcano originated about 110,000 years B. P. and continued to be active intermittently until about 10,000 years ago.

## QUATERNARY VOLCANIC CENTERS

The tectonic entity comprising the Salton Sea, Imperial Valley, Mexicali Valley, and Gulf of California contains several volcanic complexes that are considered to be of Quaternary age. The largest complex (Sierra Pinacate) is located in the Sonora desert (Fig. 1). Smaller, single domes or groups of domes occur along the southern shore of the Salton Sea (Salton Buttes), in the Mexicali Valley (Cerro Prieto), and in the Gulf of California (Consag Rock, Isla San Luis, Isla Tortuga). To enable relative dating of Cerro Prieto, samples were also collected from radiometrically dated domes and craters in the Salton Sea and Pinacate regions.

## SALTON BUTTES

Four of the five Salton Buttes (Obsidian Butte, Rock Hill, Red Hill, and Red Island) occur on a northeast-trending lineament which coincides with the long axis of a major magnetic anomaly (Griscom and Muffler 1971). The fifth (Mullet Island) is located further north in the same magnetically anomalous area. The volcanics are low calcium, alkali rhyolites containing tholeiitic and granitic xenoliths (Robinson et al., 1976). The domes are locally modified by wave-cut benches carved during various stands of prehistoric Lake Cahuilla (Robinson et al., 1976). A single K/Ar age (16,000 to 55,000 B. P.) was obtained from Obsidian Butte (Muffler and White, 1969). Paleomagnetic samples were collected from Obsidian Butte along a northwest-southeast traverse across the center, and from Red Hill in a quarry in its southwestern flank.

## CRATER ELEGANTE

The Pinacate volcanic field is located in northwest Sonora, near the northern end of the Gulf of California. The field is dominated by the Sierra Pinacate, a large, broad, composite volcanic pile (maximum elevation 1,206 m) which contains eight collapse features. Crater Elegante is a caldera, about 1.6 km in diameter, 244 m deep, located on the northeast flank of the Sierra Pinacate (Gutmann, 1976). Paleomagnetic samples were collected from two flows and a dike exposed in the eastern wall of the depression. K/Ar data provided by Lynch (1979) gave ages of  $0.465 \pm 0.065$  m.y. for the oldest flow, and  $0.461 \pm 0.036$  m.y. for the dike.

## CERRO PRIETO

The Cerro Prieto volcano consists of two slightly overlapping volcanic centers which developed on a fracture zone trending N.  $38^\circ$  E. (Puente Cruz and de la Peña L., 1979). The centers rise 260 m above the floor of the Imperial Valley and have diameters of approximately 1,000 m. The northeastern cone contains a small crater 200 m in diameter and 60 m deep. Both cones consist of rhyodacitic intrusives and flows (Reed, 1976). A stratigraphic analysis of a section along the southeastern flank of the northern complex revealed at least

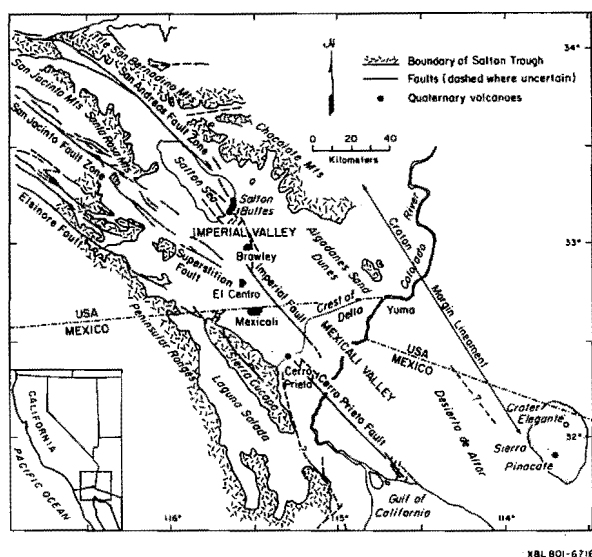


Figure 1. Location of sampling areas in the Salton Trough.

five eruptive phases. At the base of the section is a layer of arkosic sands, probably of aeolian origin. Overlying this unit is 30 cm of fluvial sands. Secondary sorting and the presence of small volcanic fragments indicate a phreatic origin. This unit is overlain by 30 cm of gray pyroclastics which include several volcanic bread bombs. An additional four units can be recognized, each consisting of phreatic sediments capped by pyroclastics. The youngest unit is composed of 8 to 10 m of silts and fine sands with isolated clay clasts, leached pyroclastic fragments, and bread bombs (up to 100 cm in diameter) overlain by a 150 m thick accumulation of reddish gray brecciated rhyodacite flows. The flows were probably fed by magmas ascending along a northeast-trending fracture which is exposed in the caldera. The feeder dike can be distinguished from the flows by subvertical northeast foliation and by magnetic intensity values an order of magnitude lower than those for the flows.

The age of the domes is in question. Steam escapes along the northeast flank of the northern dome, suggesting a young volcanic mass. Examination of cores by Reed (1979, written commun.) revealed the presence of apparently fresh crystal vitric tuffs at a depth of 191 m in well M-21, 6.5 km southwest of Cerro Prieto. Reed suggested that this material may have come from the Salton Buttes. There is, however, no evidence there for explosive activity that could have sent tuffs more than 100 km southward. The M-21 tuff therefore probably represents the eruption which breached the northern dome. A sub-rounded clast of Cerro Prieto rhyodacite, 6 cm in diameter, was recovered in a core from well M-26 at 1275-m depth (Reed, 1979, written commun.). Sedimentation rates in the Imperial Valley are high. An average rate of subsidence of 3 mm/yr was calculated for the last 2 m.y. (Lofgren, 1974). Assuming this rate, the tuff could be 60,000 years old and the clast 425,000 years old. Since Cerro Prieto is located on/in the Colorado delta, rates are probably higher (sediments at 2,500-m depth contain upper Pleistocene ostracodes; M. Reed, pers. comm.). At a rate of 10 mm/yr, the tuffs could be as young as 19,000, the pebble 120,000 years old. In view of the location of Cerro Prieto on the Colorado delta, the latter numbers appear more probable.

Paleomagnetic samples were collected from four geologic units:

1. A northeast-trending dike-like feature (Fig. 2, sites 1 and 2). This unit appears to represent the youngest volcanic event in the complex.
2. Flows on the flanks of the northern and on the crest of the southern dome (sites 3 to 6).
3. Steeply inclined silts and clays, probably previous caldera deposits (site 7).
4. Horizontal pyroclastics, cemented by partial

welding and caliche (site 8). These volcanics represent the second phase of explosive volcanism and are among the oldest of the complex.

## PALEOMAGNETISM

The magnetic field's behavior is characterized by excursions and reversals. To enable use of paleomagnetism for dating purposes, detailed knowledge of time, location, and polarity of paleopoles is required. The polar path for North America from Cambrian to the present is shown in Figure 3A (Van Alstine and de Boer 1978). Magnetic polarity differences enable subdivision of this path. In the last 70 m.y., for instance, reversal frequency has been high (estimates range from 0.2 to 1.0 reversal per million years). The last reversal occurred 0.69 m.y. ago. It marked the end of the Matuyama period of predominant reversed polarity, and initiated the Brunhes period of predominant normal (north-seeking) magnetism. Major excursions (semi-reversals) enable further subdivision of the Brunhes epoch (Fig. 4). Such periods, however short, are of great value for the purpose of dating rocks, if the events can be proven to be truly global and if control by radiometric ages is reliable.



XBL 801-6719

Figure 2. Location of sampling sites on Cerro Prieto.

Reliable historic records for variations of the geomagnetic field cover roughly 400 years. Archaeomagnetism provided a record for secular variations of the earth's field over the past 10,000 years. In the southwestern United States, chronological control for the archaeomagnetic data is provided by  $^{14}\text{C}$  dates on Indian fireplaces and dendrology. The polar path extending from A.D. 600 to the present shows that the magnetic pole circled the geographic pole in counterclockwise fashion. Three smaller loops, suggesting clockwise motion over periods of 250 years, overprint the counterclockwise loop. Polar motion in the period from A.D. 900 to 1,500 was mostly longitudinal. The pole moved back and forth in undulatory fashion across the geographic pole, as shown in Figure 3B (Dubois, 1974).

Data from sediment cores collected in oceans and lakes and young volcanics suggest that major excursions or incomplete reversals may have occurred 12,000, 18,000, 30,000, and 110,000 years B.P. Excursions in the period from 8,000 to 19,000 years B.P. have been grouped together and referred to as the Laschamp event (Bonhommet and Zahringer 1969; Noel and Tarling 1975). Confusion exists, however, since researchers were impressed by the radiometric ages but failed to compare the actual polar paths for the data obtained. The Starnö path, 12,077 to  $12,103 \pm 150$  years B.P. (typical Laschamp according to Noel and Tarling, 1975) resembles that of the Gothenburg excursion (12,350) to 13,750 years B.P. of Morner et al., (1971) and Morner and Lanser (1975), but is very different from the polar path of the Laschamp rocks (Fig. 4). The meridional path of the latter is almost orthogonal to that of the former two. Evidence for a major excursion, approximately 18,000 years B.P., comes from Nakajima et al. (1973), Freed and Healy (1974), and Noltimier and Colvinaux

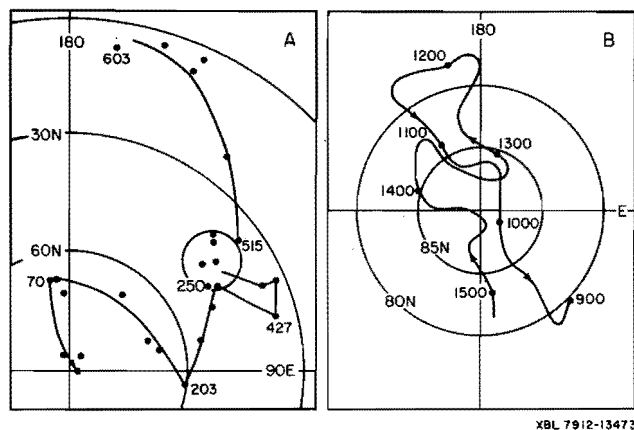


Figure 3. Apparent polar wandering paths with respect to North America: (A) 600 m.y. to present (Van Alstine, and de Boer 1978); (B) 900 to 1,500 B.P. (Dubois, 1974).

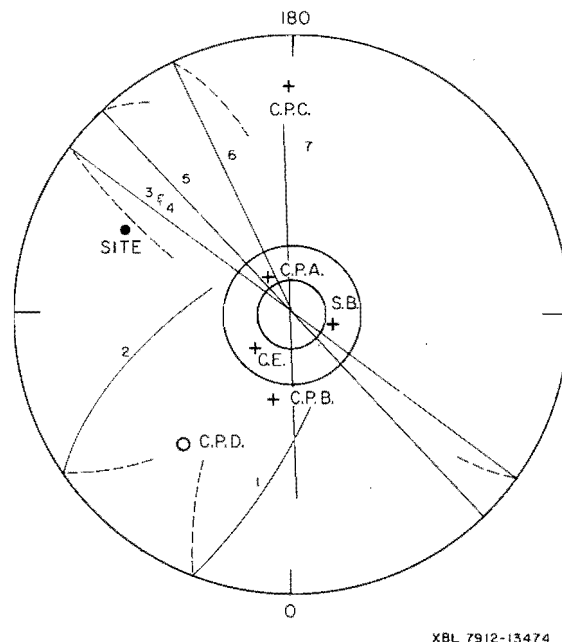


Figure 4. Polar paths for major excursions in Brunhes period: (1) Gothenburg, (2) Starno, (3) Lake Mungo, (4) Laschamp, (5) Lake Biwa, (6) and (7) Blake. Virtual geomagnetic poles for Cerro Prieto (CPA, CPB, CPC, CPD), Salton Buttes (SB), and Crater Elegante (CE). (CPD represents pole dike of site 2 at Cerro Prieto with a pole in the southern hemisphere; + southseeking field, 0 northseeking field).

(1976). The pole again moved meridionally ( $136^\circ\text{W.}$ ) and reached equatorial latitudes. Interestingly enough, this event (Lake Biwa I) is compared with the Lake Mungo event. Polar paths are indeed close, but ages differ significantly.

Evidence for a major excursion approximately 30,000 years ago has been supplied by Ninkovitch et al. (1966), Bucha (1970), Barbetti and McElhinny (1972), and Freed and Healy (1974). The only good polar path and age determinations ( $^{14}\text{C}$ ) come from the Lake Mungo archaeological site (Barbetti and McElhinny, 1972). It represents a meridional path at approximately  $127^\circ\text{W.}$  (Fig. 4). The Lake Mungo and Laschamp paths virtually overlap, suggesting that they represent one and the same excursion. Evidence in support of this hypothesis was obtained recently by Hall and York (1978) who redated Laschamp-Olby materials and obtained ages ranging from 21,500 to 61,500 years with a weighted average at  $45,400 \pm 2,500$  years B.P.

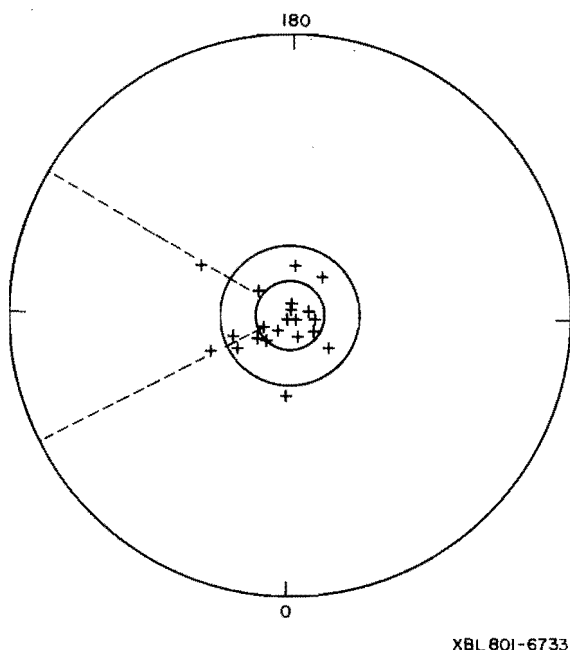
Evidence for the Blake event was first presented by Ninkovitch et al. (1966). Smith and Foster (1969) proved this event to be truly global, and estimated an age range from 108,000 to 119,000 years B.P. Supporting evi-

dence was provided by Wollin et al. (1971), Kukla and Koci (1972), Kawai et al., (1972), Denham and Cox (1971), and Menabe (1977). Data by the Menabe show a meridional path at approximately 155°W. or 175°W. (Fig. 5).

Ninkovitch et al. (1966) and Wollin et al. (1971) believe that other events have occurred approximately 180,000, 260,000, and 400,000 years ago. Insufficient data exist at this time to support their existence. Thus, a major data gap exists for 5/6 of the Brunhes period.

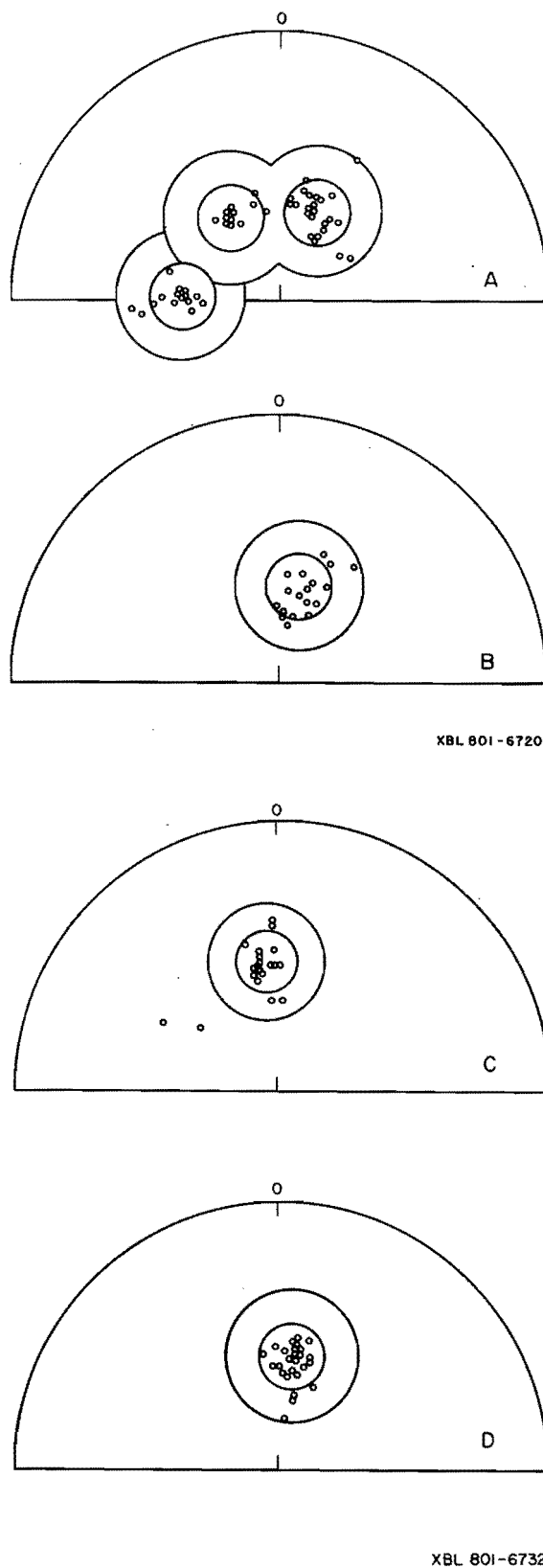
#### PALEOMAGNETIC DATA

The distribution of Brunhes poles for North America generally shows tight clustering around the geographic pole (Fig. 5). Some poles trend toward lower latitudes and may indicate excursions. If the Quaternary volcanics of the Salton/Imperial Trough region are truly Brunhes, their paleomagnetic poles should theoretically fall within these clusters. Barnard (1968) and Reed (1976) have stated that the Cerro Prieto volcanic eruption occurred during the Brunhes epoch. To be able to determine this more accurately, first it is necessary to establish what is known about the Brunhes magnetic field pole position in the region. Although information on paleopoles is scarce in this region, two important studies exist. Measurements of the magnetization in recent sediments of the Gulf of California and San Fran-



XBL 801-6733

Figure 5. Quaternary virtual geomagnetic poles for western United States (Irving et al., 1976).



XBL 801-6720

XBL 801-6732

Figure 6. Equal area projection (Schmidt net) of paleomagnetic data for: (A) Cerro Prieto volcanics, (B) San Francisco Bay muds, (C) Salton Buttes volcanics and (D) Crater Elegante volcanics. (See Table 1 and Figure 4.)

cisco Bay provide virtually identical directions (Irving et al., 1976; Graham, 1974). The vectorial distribution of the bay muds is shown in Figure 6B and provides a reliable measure for the present direction of magnetization in northern Mexico and California. Paleomagnetic research of Quaternary lava flows from the Medicine Lake Highlands of northern California has shown that the virtual geomagnetic pole (VGP) for these volcanics occur in far-sited positions with respect to the present pole. Brown and Mertzman (1979) compared these data with other poles for the western United States and concluded that the observed inclination anomalies that cause this deviation may be due to a large-scale regional field variation. Such a field variation should also affect the Quaternary volcanics of southern California and northern Mexico.

The paleomagnetic results are shown in Figure 6. With the exception of two concentrations for Cerro Prieto, all data appear to overlap. This overlap, however, does not indicate similar age since the pole positions computed from these data indicate clear differences. This is shown in Figure 4, depicting the pole positions computed

from averages of directions given on Figure 6. The VGPs for the Salton Buttes and Cerro Prieto CPB group are clearly far-sited with regard to the present pole. The Crater Elegante and Cerro Prieto CPA group are near-sited, as are the poles for the Baja California and San Francisco Bay muds. This suggests that the regional field variations of Brown and Mertzman (1975) could only have been temporary.

The following conclusions can be drawn from the data:

1. Paleomagnetic pole positions for Cerro Prieto deviate significantly from those of the Salton Buttes and Crater Elegante. The data thus suggest that the Cerro Prieto volcano may not have been active in the period from 16,000 to 50,000 and from 461,000 to 465,000 years B. P. The former age, however, is questionable.

2. The paleomagnetic data obtained for the Cerro Prieto cluster in three distinct groups. These groups provide different poles, suggesting differences in age between the partially welded pyroclastic (old event),

TABLE 1. PALEOMAGNETIC DATA

| Sample group                                 | N   | Decl. | Incl. | $\alpha$ 95 | P Lat. | P Long. |
|----------------------------------------------|-----|-------|-------|-------------|--------|---------|
| Salton Buttes (SB)                           | 18  | 354.9 | 49.9  | 3.3         | 78.2 N | 74.1 E  |
| Crater Elegante (CE)                         | 27  | 8.6   | 57.1  | 2.3         | 75.3 N | 45.6 W  |
| Cerro Prieto (CPA)<br>(Dikes, sites 1 and 2) | 13  | 333.2 | 59.8  | 2.4         | 76.7 N | 144.7 W |
| Cerro Prieto (CPB)<br>(Flows, sites 3 to 6)  | 24  | 23.3  | 60.0  | 3.2         | 63.6 N | 11.6 W  |
| Cerro Prieto (CPC)<br>(Pyroclastics, site 8) | 15  | 269.6 | 57.8  | 3.3         | 9.9 N  | 177.8 W |
| Cerro Prieto (CPD)<br>(Dike, site 2)         | 4   | 129.9 | -19.9 | 4.7         | 38.9 N | 129.5 E |
| San Francisco<br>(tidal muds)                | 6   | 14.3  | 60.3  | 3.7         | 78.3 N | 55.3 W  |
| Baja California<br>(recent muds)             | 16  | 19.0  | 57.0  | 7.5         | 79.0 N | 50.0 W  |
| New Mexico<br>(Valles Caldera)               | 22  | 359.0 | 48.0  | 5.0         | 83.0 N | 83.0 E  |
| California<br>(Lousetown Lavas)              | 23  | 22.7  | 45.3  | 8.4         | 67.3 N | 3.2 W   |
| California<br>(Wilson Creek Form.)           | 60  | 0.3   | 49.3  | 4.5         | 82.2 N | 59.1 E  |
| Mexico<br>(Iztaccihuatl Volc.)               | 232 | 0.9   | 34.4  | 8.2         | 88.8 N | 34.3 E  |

rhyodacitic flows both cones, and rhyodacite dike (young event).

3. The data for the Cerro Prieto pyroclastics provide a tight cluster, indicating that temperatures were above the Curie point during deposition. The magnetic declinations deviate by as much as  $90^\circ$  from that of the igneous rocks in the same complex. Since these deposits are horizontal and undisturbed tectonically, this deviation must have been caused by a major excursion of the pole. Comparison of different excursion paths (Fig. 4) suggests that the pyroclastics were emplaced during the Blake excursion, which occurred in the period from 119 to 108,000 years B. P. This age compares favorably with the hypothetical age of the rhyodacitic pebble found in well M-26 at 1275-m depth.

4. The paleomagnetic direction of a segment of the rhyodacitic dike differs significantly from that of the flows. The northeast dike, which is exposed presently, therefore does not appear to represent the original feeder dike for the flows. Multiple injection, however, is likely to have occurred and the feeder dike of the flows may be covered by its related volcanics. Although difficult to prove, injection of the dike may have been responsible for the formation of the small explosion crater in the northern dome. Four samples collected along the dike's southwest contact show consistent deviations and reversed magnetization. Since susceptibility and intensity values do not differ appreciably, this effect cannot have been caused by lightning impact. It may, therefore, represent another excursion. The pole computed for these data is located near the polar paths of the Starnö and Gothenburg events (12,000 to 13,750 years B. P.). Such an age would again compare

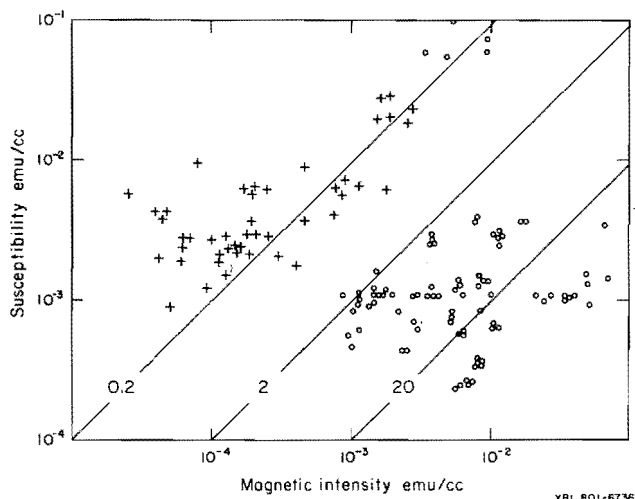


Figure 7. Q (Koenigsberger) plot of magnetic susceptibility versus intensity of NRM. Dots are Quaternary volcanics, crosses are Cucapa Range granodiorites.

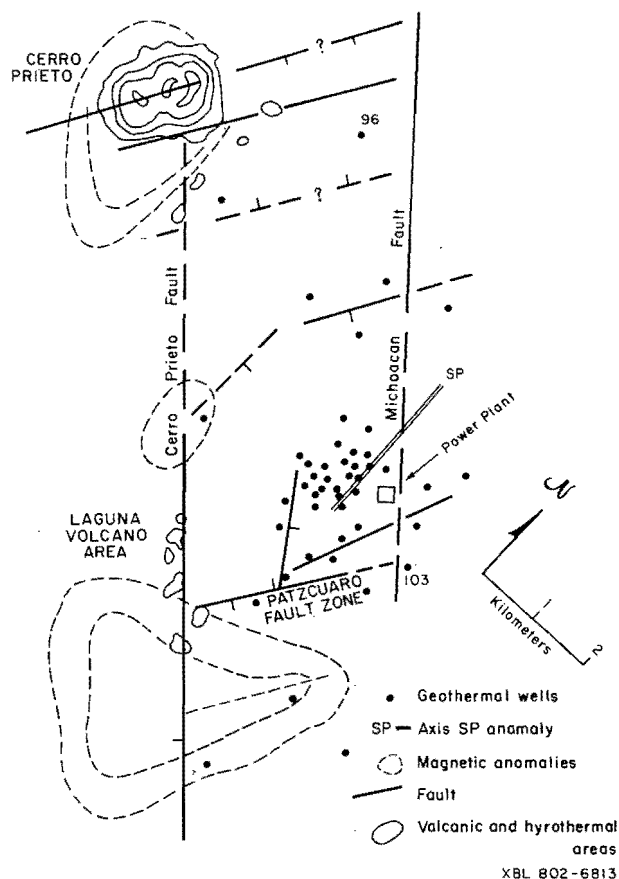


Figure 8. Volcanotectonic map of the Cerro Prieto-Laguna Volcano area with approximate location of magnetic anomalies (based on this work and Evans, 1972), self-potential anomaly (Corwin et al., 1979), major fault and fracture zones (based on Vonder Haar and Howard, 1980, and de la Peña, pers. commun.), drill holes and volcanic and hydrothermal zones.

favorably with that obtained for vitric tuffs in well M-21 at 191 m, which could be as young as 19,000 years.

## ROCK MAGNETIC DATA

In addition to providing information on the possible age of the volcanics, paleomagnetic data can also be useful for analyzing magnetic anomalies. Magnetic anomalies can only be modeled accurately if rock magnetic properties such as susceptibility ( $X$ ) and the Koenigsberger ratio ( $Q$ ) are known for the area. The first provides a measure of intensity contrast, the second of intensity variation of the magnetic vectors. Natural remanent magnetization (NRM),  $X$ , and  $Q$  are shown in Figure 7 for samples from Cerro Prieto, Crater Elegante, and Cucapa/Range.  $Q$  values for the Cerro Prieto rhyodacites and Crater Elegante hawaiites persistently have  $Q$  of 2 and greater, indicating that the thermoremanent magnetization (TRM) direction predominates.

Q values for the Cucapa Range granodiorites are low ( $\pm 0.2$ ), suggesting that the induced magnetization predominates. Because the volcanics are young, they have a magnetization more or less parallel to the present field and can thus be modeled using present magnetic flux lines. For most granodiorites, the magnetic intensity is one or two orders lower than that of the volcanics. This implies that different anomalies can be expected and that spectral analyses of the data would be useful. Several small anomalies occur southeast of Cerro Prieto. One or two of these magnetic anomalies, such as the one over the present geothermal field, does not coincide with a gravity anomaly. It appears possible that we are dealing here with a basement complex which is pervasively intruded by rhyolitic or rhyodacitic dikes (and sills). In such an area, magnetic contrast would be sufficient for anomalies, but density contrasts are minimal and no gravity anomalies would be expected.

## CONCLUSION

The volcanic materials from the Salton Buttes, Crater Elegante, and Cerro Prieto provided excellent directions of magnetization and paleomagnetic poles. With the exception of a sample group CPD (site 2), the directions were normal and most poles cluster around the geographic pole, suggesting a Brunhes age. The Salton Buttes, Crater Elegante, and Cerro Prieto poles differ enough to conclude that volcanic activity occurred at different times.

Sample group CPD provides a pole located close to the polar path for the Gothenburg and Starno events ( $\pm 12,000$  years B. P.), and CPC a pole near the excursion path of the Blake event (110,000 years B. P.). These directions cannot be explained by statistical error, lighting impact, incomplete tectonic correction, or other common errors, and must be considered reliable magnetic deviations. A high probability therefore exists that the Cerro Prieto volcanism was initiated about 110,000 years B. P. and continued intermittently until about 10,000 years ago.

The twin domes and their hydrothermal zones provide an ideal model for the Cerro Prieto field. As shown in Figure 8, the Laguna Volcano, a zone of sedimentary ridges made up mostly of phreatic deposits, is located over a minor magnetic anomaly at the intersection of the northwest Cerro Prieto and northeast Pátzcuaro faults. As is the case in the Cerro Prieto volcano, hydrothermal activity is concentrated along the northeastern segments of the fault(s) where vertical ascent of the steam is not blocked by the dike(s). The Laguna Volcano may represent the initial stage in the development of a volcanic complex of the Cerro Prieto type.

## ACKNOWLEDGMENT

Thanks are due to the staff of the Earth Sciences Division of LBL for reviewing the manuscript.

Work performed for the U. S. Department of Energy, Division of Geothermal Energy, under contract W-7405-ENG-48.

## REFERENCES CITED

- Barbetti, M., and McElhinny, M. W., 1972, Evidence of a geomagnetic excursion 30,000 years B. P.: *Nature*, v. 239, p. 327-330.
- Barnard, F. L., 1968, Structural geology of the Sierra de los Cucapas, northeastern Baja California, Mexico, and Imperial County California (Ph. D. dissertation): Univ. of Colorado, 157 p.
- Bonhommet, N., and Zähringer, J., 1969, Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event: *Earth Plan. Sci. Lett.* v. 6, p. 43-46.
- Brown, L., and Mertzman, S. A., 1979, Negative inclination anomalies from the Medicine Lake highland lavas, northern California: *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 42, p. 121-126.
- Bucha, V., 1970, Geomagnetic reversals in Quaternary revealed from a paleomagnetic investigation of sedimentary rocks: *J. Geomag. and Geoelectr.*, v. 22, p. 253-271.
- Corwin, R. F., Morrison, H. F., Díaz C. S., and Rodríguez B. J., 1979, Self potential studies at the Cerro Prieto geothermal field, in *Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, September 1978*: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 204-210.
- Denham, C. R., and Cox, A., 1971, Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13,300 - 30,000 years ago: *EPSL* 13, pp. 181-190.
- Dubois, R. L., 1974, Secular variation in southwest United States as suggested by archeomagnetic studies. *Proc. Takesi Nogata Conf.*, Pittsburg, pp. 133-144.
- Evans, K. R., 1972, Aeromagnetic study of the Mexicali-Cerro Prieto geothermal area: (Master's thesis): Univ. of Arizona.
- Freed, W. K., and Healy, N., 1974, Excursions of the Pleistocene geomagnetic field recorded in Gulf of Mexico sediments: *EPSL* 24, p. 99-104.
- Graham, S., 1974, Remanent magnetization of modern tidal flat sediments from San Francisco Bay, California: *Geology*, v. 2, no. 5, p. 223-226.
- Griscom, A., and Muffler, L. J. P., 1971, Aeromagnetic map and interpretation of the Salton Sea geothermal area, California: U. S. Geological Survey Geophysical Investigations, Map GP-754.
- Gutmann, J. T., 1976, Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico: *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 87, p. 1718-1729.
- Hall, C. H., and York, D., 1978, K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal: *Nature*, v. 274, no. 5670, p. 462-464.
- Irving, E., Tancryk, E., and Hastie, J., 1976, Catalogue of paleomagnetic directions and poles. Cenozoic results: Ottawa, Canada, Department of Energy, Mines, and Resources, Geomagnetic series #10.
- Kawai, N., Yasakawa, K., and Nakajima, T., 1972, Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa: *Japan Acad. Proc.*, v. 48, no. 3, p. 186-190.
- Kukla, G. J., and Koci, A., 1972, The end of the last interglacial and Loess record: *Quaternary Research*, v. 2, no. 3, p. 374-383.

- Lofgren, B. E., 1974, Measuring ground movement in geothermal areas of Imperial Valley, California, *in* Proc., Research for Development of Geothermal Energy Resources, California: p. 128-133.
- Lynch, D. J., 1979, Trachytes and alkali basalts of the Pinacate volcanic field of northwest Sonora: Abstract, Geological Society of America Cordilleran Section.
- Menabe, Ken-ichi, 1977, Reversed magnetozone in the Late Pleistocene sediments from the Pacific coast of Odaka, northeast Japan: *Quat. Res.*, v. 7, pp. 372-379.
- Morner, N. A., Lanser, J. P., and Hospers, J., 1971, Late Weichselian paleomagnetic reversal: *Nature Phys. Sci.*, v. 234, p. 173-174.
- Muffler, L. J. P., and White, D. E., 1969, Active metamorphism of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and Salton Trough, SE California: *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 80, p. 157-182.
- Nakajima, T., Ysakawa, K., Natsuhara, N., Kawai, N., and Horie, S., 1973, Very short period geomagnetic excursion about 18,000 yr. B. P.: *Nature Phys. Sci.*, v. 244, pp. 8-10.
- Ninkovich, D., Opdyke, N., Heezen, B. C., and Foster, J. H., 1966, Paleomagnetic stratigraphy, rates of deposition, and tephrochronology in North Pacific deep-sea sediments: *EPSL* 1, pp. 476-492.
- Noel, M., and Tarling, D. H., 1975, The Laschamp geomagnetic event: *Nature*, v. 253, p. 705-706.
- Noltimier, H. C., and Colvinaux, P. A., 1976, Geomagnetic excursion from Imuruk Lake, Alaska: *Nature*, v. 259, pp. 197-200.
- Puente C. I., and de la Peña, A., 1979, Geología del campo geotérmico de Cerro Prieto, *in* Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, September 1978: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 17-37.
- Reed, M. J., 1976, Geology and hydrothermal metamorphism in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico, *in* Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, May 1975: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, v. 1, p. 539-547.
- Robinson, P. T., Elders, W. A., and Muffler, L. J. P., 1976, Quaternary volcanism in the Salton Sea geothermal field, Imperial Valley, California: *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 87, pp. 347-360.
- Smith, J. D., and Foster, J. H., 1969, Magnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch: *Science*, v. 163, p. 565-567.
- Van Alstine, D. R., 1978, Apparent polar wandering with respect to North America (Ph. D. dissertation): Pasadena, California Institute of Technology.
- Van Alstine, D. R., and de Boer, J., 1978, A new technique for constructing apparent polar wander paths: *Geology*, v. 6, pp. 137-139.
- Vonder Haar, S., and Howard, J. H., 1980, Intersecting faults and sandstone stratigraphy at the Cerro Prieto geothermal field (this volume).
- Weaver, K. F., 1967, Magnetic clues help date the past: *National Geographic Magazine*, v. 131, no. 5, p. 696-701.
- Wolling, G., Ericson, D. B., Ryan, W. B. F., and Foster, J. H., 1971, Magnetism of the Earth and climatic changes: *EPSL* 12, pp. 175-183.
- Yashawa, K., Nakajima, T., Kawai, N., Torii, M., Natsuhara, N., and Horie, S., 1973, Paleomagnetism of a core from Lake Biwa: *Journal Geomag. and Geoelectr.*, v. 25, p. 447-474.

## PALEOMAGNETISMO DE LOS DOMOS VOLCANICOS CUATERNARIOS DE CERRO PRIETO, CRATER ELEGANTE Y SALTON BUTTES EN LA PARTE NORTE DE LA SIMA ROMBOIDE DEL GOLFO DE CALIFORNIA

### RESUMEN

Las direcciones termomagnéticas divergentes en vulcanitas que representan el segundo y quinto o sexto pulso de vulcanismo sugieren que el volcán Cerro Prieto se originó hace alrededor de 110000 años B. P. y continuó siendo activo intermitentemente hasta hace unos 10000 años.

### CENTROS VOLCANICOS CUATERNARIOS

La entidad tectónica que comprende el Mar del Salton, los valles Imperial y de Mexicali y el Golfo de California contiene varios complejos volcánicos considerados de edad cuaternaria. El complejo más grande (Sierra Pinacate) es-

tá ubicado en el desierto de Sonora (Fig. 1). En una escala menor, existen domos aislados y en grupos a lo largo de la costa sur del Mar del Salton (Salton Buttes), en el valle de Mexicali (Cerro Prieto) y en el Golfo de California (Consag Rock, Isla San Luis, Isla Tortuga). Para poder datar relativamente a Cerro Prieto, se recolectaron muestras de domos y cráteres datados radiométricamente en la región Pinacate y del Mar del Salton.

### SALTON BUTTES

Cuatro de los cinco pedestales de los Salton Buttes (Ob-

sidian Butte, Rock Hill, Red Hill y Red Island) están ubicados sobre un lineamiento de dirección aproximada NE que coincide con el eje mayor de una anomalía magnética importante (Griscom y Mufler, 1971). El quinto (Mullet Island) está ubicado más hacia el N, en la misma área magnéticamente anómala. Las vulcanitas son riolitas alcalinas de baja concentración de calcio que contienen xenolitos graníticos y tholeiíticos (Robinson *et al.*, 1976). Los domos están modificados localmente por terrazas cortadas por las olas, esculpidas durante distintas posiciones del lago prehistórico Cahuilla (Robinson *et al.*, 1976). Se obtuvo una única edad de K/Ar (16000 a 55000 B. P.) del Obsidian Butte (Mufler y White, 1969). Se recolectaron muestras paleomagnéticas del Obsidian Butte a lo largo de una línea transversal de dirección NO-SE que pasa por su centro, y del Red Hill en una cantera en su costado suroeste.

#### CRATER ELEGANTE

El campo volcánico Pinacate está ubicado en la parte noroeste de Sonora, cerca del extremo norte del Golfo de California. El campo está dominado por la Sierra Pinacate, un cúmulo volcánico compuesto, grande y ancho (elevación máxima 1206 m), que contiene ocho rasgos de desplome. El Cráter Elegante es una caldera, con un diámetro de aproximadamente 1.6 km y 244 m de profundidad, ubicada en el costado noreste de la Sierra Pinacate (Gutmann, 1976). Se recolectaron muestras paleomagnéticas en dos flujos y de un dique expuesto en la pared este de la depresión. Datos de K/Ar proporcionados por Lynch (1979) dan una edad de  $0.465 \pm 0.065$  millones de años para el flujo más antiguo y de  $0.461 \pm 0.036$  millones de años para el dique.

#### CERRO PRIETO

El volcán Cerro Prieto consta de dos centros volcánicos que se superponen ligeramente y que se desarrollaron sobre una zona de fallas de dirección aproximada N 38°E (Puente, C. y de la Peña, 1979). Los centros se elevan 260 m sobre el piso de Imperial Valley y tienen un diámetro de aproximadamente 1000 m. El cono noroeste contiene un pequeño cráter de 200 m de diámetro y 60 m de profundidad. Ambos conos poseen flujos e intrusiones riodacíticas (Reed, 1976). Un análisis estratigráfico de una sección a lo largo del costado sureste del complejo norte, reveló la existencia de por lo menos cinco fases eruptivas. En la base de esta sección hay una capa de arenas arcósicas, probablemente de origen eólico. Sobre esta unidad hay una capa de 30 cm de arenas fluviales. Un ordenamiento secundario y la presencia de pequeños fragmentos volcánicos indican un origen freático. Esta unidad está cubierta por 30 cm de piroclásticos grises que incluyen varias bombas volcánicas explosivas. Se pueden reconocer cuatro unidades adicionales, y cada una de ellas consiste en sedimentos freáticos co-

ronados por piroclásticos. La unidad más nueva está compuesta por 8 a 10 m de limos y arenas finas con clastos aislados de arcillas, fragmentos de piroclásticos lixiviados y bombas volcánicas explosivas (de hasta 100 cm de diámetro) cubiertos por una acumulación de 150 m de espesor de flujos de riodacita brechada color gris rojizo. Los flujos se alimentaban probablemente de magmas que ascendían a lo largo de una fractura de dirección aproximada NE que está expuesta en la caldera. El dique alimentador se puede distinguir de los flujos por la foliación subvertical NE y por valores de intensidad magnética un orden de magnitud menores que los valores de los flujos.

Existe una controversia respecto a la edad de los domos. El vapor que escapa a lo largo del costado noreste de la cúpula norte sugiere una masa volcánica joven. El examen de núcleos realizado por Reed (1979, comunicación escrita) reveló la presencia de tobas vítreas cristalinas aparentemente frescas a una profundidad de 191 m en el pozo M-21, 6.5 km al SO de Cerro Prieto. Reed sugirió que este material podría provenir de Salton Buttes. Sin embargo, no hay evidencia allí de actividad explosiva que pudiera haber proyectado tobas a más de 100 km hacia el sur. Por lo tanto, la toba M-21 representa probablemente la erupción que resquebrajó la cúpula norte. En un núcleo del pozo M-26, correspondiente a 1275 m de profundidad, se recuperó un clasto redondeado de riodacita de Cerro Prieto de 6 cm de diámetro (Reed, 1979, comunicación escrita). Las velocidades de sedimentación en Imperial Valley son altas. Se calculó una velocidad promedio de asentamiento de 3 mm/año para los últimos 2 millones de años (Logfren, 1974). De acuerdo a esta velocidad la toba tendría 60000 años y el clasto 425000. Como Cerro Prieto está localizado sobre/en el delta del Colorado, las velocidades son probablemente más altas (sedimentos a 2500 m de profundidad contienen ostracodos del Pleistoceno superior; M. Reed, comunicación personal). A una velocidad de 10 mm/año, las tobas podrían tener 19000 y la grava 120000. Si se tiene en cuenta la ubicación de Cerro Prieto en el delta del Colorado, los últimos números parecen más probables.

Se recolectaron muestras paleomagnéticas de cuatro unidades geológicas:

1. Un rasgo con características de dique de dirección aproximada NE (Fig. 2, sitios 1 y 2). Parece que esta unidad representa el suceso volcánico más nuevo en el complejo.
2. Flujos en los costados del domo norte y en la cresta del domo sur (sitios 3 a 6).
3. Limos y arcillas inclinados en forma abrupta, probablemente depósitos de calderas previos (sitio 7).
4. Piroclásticos horizontales, cementados por soldadura parcial y caliche (sitio 8). Estas vulcani-

tas representan la segunda fase de vulcanismo explosivo y se encuentran entre las más viejas del complejo.

## PALEOMAGNETISMO

El comportamiento del campo magnético se caracteriza por excursiones e inversiones. Para poder datar paleomagnéticamente se requiere un conocimiento detallado de la época, ubicación y polaridad de los paleopolos. En la figura 3A se muestra la traza polar para América del Norte desde el periodo Cámbrico hasta el presente (Van Alstine y de Boer, 1978). Las diferencias en polaridad magnética facilitan la subdivisión de este camino. En los últimos 70 millones de años, por ejemplo, la frecuencia de inversión ha sido alta (las estimaciones varían entre 0.2 y 1.0 inversiones por millón de años). La última inversión tuvo lugar hace 0.69 millones de años. Ella marcó el final del periodo Matuyama, en el que predominaba la polaridad inversa, e inició el periodo Brunhes, en el que predomina el magnetismo normal (que busca el norte).

Grandes excursiones (semi-inversiones) facilitan subdivisiones adicionales de la época Brunhes (Fig. 4). No obstante su brevedad, dichos periodos son de gran valor para datar las rocas si se puede probar que los sucesos son realmente globales y si el control de edades radiométricas es seguro.

Los registros históricos seguros de variaciones del campo geomagnético abarcan aproximadamente 400 años. El registro de variaciones seculares del campo terrestre de los últimos 10000 años fue proporcionado por el arqueomagnetismo. En el SO de Estados Unidos la datación por  $^{14}\text{C}$  de hogares indios y la dendrología proveen el control cronológico de los datos arqueomagnéticos. La traza polar que se extiende desde el año 600 D. C. hasta el presente muestra que el polo magnético giró alrededor del polo geográfico en dirección opuesta a las agujas del reloj. Superpuestos sobre este lazo se encuentran tres lazos más pequeños que sugieren movimiento en el sentido de las agujas del reloj durante un periodo de 250 años. El movimiento polar en el periodo que va desde el año 900 D. C. hasta 1500 fue mayormente longitudinal. El polo se movió hacia atrás y hacia adelante en forma ondulatoria a través del polo geográfico, como muestra la figura 3B (Dubois, 1974).

Los datos obtenidos de núcleos de sedimentos recolectados en océanos y lagos, y vulcanitas jóvenes, sugieren que las principales excursiones o inversiones incompletas deben haber tenido lugar 12000, 18000, 30000 y 110000 años B. P. Las excursiones en el periodo comprendido entre 8000 a 19000 años B. P. han sido agrupadas y denominadas como suceso Laschamp (Bonhommet y Zahringer, 1969; Noel y Tarling, 1975). Sin embargo, existe confusión ya que los investigadores queda-

ron impresionados por las edades radiométricas pero omitieron comparar las trazas polares para los datos obtenidos. El paso Starno, 12077 a  $12103 \pm 150$  años B. P. (Laschamp típico de acuerdo con Noel y Tarling, 1975) se asemeja al de la excursión Gothenburg (12350 a 13750 años B. P.) de Morner *et al.* (1971) y Morner y Lanser (1975), pero es muy diferente de la traza polar de las rocas Laschamp (Fig. 4). La traza meridional de esta última es casi ortogonal a la de las dos primeras. De acuerdo a Nakajima *et al.* (1973), Freed y Healey (1974) y Noltmeyer y Colvinaux (1976), existe evidencia de una excursión principal aproximadamente 18000 años B. P. El polo se movió de nuevo meridionalmente ( $136^\circ\text{O}$ ) y alcanzó latitudes ecuatoriales. Es interesante notar que este suceso (Lago Biwa I) se compara con el del Lago Mungo. Las trazas polares son realmente cercanas, pero las edades difieren bastante.

Evidencia de una excursión importante hace aproximadamente 30000 años ha sido proporcionada por Ninkovitch *et al.* (1966), Bucha (1970), Barbetti y McElhinny (1972) y Freed y Healy (1974). Las únicas determinaciones buenas de trazas polares y edades ( $^{14}\text{C}$ ) provienen del sitio arqueológico del Lago Mungo (Barbetti y McElhinny, 1972). Representa un paso meridional a aproximadamente  $127^\circ\text{O}$  (Fig. 4). Los pasos del Lago Mungo y de Laschamp prácticamente se superponen, lo que sugiere que representan la misma excursión. Hall y York (1978) obtuvieron recientemente evidencia que sustenta esta hipótesis. Estos autores dataron de nuevo materiales de Laschamp-Olby y obtuvieron edades que variaban entre 21500 y 61500 años, con un promedio pesado de  $45500 \pm 2500$  años B. P.

Ninkovitch *et al.* (1966) presentaron por primera vez evidencia para el suceso Blake. Smith y Foster (1969) probaron que este suceso era verdaderamente global y estimaron una edad que varía entre 108000 y 119000 años B. P. Wollin *et al.* (1971), Kukla y Koci (1972), Kawai *et al.* (1972), Denham y Cox (1971) y Menabe (1977) proporcionaron evidencia favorable adicional. Los datos que provee Menabe muestran una traza meridional a aproximadamente  $155^\circ\text{O}$  o  $175^\circ\text{O}$  (Fig. 5).

Ninkovitch *et al.* (1966) y Wollin *et al.* (1971) creen que otros sucesos han ocurrido hace aproximadamente 180000, 260000 y 400000 años, pero los datos que existen hasta el momento son insuficientes para corroborar esta hipótesis. Por lo tanto, existe un vacío importante de datos para 5/6 partes del periodo Brunhes.

## DATOS PALEOMAGNETICOS

La distribución de los polos Brunhes para América del Norte generalmente muestra un agrupamiento compac-

to alrededor del polo geográfico (Fig. 5). Algunos polos tienden hacia latitudes más bajas y podrían indicar excursiones. Si las vulcanitas cuaternarias en la región de las depresiones Imperial y del Salton pertenecen realmente al periodo Brunhes, sus polos paleomagnéticos deberían caer teóricamente dentro de estos grupos.

Barnard (1968) y Reed (1976) sostienen que la erupción volcánica de Cerro Prieto ocurrió durante la época Brunhes. Para poder determinar esto con más precisión se necesita establecer lo que se sabe sobre la posición del polo del campo magnético Brunhes en la región. A pesar de que la información sobre paleopolos en esta región es escasa, existen dos estudios importantes. Las mediciones de la magnetización en sedimentos recientes del Golfo de California y la Bahía de San Francisco proveen prácticamente direcciones idénticas (Irving *et al.*, 1976; Graham, 1974). La figura 6B muestra la distribución vectorial del lodo de la bahía. Esta distribución brinda una medida confiable de la dirección actual de magnetización en el norte de México y California. La investigación paleomagnética de los flujos de lavas cuaternarias del Medicine Lake Highlands, en el norte de California, ha mostrado que el polo geomagnético virtual (VGP) para estas vulcanitas tiene lugar en posiciones muy alejadas del polo actual. Brown y Mertzman (1979) compararon estos datos con otros polos para el oeste de Estados Unidos y concluyeron que las anomalías de inclinación observadas que causan esta desviación se deben a variaciones regionales del campo en gran escala. Estas variaciones del campo deberían afectar también las vulcanitas cuaternarias del sur de California y del norte de México.

La figura 6 muestra los resultados paleomagnéticos. Excepto dos concentraciones para Cerro Prieto, todos los datos parecen superponerse. Sin embargo, esta superposición no indica una edad similar ya que las posiciones de los polos computadas a partir de estos datos indican diferencias claras. Esto se muestra en la figura 4, en donde se describen las posiciones de los polos computadas a partir de promedios de direcciones dadas en la figura 6. Los polos magnéticos virtuales para Salton Buttes y para el grupo CPB de Cerro Prieto están muy alejados del polo actual. Los polos para el Cráter Elegante y el grupo CPA de Cerro Prieto están cerca, como también los polos de la Bahía de San Francisco y Baja California. Esto sugiere que las variaciones regionales del campo descritas por Brown y Mertzman (1975) sólo pueden haber sido temporales.

De los datos se pueden extraer las siguientes conclusiones:

1. Las posiciones del polo paleomagnético para Cerro Prieto difieren significativamente de las correspondientes a Salton Buttes y Cráter Elegante. Por lo tanto,

los datos sugieren que el volcán Cerro Prieto no debe haber estado activo durante los periodos que van desde 16000 a 50000 y desde 461000 a 465000 años B. P. El primer periodo está, sin embargo, en duda.

2. Los datos paleomagnéticos obtenidos para Cerro Prieto se pueden dividir en tres grupos distintos. Estos grupos proveen polos diferentes, lo que sugiere diferencias de edad entre los piroclásticos parcialmente soldados (suceso antiguo), los flujos riolacíticos (ambos conos) y el dique riolacítico (suceso nuevo).

3. Los datos para los piroclásticos de Cerro Prieto proveen un agrupamiento compacto, lo cual indica que las temperaturas estaban sobre el punto Curie durante la deposición. Las declinaciones magnéticas se desvían hasta 90° respecto a la correspondiente a las rocas ígneas en el mismo complejo. Como estos depósitos son horizontales y sin alteraciones tectónicas, la desviación debe haber sido causada por una excursión principal del polo. La comparación de diferentes trazas de excursiones (Fig. 4) sugiere que los piroclásticos fueron emplazados durante la excursión Blake, que tuvo lugar en el periodo que va desde 119 a 108000 años B. P. Esta edad se compara favorablemente con la edad hipotética de la grava riolacítica que se encontró en el pozo M-26 a 1275 m de profundidad.

4. La dirección paleomagnética de un segmento del dique riolacítico difiere significativamente de la dirección correspondiente a los flujos. El dique NE, actualmente expuesto, no parece por lo tanto representar el dique que en un principio alimentaba los flujos. Sin embargo, es probable que haya tenido lugar una inyección múltiple y que el canal que alimentaba los flujos esté cubierto por vulcanitas relacionadas. Aunque difícil de probar, es posible que la inyección del dique haya sido responsable de la formación del pequeño cráter explosivo en la cúpula norte. Las cuatro muestras que fueron recolectadas a lo largo del contacto SO del dique indican desviaciones compatibles y magnetización inversa. Dado que los valores de susceptibilidad e intensidad no difieren notablemente, este efecto no puede haber sido causado por el impacto de rayos. En consecuencia, puede representar otra excursión. El polo computado para estos datos está ubicado cerca de los trazos polares de los sucesos Starno y Gothenburg (12000 a 13750 años B. P.). Esta edad sería una vez más compatible con la obtenida de tobas vítreas en el pozo M-21, a 191 m de profundidad, que podrían tener alrededor de 19000 años.

#### DATOS MAGNETICOS DE ROCAS

Además de proveer información sobre la posible edad de las vulcanitas, los datos paleomagnéticos pueden ser útiles para analizar anomalías magnéticas. Las anomalías magnéticas sólo pueden modelarse con precisión si se conocen las propiedades magnéticas de las rocas, tales como

la susceptibilidad (X) y la razón Koenigsberger (Q), para el área. La susceptibilidad provee una medida de contraste de intensidad, en tanto que Q mide variaciones de intensidad de los vectores magnéticos. La figura 7 muestra la magnetización residual natural (NRM), X y Q para muestras de Cerro Prieto, Cráter Elegante y Sierra de Cucapás.

Los valores de Q para riolacitas de Cerro Prieto y hawailitas de Cráter Elegante son persistentemente 2 o mayores, lo que indica que predomina la dirección de magnetización térmica residual (TRM). Los valores de Q para las granodioritas de la Sierra de Cucapás son bajos ( $\pm 0.2$ ), lo que sugiere que predomina la magnetización inducida. Debido a que las vulcanitas son jóvenes, tienen una magnetización más o menos paralela al campo actual y, por lo tanto, pueden ser modeladas usando líneas del flujo magnético actual. Para la mayoría de las granodioritas, la intensidad magnética es uno o dos órdenes menor que la de las vulcanitas. Esto implica que se pueden esperar diferentes anomalías y que el análisis espectral de los datos puede ser útil. En el SE de Cerro Prieto ocurren varias anomalías pequeñas. Una o dos de estas anomalías magnéticas, como la que está sobre el campo geotérmico actual, no coinciden con anomalías de gravedad. Es posible que se trate de un complejo de basamentos extensamente interpenetrados por intrusiones de diques riolíticos o riolacíticos (y filones). En un área como ésta el contraste magnético sería suficiente para provocar anomalías, pero los contrastes de densidad son mínimos y no se esperarían anomalías de gravedad.

## CONCLUSIONES

Los materiales volcánicos obtenidos en Salton Buttes, Cráter Elegante y Cerro Prieto proporcionaron excelentes direcciones de magnetización y polos paleomagnéticos. A excepción de un grupo de muestras CPD (sitio 2), las direcciones fueron normales y la mayoría de los polos se agruparon alrededor del polo geográfico, lo cual sugiere que pertenecen al periodo Brunhes. Los polos de Salton Buttes, Cráter Elegante y Cerro Prieto difieren lo suficiente como para concluir que la actividad volcánica ocurrió en distintos periodos.

El grupo de muestras CPD proporcionó un polo localizado cerca de la traza polar correspondiente a los sucesos Gothenburg y Starno ( $\pm 12000$  años B. P.), y el grupo CPC proporcionó un polo cercano a la traza de excursión del suceso Blake (110000 años B. P.). Estas direcciones no pueden explicarse por errores estadísticos, impacto de rayos, corrección tectónica incompleta y otros errores comunes, y deben ser consideradas desviaciones magnéticas dignas de confianza. Por lo tanto, existe una alta probabilidad de que el vulcanismo de Cerro Prieto se haya iniciado aproximadamente 110000 años B. P. y continuado con intermitencia hasta hace alrededor de 10000 años.

Las cúpulas gemelas y sus zonas hidrotérmicas proporcionan un modelo ideal para el campo de Cerro Prieto. Como muestra la figura 8, la Laguna Volcano, una zona de crestas sedimentarias formadas en su mayoría por depósitos freáticos, está localizada sobre una anomalía magnética menor en la intersección de la falla NO de Cerro Prieto y de la falla NE de Pátzcuaro. Esta anomalía se puede explicar por la presencia de material del dique riolacítico en el complejo de basamentos situado debajo de los sedimentos. Tal dique (o diques) tendría una dirección NE aproximada y, o bien se confundiría con la falla de Pátzcuaro, o seguiría paralelo a ella. Como sucede en el caso del volcán Cerro Prieto, la actividad hidrotérmica se concentra a lo largo de los segmentos noreste de la(s) falla(s) donde el ascenso vertical de vapor no está bloqueado por el (los) dique(s). La Laguna Volcano representaría el estado inicial en el desarrollo de un complejo volcánico del tipo de Cerro Prieto.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece al personal de Earth Sciences Division del LBL por la revisión del manuscrito.

Este trabajo fue ejecutado para el U. S. Department of Energy, Division of Geothermal Energy, bajo contrato W-7405-ENG-48.

## TITULOS DE FIGURAS Y TABLAS

- Figura 1. Ubicación de las áreas de muestreo en la Depresión del Salton.
- Figura 2. Ubicación de sitios de muestreo en Cerro Prieto.
- Figura 3. Trazas polares aparentes respecto a América del Norte: (A) desde hace 600 millones de años hasta el presente (Van Alstine y de Boer, 1978); (B) 900 a 1500 B. P. (Dubois, 1974).
- Figura 4. Trazas polares para las excursiones principales en el periodo Brunhes: (1) Gothenburg, (2) Starno, (3) Lago Mungo, (4) Laschamp, (5) Lago Biwa, (6) y (7) Blake. Polos magnéticos virtuales para Cerro Prieto (CPA, CPB, CPC, CPD), Salton Buttes (SB) y Cráter Elegante (CE). (CPD representa dique polar del sitio 2 en Cerro Prieto, con un polo en el hemisferio sur; \* campo que busca el sur, 0 campo que busca el norte).
- Figura 5. Polos magnéticos virtuales cuaternarios para el oeste de Estados Unidos (Irwing *et al.*, 1976).
- Figura 6. Proyección de áreas iguales (red de Schmidt) de datos paleomagnéticos para: (A) vulcanitas de Cerro Prieto, (B) lodo de la Bahía de San Francisco, (C) vulcanitas de Salton Buttes y (D) vulcanitas del Cráter Elegante (véase Tabla 1 y Fig. 4).
- Figura 7. Plano Q (Koenigsberger) de la susceptibilidad magnética *versus* la intensidad de magnetización natural remanente. Los puntos son vulcanitas cuaternarias; las cruces son granodioritas de la Sierra de Cucapás.
- Figura 8. Mapa vulcanotectónico del área Cerro Prieto-Laguna Volcano, con ubicación aproximada de las anomalías magnéticas (basado en este trabajo y Evans, 1972), anomalía del potencial espontáneo (Corwin *et al.*, 1979), zonas de fallas y fracturas principales (basado en Vonder Haar y Howard, 1980, y de la Peña, comunicación personal), perforaciones y zonas hidrotérmicas y volcánicas.
- Tabla 1. Datos paleomagnéticos.