

PRODUCTION INDUCED BOILING AND COLD WATER ENTRY IN THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL RESERVOIR INDICATED BY CHEMICAL AND PHYSICAL MEASUREMENTS

M. A. Grant

Applied Mathematics Division, D.S.I.R.
Wellington, New Zealand

A. H. Truesdell

U.S. Geological Survey
Menlo Park, California, U.S.A.

and

A. Mañón M.

Comisión Federal de Electricidad
Mexicali, Baja California, México

ABSTRACT

Chemical and physical data suggest that the relatively shallow western part of the Cerro Prieto reservoir is bounded below by low permeability rocks, and above and at the sides by an interface with cooler water. There is no continuous permeability barrier around or immediately above the reservoir. Permeability within the reservoir is dominantly intergranular. Mixture with cooler water rather than boiling is the dominant cooling process in the natural state, and production causes displacement of hot water by cooler water, not by vapor. Local boiling occurs near most wells in response to pressure decreases, but no general vapor zone has formed.

INTRODUCTION

Before a geothermal reservoir can be modeled, it is necessary to understand the major processes occurring in the natural state and in response to exploitation. We have attempted to use fluid chemistry and physical measurements to indicate the state of the Cerro Prieto reservoir before exploitation and the changes that followed. Our discussion is limited to the relatively shallow (800-1300m) western part of the Cerro Prieto reservoir which was exploited first and for which there are sufficient data to indicate its response to exploitation. Published studies of major high-temperature, hot-water fields under long term exploitation are essentially limited to Wairakei and Broadlands, New Zealand and to Cerro Prieto. Each of these fields initially had surface discharges of boiling springs and fumaroles and contained an extensive zone of upward flowing, two-phase fluid. Although the initial state of these fields was similar they have responded very differently to exploitation.

WAIRAKEI AND BROADLANDS

It is a common observation that high-temperature liquid-dominated fields, although they usually discharge initially at liquid or near

liquid enthalpies may, under exploitation, show a substantial rise in enthalpy, associated with boiling in the reservoir as a result of falling pressure (Saltuklaroglu, 1979a). In some cases wells may discharge dry steam. This section reviews this process as observed at the Wairakei and Broadlands fields, New Zealand. The review is used as a basis of comparison for Cerro Prieto, and to emphasize the different physical mechanisms operating there.

Initial state

Many high-temperature systems contained in their undisturbed state extensive two-phase conditions. Outside this zone is usually a region of liquid water near the boiling point, which also boiled under exploitation. The preexisting two-phase fluid can be explained by the following simple model of the natural (steady) state: Consider the field as being supplied by an upflow at depth of liquid at base temperature T_b . As the fluid in the natural flow rises toward the surface, it will reach a depth where pressure is equal to the boiling pressure. Above this depth the rising fluid must be cooled. This can occur by dilution or by boiling. If the reservoir matrix structure or fluid flow structure is such that dilution by external groundwater is unimportant, the rising fluid must be cooled by boiling. Above the depth of first boiling, both steam and water rise toward the surface, and so both are present in the reservoir, in its natural state. The vertical pressure gradient in the reservoir must slightly exceed hydrostatic, so that both phases will rise. Steam saturation may be quite low (not negligible), so that the aquifer fluid differs only a little from water just at its boiling point for local pressure.

This conceptual model describes well the initial state of the Wairakei and Broadlands fields in New Zealand. Figure 1 shows a cross section of Wairakei in its undisturbed state (Grant, 1979a). The natural upflow rises in the west and flows up and across to the north. Base temperature is 265°C in the west. Above the depth

of first boiling (250°C), the reservoir is filled with boiling fluid out to the edges of the field and up to near-surface layers of reduced permeability or ground surface. Figure 2 shows a cross-section of Broadlands in its undisturbed state (Grant, 1980; Donaldson and Grant, 1981). At Broadlands, high and variable gas contents make the boiling temperature at a given depth variable.

In this initial state, the two-phase zone is recognized by boiling temperatures, and discharge enthalpies above liquid. As enthalpies may be only a little above liquid, the observation of boiling temperatures is the most sensitive means of detecting two-phase conditions.

Chemical samples from the undisturbed field also reflect the presence or absence of boiling. Chloride-enthalpy plots for Broadlands (Fig. 3 from Mahon, 1976) require that the rising fluid have undergone considerable boiling. Similarly changes in gas content reflect the relative importance of boiling or dilution as cooling mechanisms for the natural upflow.

Initial response to exploitation

Fluid withdrawal lowers pressures. If water is taken from liquid underlying two-phase fluid (as at Wairakei), this lowers the liquid/two-phase interface and expands the two-phase zone. Withdrawal from within the two-phase zone lowers pressures there, and also lowers liquid saturation. The steam fraction in the two-phase zone increases, the additional steam being supplied by water boiling as the reservoir rock is cooled. This increased steam fraction causes greater steam mobility in the reservoir. This has two effects: the discharge enthalpies of wells in the two-phase zone rise; and drainage effects begin in the reservoir.

Later response to exploitation

With time, drainage effects become more prominent. A vertically-extensive body of two phase fluid in which both phases have high mobility is unstable and cannot persist for long. Steam drains upwards, and water downwards, to form a vapor dominated zone over a liquid dominated one. Both zones are still two-phase, but have small mobilities of water and steam respectively. Fig. 4 shows the evolution of the pressure profile. Actual field data showing the first and last stages for Wairakei is shown by Grant and Horne (1980), and the first two stages for Broadlands by Grant (1980). Figure 5 shows representative enthalpy histories at Wairakei, reflecting these three stages of the reservoir evolution.

The aquifer pressure profile, in this developed state, is very different from hydrostatic. If the steam zone is to be persistent, or even to form, the aquifer must be shielded from lateral contact with a column of cooler water. Otherwise, if this water column is present and in contact, even if it averages to the same pressure as the reservoir, steam will leave the aquifer at the top, to condense into this cooler water, and external water will enter at the aquifer bottom

(Fig. 4). To prevent such exchange of fluid, the lateral boundaries of the reservoir must be such as to prevent entry of external cooler water, or the reservoir of such great lateral extent that distance provides sufficient buffer to delay cold water advance. The reservoir, as its pressure declines under exploitation, is cooled by boiling.

CERRO PRIETO

In progressing through the previous conceptual model, it becomes increasingly obvious that the reservoir behavior described bears little resemblance to Cerro Prieto. Excess enthalpy, although present in some wells, has generally been a minor phenomenon at Cerro Prieto. Wells with such an excess have tended to decline in enthalpy, rather than rise. Nothing resembling a steam zone has ever formed. Dilution rather than boiling has always been the dominant cooling mechanism, both in the natural state and under exploitation.

Initial state

Figure 6 is a plot against depth of the best downhole temperatures (Bermejo et al., 1979; and CFE, unpublished data). Temperatures much above the boiling-point-for-depth curve may result from upward fluid flow within the well or instrumental problems; those much below the curve show conditions during heating after drilling or cooler zones at the margins of the reservoir. The maximum temperatures at each depth appear to lie near boiling which indicates that some boiling occurs in the natural state, but does not indicate how much.

Figure 7 is a chloride-enthalpy plot for early production of each well representing close to original conditions. It indicates that dilution is the principal cooling mechanism in the natural flow. The scatter of the points about the dilution line should be compared with values at Broadlands (Fig. 3). If boiling was a major heat loss process at Cerro Prieto, the fluid compositions should extend towards the composition of steam (2670 J/g and 0 mg/kg Cl).

Figure 8 is a thermal cross-section of the reservoir in its undisturbed state. The pattern of the isotherms is similar to that of Mercado (1976). Superimposed is shading indicating the region in which boiling conditions occurred. The isotherms outline the pattern of the upflow, rising and bending over to the west. In the very center of the upflow, two phase conditions occurred. This region of two phase fluid was a much smaller fraction of the reservoir than was the case at Wairakei or Broadlands. Taken together, these results indicate that boiling has played some role in the cooling of the natural flow, but a fairly minor one.

It is also important that, unlike Wairakei and Broadlands, the reservoir, as defined by permeability, extends well beyond the hot rock. The reservoir rock is sandstone, which might be expected to be generally permeable. Lyons and van de Kamp (1979) have shown that extensive volumes of highly permeable sandstone are found not only

in but also above and to the side of the geothermal reservoir. The upwelling hot waters occupy only a part of this structure, the balance of which is filled with cooler or cold water. Temperature logs in the wells indicate that the cold regions are permeable. Typically, in the deeper wells, an extensive thickness of cold rock is drilled with little increase in temperature, until the hot reservoir fluid is approached when temperatures rise rapidly. Were the cold rock impermeable, temperatures would increase linearly (conductively) from the surface. Permeability may be somewhat limited at the top of the reservoir by shale beds, but these beds are not continuous and have not functioned as a caprock, as indicated by the inflow of overlying water into the reservoir discussed below. The only significant continuous impermeable zone is the near-surface clays.

In summary, the reservoir is an extensive volume of permeable rock. In its initial state most of this rock contained cold water, through which was rising a plume of hot water. In the center of this plume was a small region of boiling fluid.

Response to exploitation

Most wells draw on regions of liquid (single-phase). There is flashing in the drainage area immediately adjacent to the well, but no large-scale, reservoir-wide boiling. The changes with exploitation are quite straightforward. Pressure declines propagate outward from the well, into all the permeable regions nearby, hot or cold. This fluid advances toward the well. If there is colder water, it will be heated by heat exchange with the rock as it advances. The flow of hot fluid to the well depletes the reservoir fluid reserve, and the flow of cold fluid depletes the reservoir heat reserve.

Some wells produce from the initial two-phase region. This region (Fig. 8) extends for some distance along the axis of the natural flow, but elsewhere the reservoir contains only liquid water. Withdrawal lowers pressures near the well. This draws fluid toward the well. If this fluid is of lower enthalpy, the two-phase region is effectively flooded by cooler liquid, and the well becomes more normal, producing from liquid. This behavior is discussed below for well M15A.

If rapid flooding by cooler liquid were avoided, that region of the reservoir would attempt to evolve toward a region with a vapor cap. But there is no reservoir structure to contain such a cap against the different external pressure distribution, so that the two-phase zone, under exploitation, becomes unstable against the advance of peripheral water. Thus the general fall in enthalpy observed in Cerro Prieto wells, liquid or two-phase, is a consequence of the extensive presence of cooler waters in close contact with the hot fluids. Wells produce initially from the hot fluids adjacent to the well, but in time draw on more distant waters, usually cooler.

Figure 9 illustrates the cold sweep process, for a well producing from a layer of hot water over-and under-lain by cooler water. The solid

contour is the original position of the particles of water produced at a given instant of time. These particles, at the well, have the original temperature of the rock on the dashed line. Both lines expand with time, and include an increasing proportion of cold reservoir.

Production thus cools the reservoir, primarily by cold sweep and dilution. At Wairakei and Broadlands cooling by boiling keeps reservoir temperatures at saturation for falling pressures. At Cerro Prieto, dilution and cold sweep has caused water temperatures to fall well below the boiling point except in near well zones with greatly reduced pressure (discussed below).

It is not clear, a priori, why one reservoir's cooling process should be dominated by boiling and another's by dilution. The presence of a small amount of boiling in the natural state suggests that in some fashion, two-phase fluid cannot exist stably in the Cerro Prieto reservoir. Thus the rising fluid, in the natural flow, does boil. But something prevents such boiling from creating any extensive zone of significant steam content. If any such zone starts to form, it is flooded by diluting water. If there were some instability about two-phase fluid at Cerro Prieto, this would explain the observed dominance of dilution. Any time the flow pattern would permit a large boiling zone, the flow pattern alters to admit more diluting water. The small amount of boiling present reflects a balance between the tendency of all the upflow to boil as it rises, and a strong instability preventing the existence of a large two-phase zone. Such an instability has been conjectured by Grant (1981), in a form which applies only to reservoirs of homogeneous permeability. Fractured reservoirs are protected by their different relative permeabilities from such "collapse" or flooding of the two-phase fluid.

From the point of view of estimating the response of a reservoir to exploitation, the physical processes creating the natural state need not be well known; the reservoir processes are defined by exploitation. But Cerro Prieto has shown that the same process, dilution, dominates under exploitation as in the natural state.

Changes in composition - dilution or cold-sweep

The fluid discharged by wells under production has been observed to be falling in chloride content (Truesdell and Mañón 1977, Truesdell et al. 1978). This was attributed to the entry of cooler water, heated by passage through rock. On this cold-sweep interpretation, a thermal front would arrive, delayed behind the chemical front.

The detailed chemical histories (see examples below) show that the falling chloride contents are usually accompanied by falls in enthalpy and Na-K-Ca temperatures. In addition, some wells are open to more than one aquifer, or to a single aquifer containing a stratified fluid. Such a well can discharge at different times a different mix of fluids from its two aquifers, and so produce an apparent change in reservoir fluid attributed to a single aquifer. Well M20 at Cerro

Prieto has exhibited this sort of behavior (Mercado, 1970).

If a well feeds from two aquifers of different temperature, the initial discharge can be disproportionately from the hotter aquifer. A pressure balance shows that, if a cooler aquifer overlies a hotter one, there will be more drawdown in the well opposite the hotter aquifer (Fig. 10), and at small flow rates the cooler aquifer may not discharge at all. If the hotter aquifer is two-phase (or becomes so under drawdown), it then contains more compressible fluid: each unit drop in pressure expels more fluid than from a liquid aquifer.

These effects mean that a well open to two such aquifers may initially discharge preferentially from the hotter aquifer, especially if the well is on bleed rather than full flow, but with time this aquifer may become exhausted and more fluid is drawn from the cooler aquifer.

In the initial state of the field, the aquifer water was essentially produced by dilution of a deep chloride water apparently with gradational changes in chloride and enthalpy throughout the reservoir (Truesdell et al., 1979; see also Fig. 7). If the changes in a well's discharge are produced by drawing from different aquifers penetrated by the same well, the discharge fluid will follow this dilution line -- as all that is happening is that the well is discharging a different selection of fluid from an unchanging reservoir.

If, on the other hand, cooler waters are entering aquifers originally hot, and being heated as they do so, the well discharge will contain falling chloride, but its enthalpy will fall more slowly. In fact

$$(dC/dH)_{\text{cold sweep}} = (\rho C / \phi \rho_w C_w) (dC/dH)_{\text{dil}}$$

where ρC is the volumetric heat capacity of wet rock ($2.5 \times 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ }^\circ\text{C}$ assumed), ϕ is porosity, $\rho_w C_w$ is the volumetric heat capacity of water, and $(dC/dH)_{\text{dil}}$ is derived from data in Figure 7.

Figure 11 shows the changes in chloride and enthalpy from 1973 to 1980. Enthalpy values were calculated from Na-K-Ca temperatures assuming that these are the temperatures of liquid feeding the wells and are not influenced by near-well boiling (Truesdell et al., 1979). A few changes show slopes close to dilution lines (M5, M9, M15A, M42 and, recently, M20) but most are strongly influenced by heat transfer from the reservoir rock. The trend toward cooler, lower chloride waters is consistent with a sweep through rock of 15 to 40 percent porosity, a reasonable range for the porosity of the reservoir (Lyons and van de Kamp, 1979).

The correlation of the chemical data identifies the reservoir process, while downhole temperature data is ambiguous.

Origin of the recharge

The chemical data indicates that where changes in well discharge composition have occurred, they

have been largely in the direction of cold sweep -- entry of cooler water heated by passage into the contracting hot reservoir. It is interesting that the reverse process is not apparent -- entry of hotter waters, from greater depth. In the vicinity of M9 and possibly M25, the isotherms show a tongue of hot water surrounded by cooler waters (Fig. 8). Recharge in this area must be cooler, as only cooler water is available. Elsewhere temperatures apparently increase steadily with depth. Recharge has apparently drawn on the cooler waters above, in preference to hotter fluid beneath.

If the reservoir is a large sealed box, containing only liquid water, there is no reason for a preference for shallower waters. A region of low pressure would draw in fluid from both above and below, permeabilities being equal. However a bias is introduced into the system if the reservoir is not sealed, but has an "open" top. Elders et al. (1978) suggest that deep permeability was essentially eliminated by mineral deposition. The reservoir permeability also suffered from mineral deposition but solution of cementing minerals has produced secondary permeability (Lyons and van de Kamp, 1979). An open top with drainage could create a free water surface beneath the surface clays. Then the response of the system to deep withdrawal would be a steady fall in this water level, with the shallower waters steadily draining downwards into the hot reservoir, as the hot fluid is removed from beneath.

The analysis of Saltuklaroglu (1979a,b) strongly suggests that this is the case. From observation well data, he identifies the rate of fall of water level as 0.56×10^{-6} meter per ton of cumulative discharge. This parameter is essentially the inverse of the total storage capacity of the reservoir. (Compare with Wairakei, (Sorey and Fradkin, 1979)). If we ignore recharge, and use the specific volume of 300°C water, this is 0.4×10^{-6} meter per m^3 of withdrawal. The overall decrease to 1979 in reservoir pressure appears to be near 17 ± 3 bars for $219 \times 10^6 \text{ m}^3$ of cumulative discharge (Bermejo et al., 1979; Keshav Goyal, unpubl. data). This is 2 to 3 times the rate of pressure drop described to 1977 by Saltuklaroglu.

If the only mechanism present were decompression of single-phase liquid, the reservoir volume $A_T \phi h$ (area x porosity x thickness) can be calculated from the rate of fall of the water table (from Saltuklaroglu) and the liquid compressibility, C_w .

$$A_T \phi C_w h = 2.5 \times 10^6 \text{ m}^2$$

$$\text{At } 300^\circ\text{C}, C_w = 3 \times 10^{-9} \text{ Pa}^{-1} = 2 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$$

$$\text{and } A_T \phi h = 10^{11} \text{ m}^3 = 100 \text{ km}^3$$

A totally unreasonable reservoir volume considering that the drawdown extends over only a few square kilometers!

If, on the other hand, there is a free surface on the top of the reservoir, removal of a cubic meter of water lowers the water surface by

$1/\phi A_T$ meters so the reservoir area times porosity becomes

$$\phi A_T = 2.5 \times 10^6 \text{ m}^2 = 2.5 \text{ km}^2 = 0.25 \times 10 \text{ km}^2.$$

The falls in water level are roughly consistent with drainage of the reservoir over an area of 10 km^2 , assuming 25 percent porosity. Thus over the time scale of years, the Cerro Prieto reservoir supplies the fluid discharge by a downward and lateral flow of water from the cooler aquifers above and to the side, and with a free surface forming at some level well above the producing aquifers.

The agreement can be made more precise by the use of the pressure drop 1973-1979 shown in Figure 7 of Bermejo et al., 1979 instead of the single representative pressure history of Saltuklaroglu (1979a,b). Integrating over the area in which contours are drawn gives

$$\int \Delta P dA = 10^{12} \text{ Pa m}^2$$

This estimate is doubled to allow for the area in which the contours close (outside the area drawn) and doubled again for the pressure drop outside the outer 100 psi contour

$$\int \Delta P dA = 4 \times 10^{12} \text{ Pa m}^2$$

If S is the storativity of the aquifer the total withdrawal 1973-1979 (about $2 \times 10^8 \text{ m}^3$) is related to the integrated pressure drop by

$$Q = S \int \Delta P dA$$

This gives $S = 5 \times 10^{-5} \text{ m Pa}^{-1}$. If the aquifer is confined, $S = \phi C_{wh}$ and using the compressibility of 300°C water gives $\phi h = 2 \times 10^4 \text{ m}$ or 20 km. (Rock compressibility has been ignored, as the lack of deep subsidence indicates no major change in matrix volume.) If the aquifer is unconfined, $S = \phi/\rho_w g$, and this gives $\phi = 0.35$, where ϕ is the porosity that drains at the free surface. As the pressure drop extends laterally only a few kilometers, it is unlikely that it extends to a depth of several tens of kilometers. The unconfined aquifer provides a more acceptable interpretation.

The relative contribution of downward and lateral flow of cooler water has been disputed. Truesdell et al. (1978) suggest a large contribution from downward movement of lower chloride water in the south-central part of the field. Well discharges in this area (M26, M27, M8) showed large decreases in chloride from 1973-74 to 1977-78 while well discharges from the margin of the field (M11, M19A, M30, M14 and, after its initial flow, M21A) showed smaller decreases. Sanchez and de la Peña (1979) and Bermejo et al. (1979) indicate dominantly lateral flow to replace produced fluid. The enthalpy decreases shown by Bermejo et al. (1979) are fairly evenly spread over the field and do not show sharp decreases at the edges that should be produced by lateral flow.

Although Wairakei has also undergone drainage and its pressure declined accordingly (Sorey and

Fradkin, 1979), the free surface that appeared in the system is at the bottom of the steam zone and cold, near-surface waters are not immediately pulled into the reservoir drainage system. The failure of Cerro Prieto to develop a steam zone means that drawdown has propagated upwards and laterally, inducing downflow from above and outside the reservoir.

Physical and chemical equilibria in flashing flow to a well

As fluid flows towards a discharging well, it encounters steadily falling pressures. If it flashes, the flow is two-phase, water and steam, and all the mass and energy in the flow must be partitioned between the variable amounts of the two phases. Figure 12, from Truesdell (1979) shows this process for a steady flow. As the flow is steady, the temperature of the rock is constant with time, and there is no heat transfer between fluid and reservoir. The fluid arriving from distance has some enthalpy, chloride, and gas content. All of these quantities must be conserved, since in a steady flow there is no source or sink to alter their amounts. The two-phase region near the well acts simply as a transmission system. The exceptions to this generalization are silica and other mineral substances saturated in the fluid.

In a non-steady or transient flow, all these properties may change in the drainage region near the well. Because the reservoir near the well is still falling in pressure and temperature, rock continues to transfer heat to the flowing fluid. This results in an enthalpy rise in the fluid near the well, over that flowing at a distance. The increased enthalpy causes increased boiling and concentration of salts in the liquid phase. (Most gases transfer entirely to the steam with even a small amount of boiling.) The decreased temperature and increased salt concentrations in the fluid cause supersaturation with quartz in the near-well region and precipitation occurs. Although quartz precipitation also occurs in the steady state it is enhanced during non-steady enthalpy transfer from the reservoir rock possibly because, due to relative permeability effects, the large degree of steam saturation reduces liquid flow velocity. As the steady state is approached steam saturation decreases, and the velocity of liquid flow increases until there is insufficient time for quartz precipitation. These effects may produce an increase in total fluid silica contents as a well with transient near-well boiling approaches a steady state.

It is of interest that the enthalpy and chemical histories are more sensitive to some aspects of field structure than is pressure. Pressure tests can outline field permeabilities and some aquifer structure (Schroeder et al. 1978, Rivera et al. 1978), but enthalpy and chemistry more definitely indicates the strong interconnection between the hot and cooler aquifers.

A fall in enthalpy has been interpreted as indicating recharge. Although not relevant to Cerro Prieto, the reverse is also true: if the discharge enthalpy rises beyond that expected of a

homogeneous aquifer, that indicates a confined aquifer.

SOME EXAMPLE WELLS AT CERRO PRIETO

For each well, the data considered and interpreted are the downhole measurements of pressure and temperature, the analyses of the water samples at surface from discharge or purge, and the production history of wellhead pressure, mass flow and enthalpy.

The chemical data used in these interpretations through 1977 are from Mañón et al. (1977) with additional analyses for 1977-1980 by the chemists of CFE. The completion profiles, and subsequent workovers, are given by Domínguez (1978). This gives the intervals of each well that are slotted liner, uncemented blind liner, or perforated casing. Production history, and some downhole measurements, are given by Bermejo et al. (1978). The present study is directed primarily toward the thermodynamic state of the reservoir fluid: liquid water or two-phase. Measurements are interpreted following the methods of Domínguez and Bermejo (1976), Bermejo et al. (1978) and Grant (1979b).

In most measurements after the well has warmed up, there is some flow: perhaps a small purge. If liquid water enters the well, it will flow up the well, producing an isothermal temperature profile and a hydrostatic pressure profile, until the flashpoint is reached in the well. If boiling (two-phase) fluid enters the well, temperature declines continuously above the entry point, and pressure gradient is below hydrostatic.

Even when the well is shut, during warmup or fully warmed up, the fluid in the well is often not static, but flowing between different aquifers to which the well is open, or from the bottom to the top of one aquifer. An isothermal segment of the temperature log implies that liquid water is flowing in the well, and a boiling-point profile (similar in shape to the boiling-point-for-depth curve) implies that there is a small upflow of boiling fluid in the well. The first case identifies liquid water as the reservoir fluid at the depth where fluid enters the well, and the second case identifies the reservoir fluid as two-phase.

Reservoir processes are also revealed by histories of certain chemical and physical variables in discharges from individual Cerro Prieto wells. These histories include temperatures indicated by the Na-K-Ca and silica geothermometers along with the enthalpy temperature (the temperature of liquid water with the measured enthalpy of the well discharge). Other histories show chloride concentrations in flashed brine along with calculated aquifer chloride concentrations. In these histories it is assumed that the Na-K-Ca geothermometer indicates the reservoir temperature away from the near-well boiling zone (Truesdell et al., 1979).

Well M-42

Downhole temperature logs (Fig. 13) show a

rather varied character. T-5 and T-6 show an upflow of liquid at 290-295°C. T-14 shows 286°C at bottom hole, with hotter, probably boiling fluid entering the well near 1000 m.

During its first two months of production in 1976, discharge enthalpy was high, equivalent to 330°C water. It then fell to 275°C water, and remained constant during 1977. The Na-K-Ca temperature (Fig. 14) is consistently near 285°C in 1976, falling to 275°C by 1979, or fairly consistent with the downhole temperatures and enthalpies. Aquifer chlorides fell slowly during the same period (fig. 15).

It appears that M42 penetrated boiling fluid near 1000 m, and beneath there liquid water at 275-295°C. The two-phase fluid briefly supported a discharge at high enthalpy, but was soon exhausted or flooded. Later discharge, of stable character, is supplied by 275°C liquid. The brief high-enthalpy discharge is not of great importance in M42's history, but it is significant in showing the existence of some steam in the aquifer in 1976. Reservoir temperatures apparently decrease very rapidly above 1000 m.

After the start of production, well M42 apparently has had no near-well boiling (Fig. 14). Temperatures indicated by chemistry (Na-K-Ca and silica) agree with those indicated by enthalpy measurements assuming an all liquid feed (all indicated temperatures are probably only accurate to $\pm 5^\circ\text{C}$). In addition the measured downhole temperature (286°C in 1976) was in agreement with the Na-K-Ca temperature (other temperatures were not available then). The temperatures show a decline of 13°C in 4 years. Similarly the calculated aquifer chloride contents show a decline from 8500 to 8000 mg/Kg in 3 years (Fig. 15). The enthalpy-chloride slope (Fig. 11) suggests porosity exceeding 60 percent which is consistent with the lack of near-well boiling. Only wells M14 and M15A also show similar agreement of indicated temperatures and probable all liquid feed.

Well M-5

Figure 16 shows some downhole temperature logs from 1966 to 1970. The production history 1973-78, as with the other example wells, is given by Bermejo et al. (1978). Figure 17 and 18 shows the history of Na-K-Ca, enthalpy and silica temperatures and aquifer chloride, as determined from samples of water separated at surface from discharge.

The downhole temperatures indicate some non-uniformity in the reservoir fluid reaching the well. T-5 and T-6, measured with the well shut, indicate that the reservoir temperature at 1290 m exceeds 307°C. On purge, T-7 and T-8 show isothermal profiles below 1050 m, indicating an upflow in the well of liquid water, at 295-298°C. A pressure log measured on the same day as T-8 confirms that liquid water flows in the well (Bermejo et al. 1978).

On production since 1973, M5's performance has been very stable. The enthalpy has fallen slightly, from that of 300°C liquid to 290°C

liquid by 1980, and Na-K-Ca temperatures have fallen slightly, from about 300°C in 1970-73 to 285°C in 1980 (Fig. 17). Silica temperatures have risen from 270°C in 1973-74 to 290°C in 1978 but fell again to 275°C in 1980. The aquifer chloride has similarly fallen slightly. The enthalpy-chloride slope (Fig. 1) is very steep suggesting feed from fractures rather than cold sweep through a porous medium.

Apart from the silica temperatures, there is a very consistent picture: M5 produces mainly from single-phase liquid. This liquid was initially at 300°C, but has slowly fallen in temperature and chloride content to 290°C by 1980. There is some flashing due to drawdown near the well, but there is no extensive boiling zone around the well. The approximate agreement of silica, enthalpy, and Na-K-Ca temperatures from 1977-79 would indicate that there was then no flashing even locally near the well, but high enthalpy and low silica in 1974-75 and 1979-80 suggest periods of local boiling.

Well M-9

M9 has had a varied history. It was unsatisfactory as originally drilled, due to low temperatures towards bottomhole, and was perforated in a hotter, shallower zone. Interzonal flow is a strong feature of the downhole logs, with fluid entering or leaving the well at its two feeds, at 800-850 m and near 1250 m.

Downhole temperature logs are shown on Fig. 19. The reservoir temperature profile goes through a distinct maximum at the upper, perforated zone. T-11 records a maximum of 259°C at the upper zone, but this is an isolated measurement, with no indication that this is a stable temperature; reservoir temperature at this zone might have been higher. Below 800 m temperatures fall, to about 200°C near 1000 m, and then begin to rise again.

T-15, purging, shows water at 232°C entering near 1250 m, with hotter fluid being added to the flow between 700 and 750 m. T-13 shows a similar profile, with generally lower temperatures, to produce a total discharge of 230°C water. T-28 in 1977 now shows 230°C water entering the well near 750 m. M9 was cemented to 1248 m in 1976. Measurements in 1979 found a downflow present from about 800 m to 1100 m (Castañeda, 1980).

There is not much production history, as the well is liable to rapid deposition. Discharge enthalpy, as liquid water equivalent, was 253°C in 1973, 275-280°C in 1975 and 245°C in 1977. Chemical temperatures (Fig. 20) have been scattered: Na-K-Ca temperatures up to 290°C in 1970-72, falling to 240°C by 1975, silica temperatures rising slightly from 230°C in 1973 to nearly 240°C in 1975-78. Aquifer chlorides have shown an erratic falling trend.

Both chemical data and enthalpy are confused by the mixed nature of the well discharge: 200-230°C water is extracted from the reservoir below 1250 m, and hotter fluid from 750-850 m. The high Na-K-Ca temperatures, and the occasional high enthalpy indicate that this hotter fluid is

of higher enthalpy than 260°C water. The initial boiling temperature at 800 m would have been about 280°C. Had there been some water at 280°C initially present, this would explain the higher inferred temperatures. This hotter fluid has not been a major part of the well's total discharge. With time, enthalpy and Na-K-Ca temperatures have fallen, and T-28 unambiguously shows cooler water entering through the perforations. Thus the fall in apparent temperature is not only caused by an increasing proportion of water from the deeper zone in the discharge but also from cooling of the upper zone.

In summary, M9 penetrated two producing zones. The upper zone has produced most of the fluid discharged. Within this zone there was originally some fluid at about 280°C. At later times cooler water has been discharged. It is unclear to what extent this cooler water may have been originally present in the productive (upper) aquifer.

Well M-15A

As in M5, some stratification of the reservoir fluid is visible. Temperature log T-4, on purge, is a nice boiling-point profile, indicating two-phase fluid at about 309°C at 1250 m (Fig. 21). Temperatures above this point are totally disguised by the boiling upflow in the well. Two years later logs T-8 and P-7 show the well discharging 254°C water. This liquid originates beneath 1130 m. T-9 shows 242°C water entering at 1100 m in 1977.

The enthalpy in 1974 was that of 300°C water, falling rapidly to 275°C by early 1975, and then slowly to 255°C by 1977 and rapidly again to 240°C by 1979 (Fig. 22). Na-K-Ca temperatures fell in agreement with the enthalpy, and silica temperatures were a little lower. As in the later discharges, it must be liquid water only that enters the well, the lower silica temperature probably does not reflect reservoir processes. The enthalpy-chloride slope suggests dilution rather than cold sweep (Fig. 11) like other wells with all liquid feed (M5, M14, M42).

It appears that M15A is open to an aquifer that contained initially a stratified fluid: boiling water at the bottom (bottom of drilled depth, not necessarily aquifer bottom), with cooler waters above. The discharge has been a mixture of these fluids, with the proportion of cooler fluids increasing with time. It is unclear whether this is due to the cooler fluids invading the originally hotter aquifer, or to the effective entry point to the well moving shallower as deeper aquifers lose pressure more rapidly or because of communication between layers through abandoned well M-15, 27 meters away (Mercado and Samaniego, 1978).

Well M-21A

M21A is of interest as it has discharged at an enthalpy far in excess of reservoir liquid. This enthalpy was initially equivalent to 375°C fluid, falling to 310°C water equivalent by 1978.

Na-K-Ca temperatures have fallen slowly, from about 300°C in 1974 to 270°C in 1980, while silica temperatures have risen from an initial 260°C to agreement with the Na-K-Ca in 1978 (Fig. 23). Aquifer chlorides have followed a scattered falling trend. The enthalpy-chloride slope suggests cold sweep through a porous medium with porosity near 30 percent (Fig. 11).

Temperature log T-2 shows a boiling-point profile on purge, indicating two-phase fluid at 316°C present at bottomhole (Fig. 24). T-8 shows boiling fluid at 1100 m. T-12 shows a very odd temperature profile on bleed, with 280°C water entering at 1080 m, and hotter temperatures beneath, in static fluid. It thus appears that within the open interval M21A has penetrated both two-phase fluid of quite high enthalpy, with possibly cooler (280°C) liquid contributing later discharge. The high enthalpy fluid might be from greater depths (to 1500 m) coming through abandoned well M-21, only 21 m away (Mercado and Samaniego, 1978) but there is no evidence from Na-K-Ca of fluid temperatures much above 300°C. Unlike other wells where boiling conditions briefly appeared, such as M15A, this boiling fluid has remained the dominant contribution to M21A's discharge. The comparison of T-8 and T-12 indicates a genuine change in reservoir fluid.

There is rough consistency between downhole temperatures and Na-K-Ca temperatures if it is assumed the discharge fluid derives from the two-phase aquifer without any addition of other fluid. The fall in Na-K-Ca temperatures is consistent with the fall in reservoir temperature that must have occurred with falling pressure. The enthalpy has fallen, indicating a diminishing steam excess in the fluid.

The behavior of this well is an extreme example of the expansion of local boiling into fresh hot rock. When the well head pressure was raised from about 7 bars to 30 bars in late 1978 the boiling ceased and enthalpy, Na-K-Ca and silica temperatures came into agreement. Later boiling started again and temperatures diverged. The low silica temperatures, and their rise to later agreement with other temperatures, are difficult to explain but may be related to the low liquid velocities at very high steam saturation as suggested earlier.

SUMMARY

Chemical and physical measurements indicate that unlike Wairakei, the western Cerro Prieto reservoir is not well sealed against the influx of cooler, lower chloride water. Predominant natural cooling of upflowing hot water is by mixing with cold water (dilution) rather than by boiling and steam loss and this process has accelerated in response to exploitation. Mixing of thermal water with cold water is facilitated by high permeability in the producing aquifer and in adjacent cold water aquifers and by the absence of a continuous low permeability barrier between these aquifers (Lyons and van de Kamp, 1979; Vonder Haar, 1980). Although, in the unexploited state, hot water was entering the production zone from below, this flow apparently has not increased

greatly during exploitation because reservoir pressures are maintained by inflow of cold water. Recharge from below is also limited by relatively low permeability resulting from mineral deposition (Elders et al., 1978; Wilt and Goldstein, 1979). Even in the unexploited state, dilution has dominated over boiling as the main cooling mechanism for the Cerro Prieto fluid as shown by convective temperature-depth profiles in cooler water above the reservoir, the original linear enthalpy-chloride relations (fig. 7) and the small amount of boiling-induced depletion of noble gases (Mazor and Truesdell, 1981).

The chemical and enthalpy history of individual well discharges suggests that cooler water is entering the field from the sides and above and forming coalescing cones of lower chloride, lower enthalpy water, each with a chemical and thermal front advancing toward the well intake (Fig. 25). These fronts were originally at the upper boundary of the reservoir (the unit A-B contact of Puente and de la Peña, 1978) where steep temperature gradients were found in downhole measurements. Between 1975 and 1979 the chemical front reached some wells in the center of the older field (M8, M21A, M26, and M25) and may now be just appearing in other wells.

Although general boiling and production of an extensive two-phase zone has not occurred at Cerro Prieto, local near-well boiling is common. This near-well boiling causes enthalpy excesses that decrease or disappear with time and silica deficiencies that decrease but do not disappear. This local boiling results from local pressure decrease and intergranular (rather than fracture) flow to the wells. As long as the boiling zone is expanding, excess enthalpy is produced as heat is transferred from rocks to fluids cooled by boiling. The accelerated boiling causes increased evaporative concentration of dissolved silica and deposition of quartz near the well.

As the expansion of the boiling zone decreases or stops, the rocks come into thermal equilibrium with fluids and production of excess enthalpy diminishes and ceases. The cooled fluids within the now stabilized boiling zone continue to deposit quartz but at a diminished rate and the silica deficiency decreases. Both two-phase fluid flow and quartz deposition impede fluid flow to the wells but these effects are masked by the effects of the general pressure decrease.

ACKNOWLEDGMENTS

We wish to thank our colleagues at the Lawrence Berkeley Laboratory, the Comisión Federal de Electricidad, the Department of Scientific and Industrial Research (New Zealand), and the U.S. Geological Survey for stimulating discussions on the Cerro Prieto reservoir. In particular we would like to thank Marcelo Lippmann, Karsten Pruess and Keshav Goyal of LBL and Manuel Nathenson of the USGS for discussing and reviewing the manuscript and P. C. Bennett and F. R. Portillo for help in producing the paper. This work was supported by the U.S. Department of Energy and the U.S. Geological Survey as part of a CFE-DOE cooperative agreement.

REFERENCES

- Bermejo, F.J., Cortéz, C., and Aragón, A., 1978. Physical and thermodynamic changes observed in the Cerro Prieto geothermal reservoir, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 300-332.
- Bermejo, F. J., Navarro, F. X., Castillo, B., Esquer, C.A., and Cortéz, C., 1979. Pressure variation in the Cerro Prieto reservoir during production, Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 473-496.
- Castañeda, M.O., 1980. Detection of feed zones in well M-9 at Cerro Prieto geothermal field, Preliminary report, Stanford University, July 2, 1980.
- Domínguez, B., 1978. Well completion and development at Cerro Prieto, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 265-299.
- Domínguez, B., and Bermejo, F.J., 1976. Present methods of opening and starting production in wells at Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, Proceedings, 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, p. 1619-1633.
- Donaldson, J. G., and Grant, M. A., 1981. Heat extraction from geothermal systems, in *Geothermal Systems, Principles and Case Histories*, Rybach, L., and Muffler, L. J. P., eds., New York, Wiley-Interscience, p. 145-179.
- Elders, W. A., Hoagland, J. R., McDowell, S. D., and Cobo, J. M., 1978. Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 68-79.
- Grant, M. A., 1977. Broadlands - a gas dominated geothermal field, *Geothermics*, v. 6, p. 9-29.
- Grant, M. A., 1979a. Fluid state at Wairakei, Proceedings, New Zealand Geothermal Workshop 1979, Auckland University, p. 79-84.
- Grant, M. A., 1979b. Interpretation of downhole measurements in geothermal wells, Applied Mathematics Division, DSIR Report 88, Wellington New Zealand, 66 pp.
- Grant, M. A., 1980. Changes in fluid distribution at Ohaki, Proceedings, 2nd New Zealand Geothermal Workshop, Auckland University, p. 69-74.
- Grant, M. A., 1981. The effect of cold water entry into a liquid-dominated two-phase geothermal reservoir, *Water Resources Research* v. 17, pp. 1033-1043.
- Grant, M. A., and Horne, R. N., 1980. The initial state and response to exploitation of Wairakei geothermal field, *Geothermal Resource Council Transactions*, v. 4, p. 333-336.
- Lyons, D. J., and van de Kamp, P. C., 1979. Sub-surface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field, Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 173-195.
- Mahon, W. A. J., 1976. Review of hydrogeochemistry of geothermal systems - Prospecting, development and use, Proceedings, 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, p. 775-783.
- Mañón, A., Mazor, E., Jiménez, Sánchez, A., Fausto, J., and Zenizo, C., 1977. Extensive geochemical studies in the geothermal field of Cerro Prieto, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-7019, 113 p.
- Mazor, E., and Truesdell, A. H., 1981. Dynamics of a geothermal field traced by noble gases, Proceedings, 3rd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, (this volume).
- Mercado, S., 1970. High activity hydrothermal zones detected by Na/K, Cerro Prieto, Mexico, *Geothermics*, Special Issue 2, v. 2, p. 1367-1376.
- Mercado, S., 1976. Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, Proceedings, 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, p. 487-494.
- Mercado, S., and Samaniego, F., 1978. An example of fluid migration between the layers on the Cerro Prieto Geothermal Field, Proceedings, 2nd Invitational Well-Testing Symposium, Lawrence Berkeley Laboratory report LBL-8883, p. 95-105.
- Puente, I., and de la Peña, A., 1978. Geology of the Cerro Prieto geothermal field, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 17-40.
- Rivera, R. J., Samaniego, V. F., Schroeder, R. C., 1979. Pressure test at the Cerro Prieto geothermal field, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 366-374.
- Saltuklaroglu, M., 1979a. Interference effect of producing wells on observation wells in a geothermal field (Cerro Prieto), Proceedings, 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, SGP-TR40, p. 49-59.
- Saltuklaroglu, M., 1979b. Use of observation well data in determining optimum well spring and recharge in a geothermal field, Proceedings, 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, SGP-TR40, p. 61-69.
- Sánchez, J.J. and de la Peña, A., 1979. Preliminary geohydrologic study of Cerro Prieto I (U-1 and 2), Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 135-145.
- Schroeder, R. C., Goranson, C. B., Benson, S. M., and Lippmann, M. J., 1979. Well interference tests at the Cerro Prieto geothermal field, Baja

California, Mexico, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 357-365.

Sorey, M. L., and Fradkin, L. J., 1979. Validation and comparison of different models of the Wairakei Geothermal Reservoir, Proceedings, 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, SGP-TR40, p. 215-220.

Truesdell, A. H., 1979. Aquifer boiling may be normal in exploited high-temperature geothermal systems, Proceedings, 5th Workshop Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, SGP TR-40, p. 299-303.

Truesdell, A. H., and Mañón A., 1977. Geochemical indications of boiling in the aquifer of the Cerro Prieto geothermal field, Primera Reunión de Intercambio Técnico Sobre Geotermica, San Felipe, B. C., November, 1977 (in press).

Truesdell, A.H., Mañón, A., Jiménez, M. Sánchez,

A., and Fausto, J., 1978. Geochemical evidence of drawdown in the Cerro Prieto, Mexico, geothermal field, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 130-138.

Truesdell, A. H., Thompson, J. M., Coplen, T. B., Nehring, N. L., and Janik, C. J., 1979. The origin of the Cerro Prieto geothermal brine, Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 224-240.

Vonder Haar, S., 1980. Geology of the Cerro Prieto geothermal field, L.B.L. Earth Sciences Newsletter, v. 3, p. 1-5.

Wilt, M. J., and Goldstein, N. E., 1979. Resistivity monitoring at Cerro Prieto, Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 419-433.

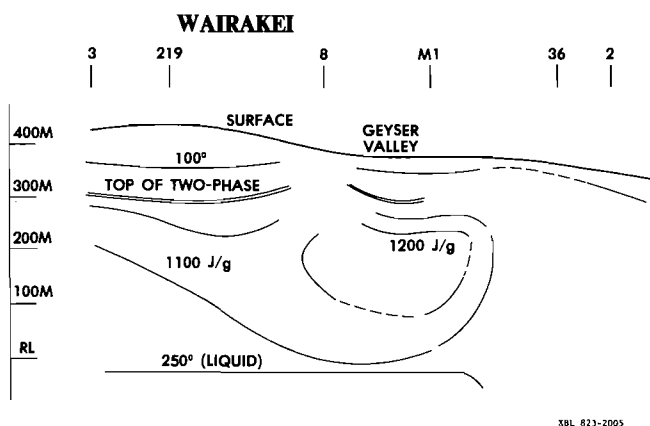


Figure 1. Northwest-southeast section showing initial state of the Wairakei, New Zealand, reservoir with single phase 250°C liquid below two-phase (water-steam) fluid flowing slowly upward to the surface (Grant 1979).

Figura 1. Corte transversal noroeste-sudeste mostrando el estado inicial del yacimiento de Wairakei, Nueva Zelanda, con una sola fase líquida a 250°C, debajo de fluido de dos fases (agua-vapor), que ascendiendo lentamente hacia la superficie (Grant, 1979a).

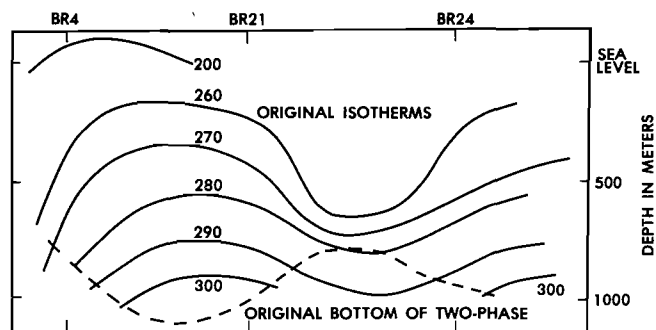
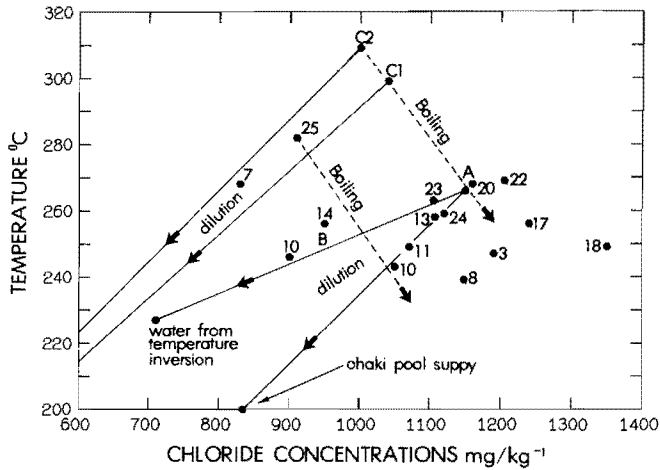


Figure 2. Initial state of the Broadlands, New Zealand, reservoir. The higher gas content and temperature of the fluid caused the two-phase zone to extend to a much greater depth than at Wairakei (Grant, 1977, 1980).

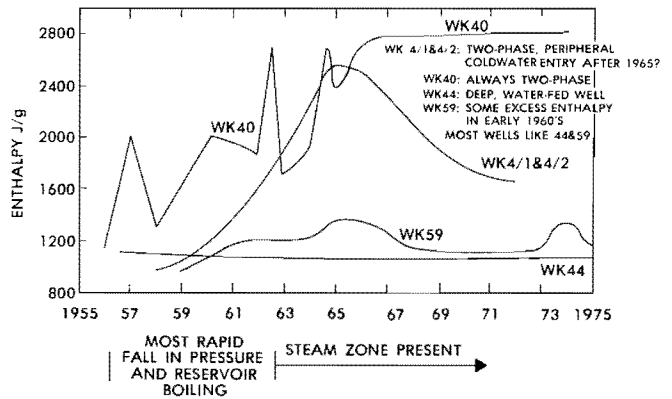
Figura 2. Estado inicial del yacimiento de Broadlands, Nueva Zelanda. El mayor contenido de gas y temperatura del fluido causó que la zona de dos fases se extendiera a profundidades mucho mayores que en Wairakei (Grant, 1977 y 1980).



XBL 823-2007

Figure 3. Boiling and dilution processes in reservoir fluids at Broadlands (Mahon, 1976).

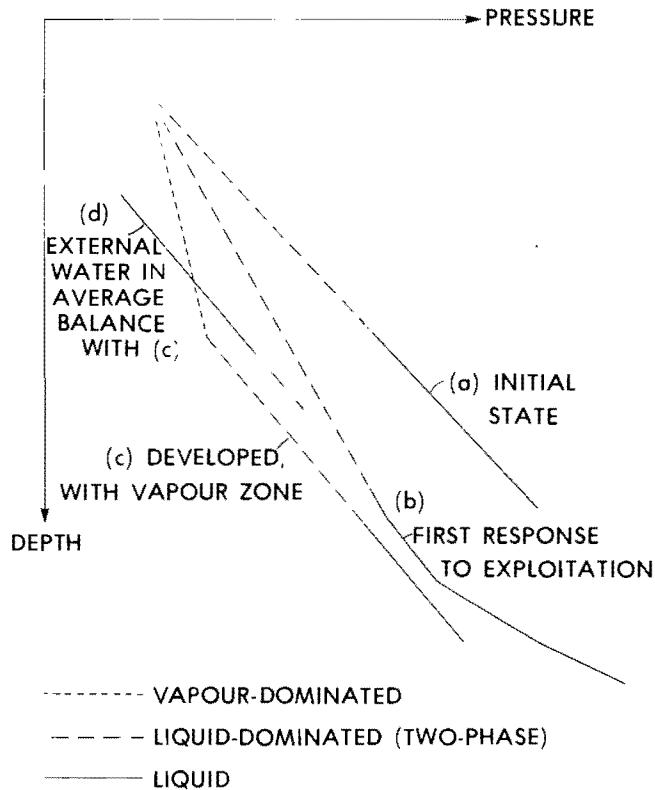
Figura 3. Procesos de ebullición y dilución en los fluidos del yacimiento de Broadlands (Mahon, 1976).



XBL 823-2009

Figure 5. Enthalpy histories for representative wells at Wairakei showing evolution of a two-phase zone from liquid domination to vapor domination with deep liquid unaffected.

Figura 5. Variación de la entalpía en pozos representativos de Wairakei, mostrando la evolución de una zona de dos fases dominada por líquido, a una zona dominada por vapor, sin afectar al líquido localizado a profundidad.



XBL 823-2008

Figure 4. Pressure-evolution with exploitation of a reservoir with an original two-phase zone overlying liquid.

Figura 4. Evolución de la presión con la explotación de un yacimiento que tiene una zona inicial de dos fases encima del líquido.

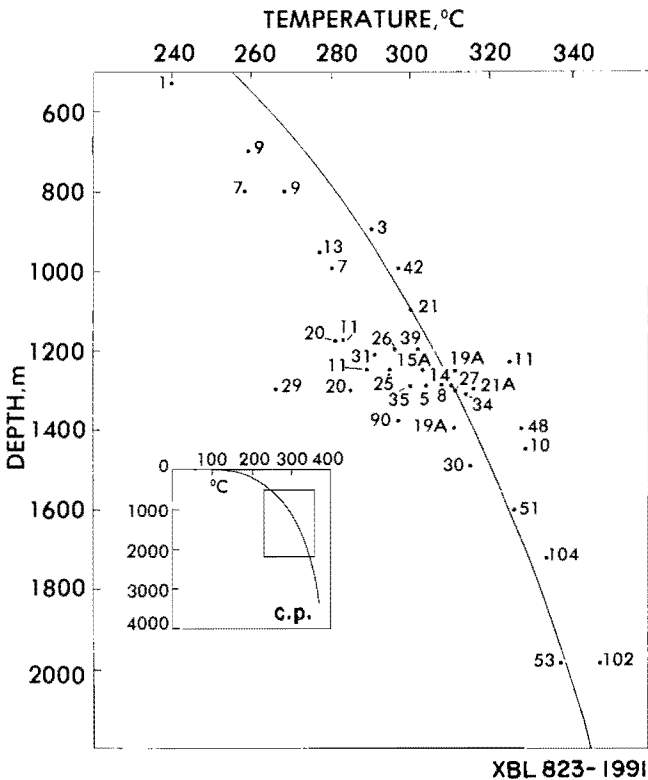


Figure 6. The increase of temperature with depth at Cerro Prieto. Most well temperatures fall close to the boiling-point-to-depth curve. The curve is approximate for Cerro Prieto because dissolved salts (raising temperatures) and gases (lowering temperatures) have been neglected. The inset shows the b.p. curve to the critical point (c.p.).

Figura 6. Aumento de temperatura con profundidad en Cerro Prieto. La mayoría de las temperaturas de pozo están cerca de la curva del punto de ebullición vs. profundidad. Para Cerro Prieto la curva es aproximada ya que no se han tomado en cuenta las sales disueltas (que aumentan la temperatura) ni los gases (que disminuyen la temperatura). La pequeña figura insertada muestra la curva de ebullición hasta el punto crítico (C.P.).

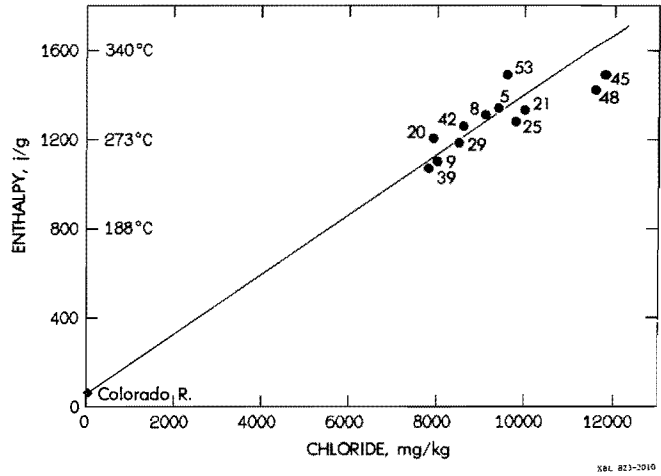


Figure 7. The approximate original chloride-enthalpy relationship of Cerro Prieto reservoir fluids obtained from wells when first produced. Note the mixing (dilution) with cold water (Colorado River).

Figura 7. Relación inicial aproximada de entalpía vs. cloruros en los fluidos del yacimiento de Cerro Prieto obtenidos cuando los pozos comienzan a producir. Nótese la mezcla (dilución) con agua fría (Río Colorado).

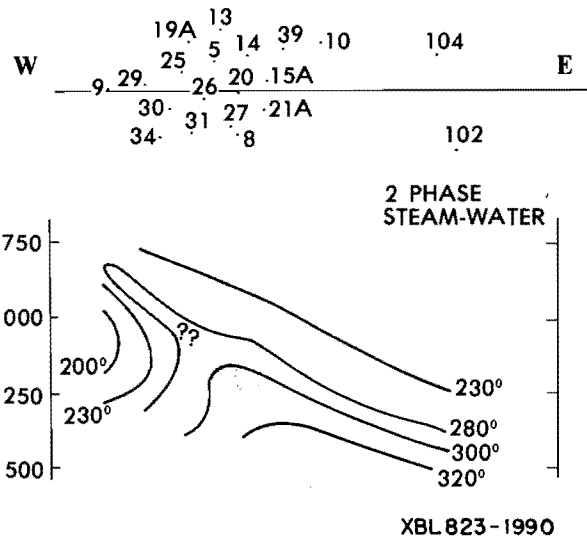
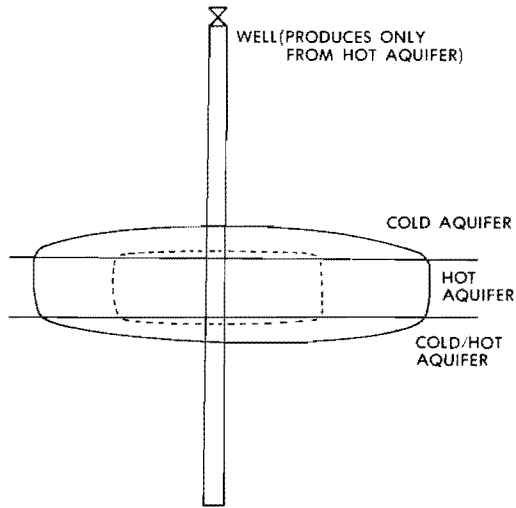


Figure 8. A thermal cross section of the relatively shallow western reservoir of Cerro Prieto in its undisturbed state. Note that the zone of two-phase fluid is surrounded by liquid and is relatively smaller than that of Wairakei or Broadlands.

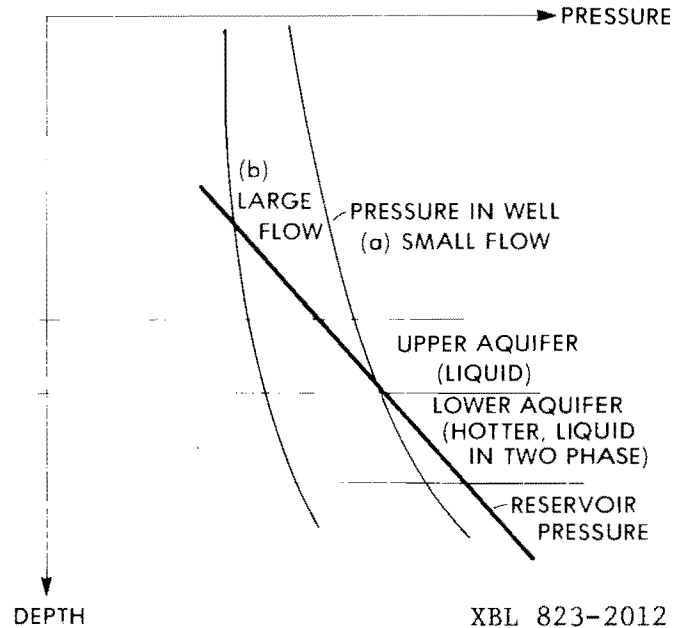
Figura 8. Un corte transversal de temperatura de la parte occidental relativamente somera del yacimiento de Cerro Prieto, en su estado inicial. Nótese que la zona de fluido de dos fases está rodeada por líquido, y que es relativamente más pequeña que la de Wairakei o Broadlands.



XBL 823-2011

Figure 9. A schematic diagram of the cold sweep process.

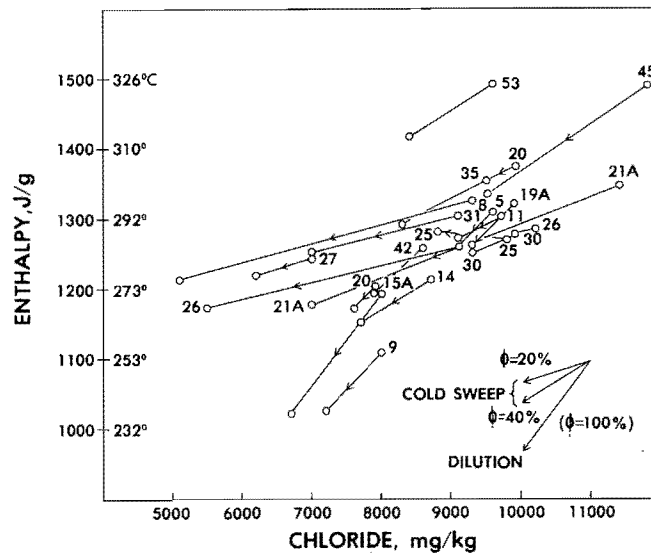
Figura 9. Diagrama esquemático del proceso de barrido frío. (La línea indica la posición inicial del fluido; la línea quebrada, la posición actual.)



XBL 823-2012

Figure 10. A well may produce from two aquifers; the hotter, higher pressure aquifer dominates at low flow rates but the cooler aquifer may contribute substantially at high flow rates.

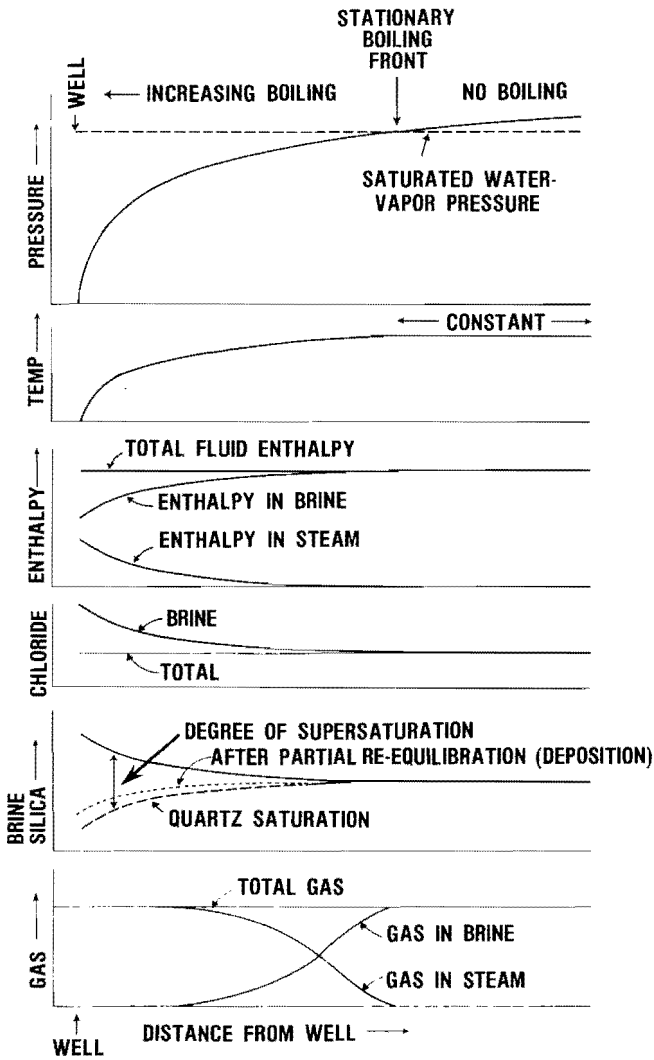
Figura 10. Registros de presión obtenidos bajo diferentes condiciones de flujo. Un pozo puede producir de dos acuíferos; el acuífero de mayor temperatura y presión domina a bajos gastos de producción, sin embargo el acuífero más frío puede contribuir substancialmente cuando los gastos son mayores.



XBL 823-1992

Figure 11. The change in enthalpy and chloride for wells at Cerro Prieto from 1973 to 1980. (Some wells have shorter histories; wells with less than two years production have been omitted). The slopes for cold sweep and dilution (based on Fig. 7) are also shown.

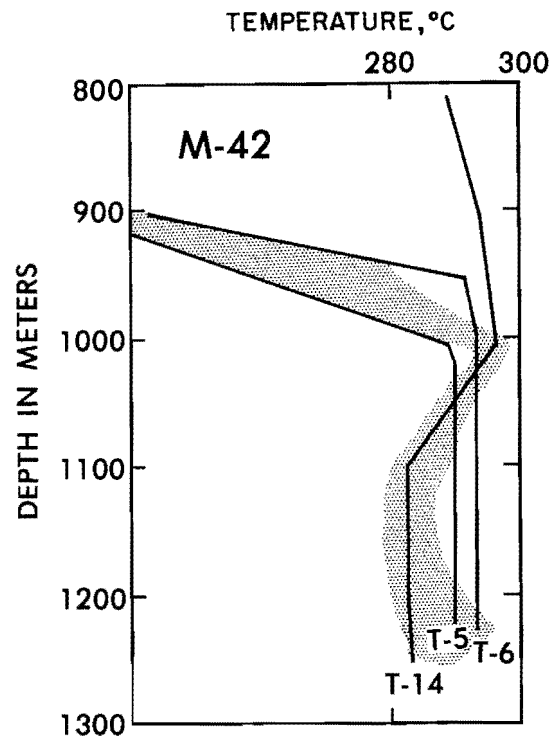
Figura 11. Cambios en la entalpía y contenido de cloruros en pozos de Cerro Prieto entre 1973 y 1980. (Algunos pozos tienen historias más cortas; no se incluyen pozos con menos de dos años de datos de producción). Se muestran también las pendientes bajo condiciones de barrido frío y dilución (basadas en la Figura 7).



XBL 823-2013

Figure 12. Fluid properties in a steady state (stationary) boiling zone around a well.

Figura 12. Propiedades del fluido en una zona de ebullición cercana a un pozo bajo estado estacionario.



T-5 ??/74 SHUT?

T-6 ?/X/74?

T-14 18/XI/76 2° PURGE

PROBABLE INITIAL
RESERVOIR TEMPERA-
TURES

XBL 823-1996

Figure 13. Downhole temperatures in well M-42.

Figura 13. Registros de temperatura del pozo M-42.

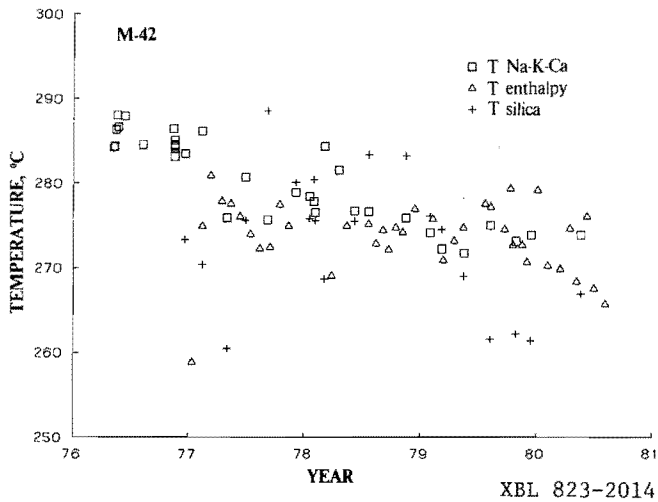


Figure 14. Chemical and enthalpy temperature history of fluids produced from well M-42. The agreement of Na-K-Ca, silica, and enthalpy temperatures indicates an all liquid feed to the well. For calculation methods see Truesdell et al. (1979).

Figura 14. Variación de la temperatura del pozo M-42, determinada a partir de las propiedades químicas y la entalpía de los fluidos producidos. El acuerdo entre las temperaturas basadas en Na-K-Ca, sílice y entalpía indica que el pozo está siendo alimentado sólo por líquido. Los métodos de cálculo utilizados están dados en Truesdell et al. (1979).

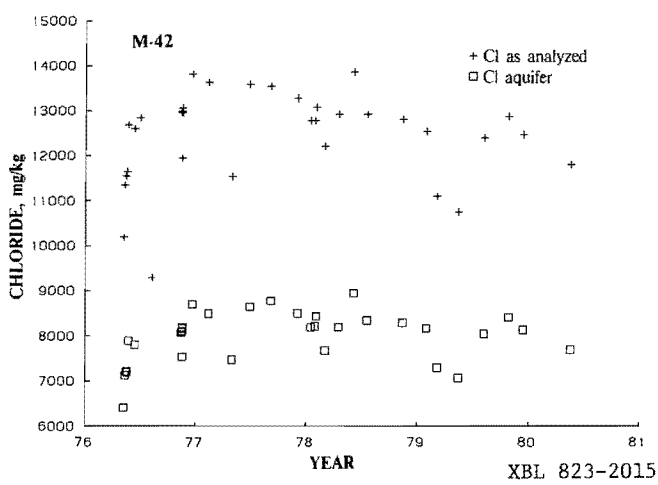
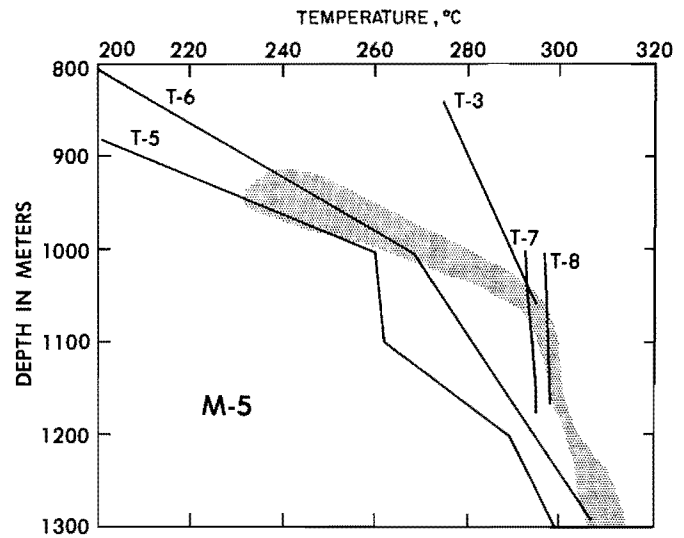


Figure 15. Chloride history of fluids from M-42. Aquifer chloride is calculated assuming that Na-K-Ca temperatures reflect reservoir temperatures (Truesdell et al., 1979). Note the small decline in aquifer chloride.

Figura 15. Variación de la cantidad de cloruros en los fluidos del pozo M-42. El contenido de cloruros en el acuífero está calculado asumiendo que la temperatura Na-K-Ca refleja la temperatura del yacimiento (Truesdell et al., 1979). Nótese la pequeña disminución en el contenido de cloruros del acuífero.

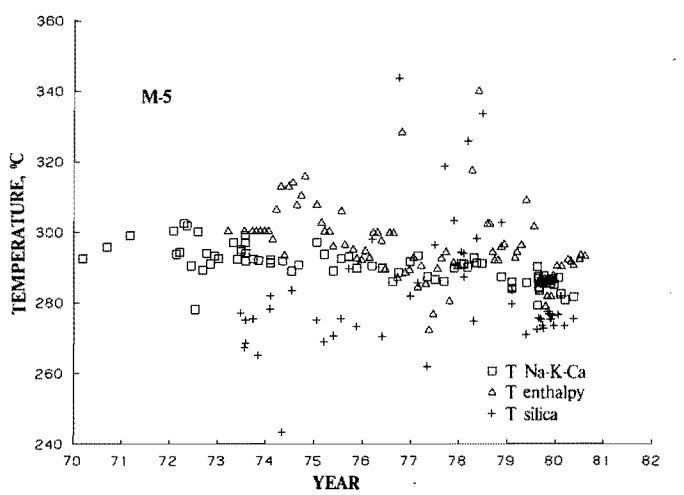


- T-3 1/III/66
 - T-5 4/IV/67 SHUT
 - T-7 4/XII/69 1/2" PURGE
 - T-8 21/IV/70 2" PURGE
 - T-6 18/IV/67 SHUT
- PROBABLE RANGE OF ORIGINAL RESERVOIR TEMPERATURES

XBL 823-1995

Figure 16. Downhole temperatures in well M-5.

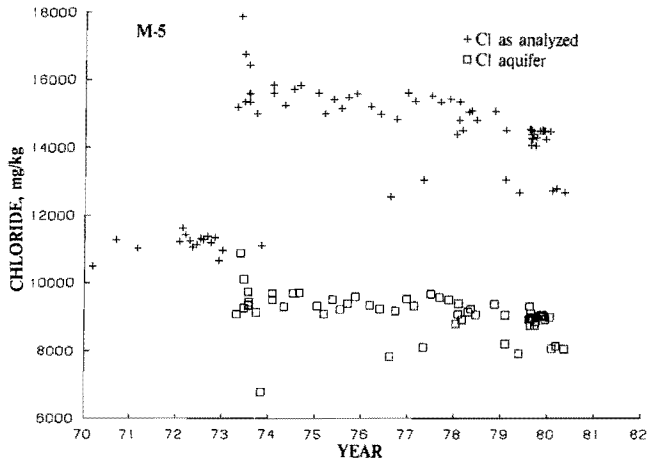
Figura 16. Registros de temperatura del pozo M-5.



XBL 823-2016

Figure 17. Chemical and enthalpy temperature history of fluids from well M-5. The small excesses in enthalpy temperatures and deficiencies in silica temperatures compared to the Na-K-Ca temperatures suggest limited near-well boiling.

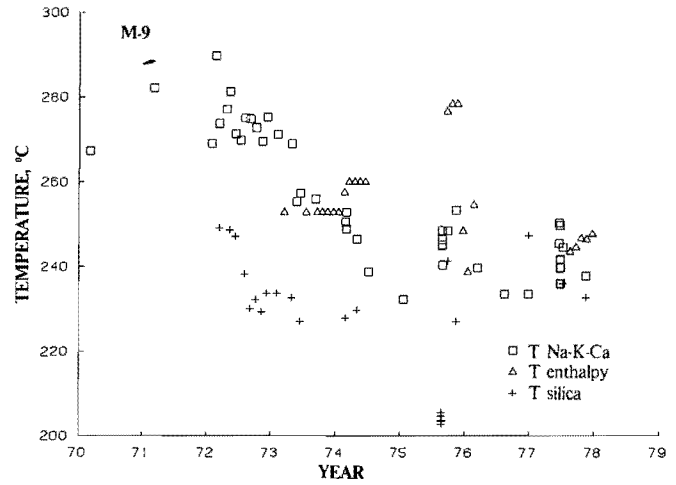
Figura 17. Variación de la temperatura del pozo M-5 determinada a partir de las propiedades químicas y de la entalpía de los fluidos. Los pequeños excesos en las temperaturas basadas en la entalpía, y las deficiencias en las temperaturas basadas en la sílice, respecto a las temperaturas Na-K-Ca, sugieren una ebullición limitada a la zona cercana al pozo.



XBL 823-2017

Figure 18. Chloride history of fluids from well M-5. Note the small decline in aquifer chloride.

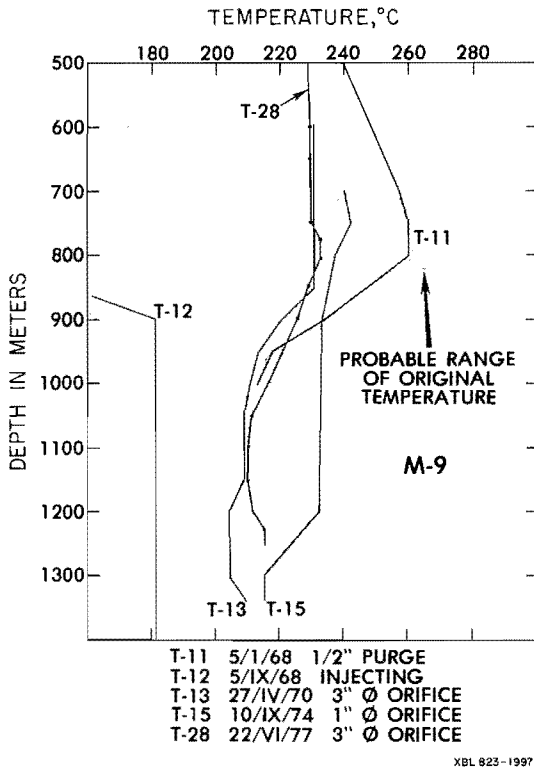
Figura 18. Variación a través del tiempo del contenido de cloruros en los fluidos producidos por el pozo M-5. Nótese la pequeña reducción de cloruros en el acuífero.



XBL 823-2018

Figure 20. Chemical and enthalpy temperature histories of fluids from well M-9. See text for discussion.

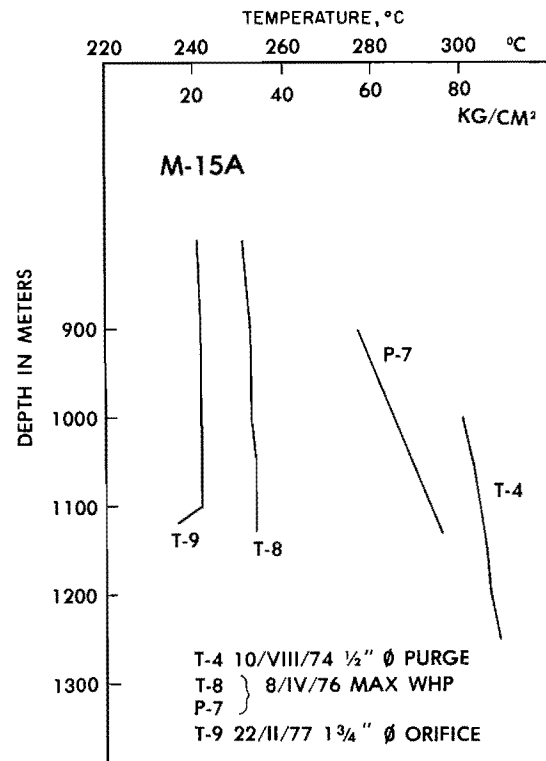
Figura 20. Variación de la temperatura del pozo M-9, determinada a partir de las propiedades químicas y de la entalpía de los fluidos. Para mayores detalles véase el texto.



XBL 823-1997

Figure 19. Downhole temperatures in well M-9. Note the inversion below 800 m.

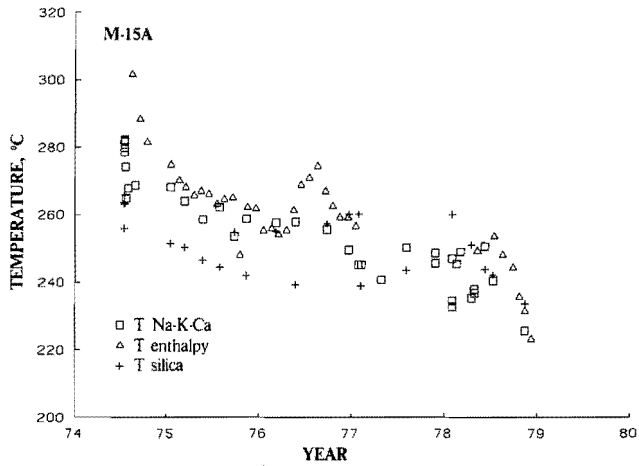
Figura 19. Registros de temperatura del pozo M-9. Nótese la inversión de temperatura debajo de los 800 m.



XBL 823-1994

Figure 21. Downhole temperatures in well M-15A.

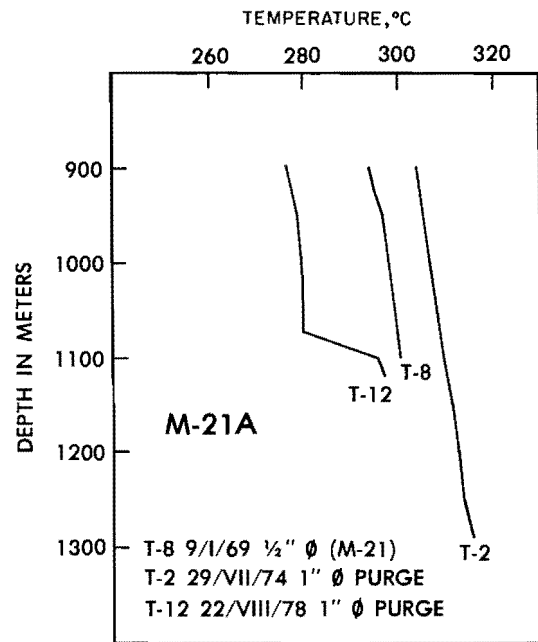
Figura 21. Registros de temperatura y presión del pozo M-15A.



XBL 823-2019

Figure 22. Chemical and enthalpy temperature histories of fluids from well M-15A. The small differences of enthalpy. Na-K-Ca and silica temperatures after 1975 suggest an all liquid feed.

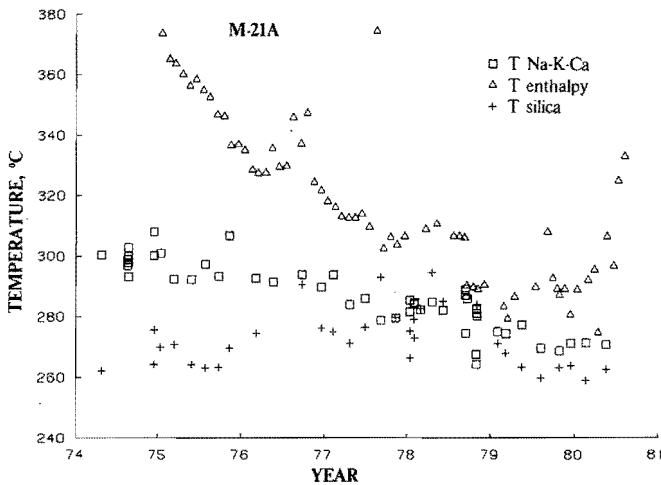
Figura 22. Variación de la temperatura del pozo M-15A, determinada a partir de las propiedades químicas y de la entalpía de los fluidos. Las pequeñas diferencias entre las temperaturas basadas en entalpía, sílice y Na-K-Ca después de 1975 sugieren que el pozo está siendo alimentado sólo por líquido.



XBL 823-1993

Figure 24. Downhole temperatures in well M-21A.

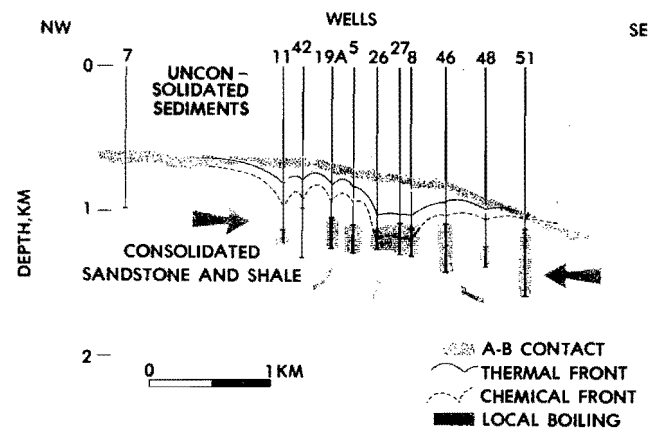
Figura 24. Registros de temperatura del pozo M-21A.



XBL 823-2020

Figure 23. Chemical and enthalpy temperature histories of fluids from well M-21A. The large excesses in enthalpy temperatures and deficiencies in silica temperatures compared to Na-K-Ca temperatures indicate rapidly expanding (non steady state) boiling with massive heat transfer from rock to fluid.

Figura 23. Variación de la temperatura del pozo M-21A, determinada a partir de las propiedades químicas y de la entalpía y las deficiencias en las temperaturas basadas en la sílice, con respecto a las temperaturas Na-K-Ca indican una expansión rápida de la ebullición (estado transitorio) con gran transferencia de calor de la roca al fluido.



XBL 8111-4844

Figure 25. A schematic section across the western Cerro Prieto reservoir showing flows of hot and cold (stippled) water toward the producing wells, the chemical and thermal fronts, and zones of near well boiling.

Figura 25. Sección transversal esquemática de la parte oeste del yacimiento de Cerro Prieto mostrando flujos de agua caliente y fría (áreas punteadas) hacia los pozos productores, los frentes químicos y térmicos, y las zonas de ebullición cercanas a los pozos.

EVIDENCIAS QUÍMICAS Y FÍSICAS DE EBULLICIÓN Y ENTRADA DE AGUA FRÍA EN EL YACIMIENTO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO INDUCIDAS POR LA EXPLOTACIÓN

RESUMEN

Datos químicos y físicos sugieren que la parte occidental relativamente somera del yacimiento de Cerro Prieto está limitada por debajo por rocas de baja permeabilidad, y por arriba y los costados por una interfaz con aguas más frías. Alrededor o inmediatamente por encima del yacimiento no existe una barrera continua de permeabilidad. La permeabilidad dentro del yacimiento es predominantemente intergranular. En el estado natural, la mezcla con aguas más frías, y no la ebullición, es el proceso de enfriamiento dominante. La producción ha causado el desplazamiento de aguas calientes por aguas frías y no por vapor. Alrededor de la mayoría de los pozos existe localmente ebullición en respuesta a la disminución de presión. Sin embargo, no se ha formado una zona extensa de vapor.

INTRODUCCION

Antes de que un yacimiento geotérmico pueda ser modelado es necesario entender los procesos más importantes que ocurren en su estado natural y en respuesta a la explotación. Nosotros hemos tratado de utilizar las propiedades químicas de los fluidos y mediciones físicas para determinar el estado del yacimiento de Cerro Prieto antes de su explotación, y los cambios subsiguientes. Nuestra discusión se limita a la parte occidental relativamente somera (800-1300 m) del yacimiento de Cerro Prieto, la que fue explotada primero y sobre la cual existen suficientes datos para determinar los cambios debidos a su explotación. Trabajos publicados anteriormente sobre importantes campos dominados por aguas de alta temperatura que han sido explotados por largos períodos de tiempo se limitan esencialmente a Wairakei y Broadlands en Nueva Zelanda, y a Cerro Prieto. Cada uno de estos campos inicialmente presentaban descargas superficiales, como ser manantiales hirvientes y fumarolas, y tenían una amplia zona de flujo ascendente de fluido de dos fases. A pesar de que en su estado inicial estos campos fueron similares, éstos han respondido de manera muy distinta a la explotación.

WAIRAKEI Y BROADLANDS

Comunmente se ha observado que campos dominados por líquidos de altas temperaturas, a pesar de que en general producen inicialmente a entalpías correspondientes a la fase líquida o cercanas a líquida, bajo explotación pueden mostrar un considerable aumento en entalpía asociado con la ebullición en el yacimiento causada por la caída de presión (Saltuklaroglu, 1979a). En algunos casos los pozos pueden producir vapor seco. En esta sección se examina este proceso tal como se observa en los campos de Wairakei y Broadlands, en Nueva Zelanda. Este análisis se utiliza como base de comparación para Cerro Prieto, y para

hacer resaltar los diferentes mecanismos físicos que actúan allí.

Estado inicial

Muchos sistemas de alta temperatura presentan en su estado natural amplias zonas de dos fases. Fuera de esta zona existe generalmente una región de agua líquida cercana al punto de ebullición que hierve cuando se explota el campo. El fluido de dos fases preexistente puede explicarse mediante el siguiente simple modelo del estado natural (estacionario): Supóngase que el campo está siendo alimentado a profundidad por un flujo ascendente de líquido a una temperatura base T_b . A medida que el fluido en el flujo natural asciende éste alcanzará una profundidad en la cual la presión es igual a la presión de ebullición. Arriba de esta profundidad el fluido ascendente tiene que enfriarse por dilución o ebullición. Si la estructura de la matriz del yacimiento o del flujo de fluidos es tal que la dilución por aguas subterráneas externas es de poca importancia, el fluido ascendente deberá ser enfriado por ebullición. Por encima de la profundidad a la que ocurre la primera ebullición, tanto el vapor como el agua ascienden hacia la superficie, y por lo tanto ambos están presentes en el yacimiento en su estado natural. Para que ambas fases puedan ascender, el gradiente vertical de presión en el yacimiento debe exceder levemente el gradiente hidrostático. La saturación de vapor debe ser bastante baja, pero no despreciable, para que el fluido del acuífero difiera solamente un poco del agua justo en su punto de ebullición correspondiente a la presión local.

Este modelo conceptual describe apropiadamente el estado inicial de los campos de Wairakei y Broadlands, en Nueva Zelanda. La Figura 1 muestra una sección transversal de Wairakei en su estado inicial (Grant, 1979a). El flujo natural asciende en el oeste, y fluye hacia arriba y hacia el norte. En el oeste la temperatura base es 265°C. Por encima de la profundidad de la primera ebullición (250°C) el yacimiento está lleno de fluido hirviente hasta los bordes del campo y hasta alcanzar los estratos de baja permeabilidad cercanos a la superficie o la superficie misma. La Figura 2 muestra una sección transversal de Broadlands en su estado inicial (Grant, 1980; Donaldson y Grant, 1981). En Broadlands, debido a que su contenido de gas es alto y variable, la temperatura de ebullición a una determinada profundidad no es constante.

En este estado inicial, la zona de dos fases se reconoce por las temperaturas de ebullición, y por presentar entalpías de descarga más altas que las del líquido. Como las entalpías pueden ser solamente un poco más altas que las del líquido, la observación de temperaturas de ebullición es la forma más sensible de detectar condiciones de dos fases.

El análisis químico de muestras del campo en su estado inicial también refleja la existencia o no de ebullición. Los gráficos cloruros-entalpía de Broadlands (Figura 3 de Mahon, 1976) requieren que el fluido ascendente haya sufrido considerable ebullición. De la misma forma los cambios en el contenido de gas reflejan la relativa importancia que tiene la ebullición o la dilución como mecanismos de enfriamiento del flujo natural ascendente.

Respuesta inicial a la explotación

La extracción de fluidos reduce las presiones. Si se extrae agua del líquido que está debajo del fluido de dos fases (tal como ocurre en Wairakei), la superficie de contacto entre el líquido y la zona de dos fases desciende, y dicha zona se expande. Si se extrayeran los fluidos de la zona de dos fases, las presiones allí se reducirían, y se disminuiría también la saturación del líquido. La fracción de vapor en la zona de dos fases aumenta, siendo el vapor adicional suministrado por el agua en ebullición a medida que se enfría la roca del yacimiento. Este aumento en la fracción de vapor incrementa la movilidad del vapor en el yacimiento. Esto produce dos efectos: las entalpías de descarga de los pozos en la zona de dos fases aumentan, y comienzan a aparecer efectos de drenaje en el yacimiento.

Respuesta posterior a la explotación

Con el tiempo los efectos de drenaje se intensifican. Un cuerpo de fluido de dos fases de grandes dimensiones verticales en el cual ambas fases tienen gran movilidad es inestable y no puede persistir por mucho tiempo. El vapor se mueve hacia arriba y el agua hacia abajo, formándose una zona dominada por vapor sobre una dominada por líquido. Ambas zonas siguen siendo de dos fases pero tienen respectivamente pequeñas movilidades para el agua y el vapor. La Figura 4 muestra la evolución del perfil de presión. Datos reales de campo mostrando las etapas iniciales y finales correspondientes a Wairakei, fueron presentados por Grant y Horne (1980). Grant (1980) presenta las primeras dos etapas para Broadlands. La Figura 5 muestra la evolución de la entalpía de ciertos pozos representativos de Wairakei reflejando dichas tres etapas en la evolución del yacimiento.

En esta avanzada etapa el perfil de presión en el acuífero es muy diferente al perfil hidrostático. Para que la zona de vapor persista, o aún para que ésta se forme, el acuífero debe estar aislado de un contacto lateral con una masa de agua más fría. De otro modo, si esta masa de agua existe y está en contacto con el acuífero aunque ésta tenga la misma presión promedio del yacimiento, el vapor desaparecerá de la parte superior del acuífero para condensarse en esta agua más fría, y agua externa entrará a la parte inferior del acuífero (Figura 4). Para evitar este intercambio de fluidos los límites laterales del yacimiento deben ser tales que no permitan la entrada de agua externa más fría, o el yacimiento debe tener tal extensión lateral que la distancia misma proporcione suficiente separación para retrasar el avance de aguas frías. A medida que la pre-

sión del yacimiento disminuye debido a la explotación, éste se enfría por ebullición.

CERRO PRIETO

De la anterior descripción del modelo conceptual es evidente que el comportamiento de tal yacimiento se parece muy poco a Cerro Prieto. A pesar de que hay un exceso de entalpía en algunos pozos, este fenómeno sólo es de poca importancia en Cerro Prieto. Dichos pozos han tenido una tendencia a una disminución más que a un aumento en su entalpía. Nunca se ha formado nada parecido a una zona extensa de vapor. El mecanismo de enfriamiento dominante, tanto en el estado natural como durante la explotación, siempre ha sido la dilución más bien que la ebullición.

Estado inicial

La Figura 6 ilustra la profundidad de las más altas temperaturas medidas en los pozos (Bermejo et al., 1979, y datos de CFE aún no publicados). Temperaturas mucho más altas que las correspondientes a la curva del punto de ebullición versus profundidad pueden resultar del flujo ascendente de fluidos dentro del pozo, o deberse a problemas del instrumento de medición. Temperaturas muy por debajo de dicha curva representan condiciones durante el calentamiento de los pozos después de su perforación, o zonas más frías en los bordes del yacimiento. Las temperaturas máximas a cada profundidad parecen estar cerca del punto de ebullición, lo cual indica que cierta ebullición ocurre en el estado natural, pero no indican el grado de ebullición.

En la Figura 7 se muestra un gráfico de entalpía versus cloruros durante la producción inicial de cada pozo, representando condiciones cercanas a las iniciales. Esto indica que el principal mecanismo de enfriamiento en el flujo natural es la dilución. La dispersión de los puntos alrededor de la línea de dilución debe compararse con los valores de Broadlands (Figura 3). Si el proceso principal de pérdida de calor en Cerro Prieto fuera la ebullición, la composición de los fluidos debería desplazarse hacia la composición del vapor (2670 J/g y 0 mg/kg Cl).

En la Figura 8 se muestra la distribución de temperaturas a lo largo de una sección transversal del yacimiento en su estado inicial, no perturbado. El patrón de las isoterms es similar al obtenido por Mercado (1976). El sombreado superpuesto señala la región en la que han existido condiciones de ebullición. Las isoterms indican el flujo ascendente, elevándose y curvándose hacia el oeste. En el centro mismo del flujo ascendente existieron condiciones de dos fases. Esta región de fluido de dos fases en el yacimiento representa una fracción mucho menor que en el caso de Wairakei o Broadlands. En conjunto, estos resultados indican que la ebullición, aunque ha jugado cierto papel en el enfriamiento del flujo natural, ha tenido relativamente poca importancia.

Es también importante que a diferencia de Wairakei y Broadlands, el yacimiento definido por su permeabilidad, se extiende mucho más allá

de la roca caliente. La roca del yacimiento es arenisca la que generalmente se considera permeable. Lyons y van de Kamp (1979) han demostrado que grandes volúmenes de arenisca altamente permeable se encuentran no solamente dentro sino también por encima y alrededor del yacimiento geotérmico. Las aguas calientes ascendentes ocupan solamente una parte de esta estructura, siendo el resto ocupado por aguas más frías. Los registros de temperatura de los pozos indican que las regiones frías son permeables. Típicamente, en los pozos más profundos, un gran espesor de roca fría es atravesado sin observarse un gran aumento en la temperatura; sólo cerca del fluido caliente del yacimiento aumentan rápidamente las temperaturas. Si la roca fría fuera impermeable las temperaturas aumentarían linealmente (debido a conducción) desde la superficie. La permeabilidad puede estar algo reducida en la parte superior del yacimiento debido a la presencia de estratos de lutitas. Sin embargo esto estratos no son continuos y no han actuado como capa sello, como lo indica la entrada al yacimiento de agua suprayacente, un punto que se discute más abajo. La única zona continua e impermeable importante es la de las arcillas cercanas a la superficie.

Resumiendo, el yacimiento es un gran volumen de roca permeable. En su estado inicial la mayor parte de esta roca contenía agua fría a través de la cual se elevaba un penacho de agua caliente. En el centro de este penacho existía una pequeña región de fluido hirviente.

Respuesta a la explotación

La mayoría de los pozos producen de zonas de líquido (de una sola fase). Hay flasheo en la zona de drenaje inmediatamente adyacente al pozo pero no hay una ebullición que se extiende por todo el yacimiento. Los cambios debidos a la explotación son sencillos de explicar. La reducción de la presión se propaga desde el pozo hacia las regiones permeables cercanas, calientes o frías, cuyo fluido avanza hacia el pozo. Si hay agua más fría, ésta se calentará al intercambiar calor con la roca a medida que avanza. El flujo de fluido caliente hacia el pozo reduce las reservas de fluido del yacimiento, y el flujo de fluido frío reduce las reservas de calor del yacimiento.

Algunos pozos producen de la región inicial de dos fases. Esta región (Figura 8) se extiende un poco a lo largo del eje del flujo natural, pero en otras partes del yacimiento contiene sólo agua líquida. La extracción de fluidos reduce la presión cerca del pozo lo cual induce el movimiento de fluidos hacia el mismo. Si este fluido es de menor entalpía, la región de dos fases es eficazmente inundada por líquido más frío, volviéndose el pozo más normal, produciendo de la zona líquida. Este comportamiento se discute más abajo para el pozo M-15A.

Si se pudiera evitar la inundación rápida por el líquido más frío, dicha región del yacimiento podría evolucionar hacia una región con un casquete de vapor. Pero no hay ninguna estructura del yacimiento que pueda confinar tal casquete ante la distribución de presiones exter-

nas de manera tal que la zona de dos fases bajo explotación se vuelve inestable frente al avance del agua de la periferia. Por lo tanto, la reducción general de entalpía que se observa en los pozos de Cerro Prieto, extrayendo del yacimiento tanto líquido como líquido y vapor, es consecuencia de la abundancia de aguas más frías en íntimo contacto con los fluidos calientes. Los pozos inicialmente producen de los fluidos cercanos, pero con el tiempo los pozos producen de aguas más alejadas, las que generalmente son más frías.

En la Figura 9 se ilustra el proceso de barrido frío para un pozo que produce de una capa de agua caliente rodeada, arriba y abajo, por agua más fría. La línea llena representa la posición original de las partículas de agua que se producen en un determinado instante. Al llegar al pozo estas partículas tienen la temperatura original de la roca indicada por la línea quebrada. Con el tiempo ambas líneas se expanden e incluyen una proporción creciente del yacimiento frío.

De esta manera la producción enfría el yacimiento, principalmente por barrido frío y dilución. En Wairakei y Broadlands el enfriamiento por ebullición mantiene al yacimiento a temperaturas de saturación correspondientes a las presiones decrecientes. En Cerro Prieto la dilución y el barrido frío han reducido la temperatura del agua muy por debajo del punto de ebullición, excepto en zonas cercanas a los pozos donde las presiones han disminuido enormemente (Esto se discute más abajo).

A priori no está claro porque en un yacimiento el proceso de enfriamiento está dominado por ebullición, y en otro por dilución. La presencia de una pequeña cantidad de ebullición en el estado natural sugiere que de alguna manera el fluido de dos fases no puede existir en forma estable en el yacimiento de Cerro Prieto. O sea que bajo condiciones naturales, el fluido ascendente realmente hierve. Sin embargo algo impide que dicha ebullición produzca una extensa zona con un contenido importante de vapor. Si tal zona empieza a formarse, es inundada por aguas diluentes. Si hubiera alguna inestabilidad respecto a la existencia de dos fases en Cerro Prieto, esto explicaría la observada predominancia de la dilución. Cada vez que el patrón de flujo permitiera una gran zona de ebullición, el patrón de flujo se altera para admitir más aguas diluentes. La pequeña cantidad de ebullición presente, refleja un balance entre la tendencia del flujo ascendente a hervir a medida que se eleva, y una fuerte inestabilidad que impide la existencia de una extensa zona de dos fases. Tal inestabilidad ha sido conjeturada por Grant (1981) de una manera que es aplicable sólo para el caso de yacimientos con permeabilidad homogénea. Yacimientos con fracturas están protegidos de tal "colapso" o inundación del fluido de dos fases debido a sus diferentes permeabilidades relativas.

Para estimar la respuesta de un yacimiento a la explotación, no es necesario conocer perfectamente los procesos físicos que lo originaron. Los procesos en el yacimiento son determinados por la explotación. Sin embargo, Cerro Prieto muestra que el mismo proceso, el de dilución, ha dominado tanto durante la explotación como durante el estado natural.

$$(\rho C / \phi \rho_w C_w) (dCl/dH)_{\text{dilución}}$$

Se ha observado una disminución en el contenido de cloruros en el fluido descargado por los pozos en producción (Truesdell y Mañón, 1977; Truesdell et al., 1978). Esto ha sido atribuido a la entrada de aguas más frías, calentadas al pasar a través de la roca. Bajo una interpretación de barrido frío, un frente térmico arribaría detrás de un frente químico.

El análisis detallado de los cambios de las propiedades químicas con el tiempo (ver más abajo) indican que la disminución en el contenido de cloruros está generalmente acompañada por reducciones en las entalpías y en las temperaturas Na-K-Ca (temperaturas basadas en el geotermómetro Na-K-Ca). Además, algunos pozos están abiertos a más de un acuífero, o a un solo acuífero que contiene fluido estratificado. En diferentes momentos, tal pozo puede descargar diferentes mezclas de fluidos de sus dos acuíferos, produciendo así un aparente cambio en el fluido del yacimiento, si tal cambio se le atribuye a un solo acuífero. El pozo M-20 de Cerro Prieto ha mostrado este tipo de comportamiento (Mercado, 1970).

Si un pozo está alimentado por dos acuíferos con diferentes temperaturas, la descarga inicial del acuífero más caliente puede ser desproporcionadamente mayor. Un balance de presión muestra que si un acuífero más frío yace encima de uno más caliente, habrá una mayor reducción de presión en el pozo frente al acuífero más caliente (Figura 10). Si los gastos son pequeños es posible que el acuífero más frío no descargue nada. Si el acuífero más caliente es de dos fases (o si se vuelve así al bajar la presión), éste contiene fluido más compresible, tal que por cada unidad de disminución de presión expulsa más fluido que un acuífero líquido.

Debido a estos efectos, un pozo abierto a dos de tales acuíferos puede inicialmente descargar preferentemente de un acuífero más caliente, especialmente si el pozo está produciendo a través de una purga en vez de estar completamente abierto. Sin embargo, con el tiempo este acuífero puede agotarse y más fluido es extraído del acuífero más frío.

En el estado inicial del campo, el agua del acuífero se originó esencialmente por dilución de aguas profundas ricas en cloruros las que aparentemente sufrieron cambios graduales en el contenido de cloruros y en la entalpía a través de todo el yacimiento (Truesdell et al., 1979; véase también la Figura 7). Si los cambios en la descarga de un pozo se deben a la producción de diferentes acuíferos penetrados, el fluido de descarga seguiría la línea de dilución -- ya que lo único que está ocurriendo es que el pozo está descargando proporciones distintas de fluidos de acuíferos de propiedades constantes.

Por otro lado, si aguas más frías entran a los acuíferos originalmente calientes, al ser éstas calentadas la descarga del pozo va a presentar una disminución de cloruros, mientras que su entalpía va a disminuir más lentamente que en el caso de dilución. Esto está dado por:

donde ρC es la capacidad térmica volumétrica de la roca húmeda (se supuso $2.5 \times 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ }^\circ\text{C}$), ϕ es la porosidad, $\rho_w C_w$ es la capacidad térmica volumétrica del agua, y $(dCl/dH)_{\text{dilución}}$ se deriva de los datos de la Figura 7.

La Figura 11 muestra los cambios en cloruros y entalpía de 1973 a 1980. Los valores de entalpía fueron calculados a partir de las temperaturas Na-K-Ca, asumiendo que éstas son las temperaturas del líquido que alimenta los pozos y que no están influenciadas por la ebullición vecina a los pozos (Truesdell et al., 1979). Algunos de estos cambios muestran pendientes cercanas a la línea de dilución (M-5, M-9, M-15A, M-42, y recientemente M-20) pero la mayoría están fuertemente influenciados por la transferencia de calor de la roca del yacimiento. La tendencia hacia aguas más frías, con menor contenido de cloruros, es consistente con un barrido frío a través de una roca con 15 a 40 por ciento de porosidad, un intervalo razonable de valores de porosidad para el yacimiento (Lyons y van de Kamp, 1979).

La correlación de los datos químicos identifica el proceso en el yacimiento, mientras que los datos de temperatura medidos en los pozos son ambiguos.

Origen de la recarga

Los datos químicos indican que donde han ocurrido cambios en la composición de la descarga de los pozos, estos cambios en su mayoría han sido en la dirección de un barrido frío -- entrada de agua más fría, calentada al pasar a través del volumen cada vez menor del yacimiento caliente. Es interesante notar que el proceso opuesto no se ha evidenciado -- la entrada de aguas más calientes proveniente de profundidades mayores. En la cercana del pozo M-9, y posiblemente del pozo M-25, las isotermas muestran un volumen elongado de agua caliente rodeado por aguas más frías (Figura 8). La recarga en esta zona debe ser fría, dado que solamente hay agua más fría disponible. En otras partes las temperaturas aparentemente aumentan uniformemente con la profundidad. La recarga aparentemente ha atraído preferentemente aguas suprayacentes más frías en vez del fluido infrayacente más caliente.

Si el yacimiento fuera una gran caja sellada conteniendo sólo agua líquida no habría ninguna razón para que existiera una preferencia por las aguas someras. Suponiendo que las permeabilidades fueran iguales, una región de baja presión atraería los fluidos tanto de la región superior como de la inferior. Sin embargo, si el yacimiento no está sellado y tiene la parte superior abierta, se introduce una polarización en el sistema. Elders et al. (1978) sugieren que la permeabilidad a profundidad ha sido esencialmente eliminada por la deposición de minerales. La permeabilidad del yacimiento también fue afectada por la deposición de minerales, pero la disolución de minerales cementantes ha producido una permeabilidad secundaria

(Lyons y van de Kamp, 1979). Una parte superior abierta con infiltración puede crear un nivel freático debajo de las arcillas superficiales. Bajo tales condiciones la respuesta del sistema a la extracción profunda sería una caída continua del nivel de agua, con las aguas más someras drenando continuamente hacia abajo al yacimiento caliente, a medida que el fluido caliente se extrae de la parte inferior.

El análisis de Saltuklaroglu (1979a,b) sugiere que tal es el caso. A partir de datos de pozos de observación él determinó una velocidad de la caída del nivel del agua de 0.56×10^{-6} metros por tonelada de producción acumulativa. Este parámetro esencialmente es el inverso de la capacidad total de almacenamiento del yacimiento. (Compárase con Wairakei; Sorey y Fradkin, 1979).

Si ignoramos la recarga y usamos el volumen específico del agua a 300°C , esto resulta en 0.4×10^{-6} m por m^3 de fluido extraído. La disminución global de la presión del yacimiento hasta 1979 es de unas 17 ± 3 baras para $219 \times 10^6 \text{ m}^3$ de producción acumulativa (Bermejo et al., 1979; K. Goyal, datos no publicados). Esto es aproximadamente 2 a 3 veces mayor que la velocidad de caída de presión dada por Saltuklaroglu para 1977.

Si el único mecanismo presente fuera el de decompresión del líquido (una sola frase), y si se calcula el volumen del yacimiento $A_T \phi h$ (area x porosidad x espesor) a partir de la velocidad de caída del nivel freático (dada por Saltuklaroglu), y usando la compresibilidad del líquido, C_w , se obtiene:

$$A_T \phi C_w h = 2.5 \times 10^6 \text{ m}^2$$

A 300°C ,

$$C_w = 3 \times 10^{-9} \text{ Pa}^{-1} = 2 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$$

y

$$A_T \phi h = 10^{11} \text{ m}^3 = 100 \text{ km}^3$$

¡Un volumen del yacimiento completamente exagerado, considerando que el área afectada por la caída de presión sólo cubre unos pocos kilómetros cuadrados!

Si por otro lado hay un nivel freático en la parte superior del yacimiento la extracción de un metro cúbico de agua deprime el nivel de agua en $1/\phi A_T$ metros, por lo tanto el producto entre el área del yacimiento y su porosidad está dado por,

$$\phi A_T = 2.5 \times 10^6 \text{ m}^2 =$$

$$2.5 \text{ km}^2 = 0.25 \times 10 \text{ km}^2.$$

Las caídas del nivel freático son aproximadamente consistentes con el drenaje del yacimiento sobre

un área de 10 km^2 , asumiendo una porosidad del 25 por ciento. Por lo tanto, en una escala de tiempo del orden de años, el yacimiento de Cerro Prieto aporta el fluido extraído mediante un flujo descendente y lateral de agua proveniente de los acuíferos más fríos situados arriba y alrededor del yacimiento, y que presentan un nivel freático muy por encima de los acuíferos productores.

El acuerdo se puede hacer más exacto usando la caída de presión entre 1973 y 1979 dada por Bermejo (1979) en su Figura 7, en vez de la sola variación representativa de Saltuklaroglu (1979a,b). Integrando sobre el área en la cual se han dibujado los contornos se obtiene:

$$\int \Delta P dA = 10^{12} \text{ Pa m}^2$$

Esta estimación se multiplica por dos con el fin de incluir el área donde los contornos se cierran (fuera del área dibujada) y se duplica nuevamente considerando la caída de presión fuera de la isobara exterior de 100 psi,

$$\int \Delta P dA = 4 \times 10^{12} \text{ Pa m}^2$$

Si S es la capacidad de almacenamiento del acuífero, la extracción total entre 1973 y 1979 (alrededor de $2 \times 10^8 \text{ m}^3$) está relacionada con la integral de la caída de presión de la siguiente forma:

$$Q = S \int \Delta P dA$$

De esta forma $S = 5 \times 10^{-5} \text{ m Pa}^{-1}$. Si el acuífero está confinado, $S = \phi C_w h$, y si se usa la compresibilidad del agua a 300°C se obtiene $\phi h = 2 \times 10^4 \text{ m}$ ó 20 km (se ha despreciado la compresibilidad de la roca ya que la ausencia de subsidencia a profundidad indica que no hay mayores cambios en el volumen de la matriz del acuífero). Si el acuífero fuera libre (no confinado), $S = \phi/\rho_w g$, y se obtiene $\phi = 0.35$, donde d es la porosidad que drena al caer el nivel freático. Dado que la caída de presión se extiende lateralmente sólo unos pocos kilómetros, es improbable que se extienda a profundidades de varias decenas de kilómetros. El concepto de acuífero libre da una interpretación más aceptable.

La relativa contribución del flujo descendente y lateral de aguas más frías ha sido disputada. Truesdell et al. (1978) sugieren una gran aportación de flujo descendente de aguas con bajo contenido de cloruros en la parte centro-sur del campo. La descarga de los pozos de esta área (M-26, M-27, M-8) mostró una gran disminución en el contenido de cloruros de 1973-74 a 1977-78, mientras que la descarga de los pozos de la margen del campo (M-11, M-19A, M-30, M-14, y después de su flujo inicial, el M-21A) presentó una disminución de cloruros mucho menor. Sánchez y de la Peña (1979) y Bermejo et al. (1979) indican un flujo predominantemente lateral reemplazando el fluido producido. Las disminuciones de entalpía dadas por Bermejo et al. (1979) presentan una distribución relativamente uniforme sobre el campo y no muestran disminuciones abruptas en las márgenes del mismo, las que deberían resultar del flujo lateral.

Aunque Wairakei también ha sufrido drenaje, y la presión ha disminuido correspondientemente

te (Sorey y Fradkin, 1979), la superficie freática que apareció en el sistema se encuentra en la base de la zona de vapor, y las aguas frías cercanas a la superficie no son inmediatamente atraídas al sistema de drenaje del yacimiento. El hecho de que no se ha desarrollado una zona de vapor en Cerro Prieto significa que la reducción de presión se propagó hacia arriba y lateralmente, induciendo el flujo descendente desde arriba y fuera del yacimiento.

Equilibrio físico y químico en el flujo con flasheo hacia un pozo

A medida que el fluido fluye hacia un pozo en producción, éste encuentra presiones cada vez menores. Si el fluido flashea, el flujo es de dos fases, líquido y vapor, y toda la masa y la energía del flujo se reparte entre las cantidades variables de las dos fases. La Figura 12, tomada de Truesdell (1979), muestra este proceso para un flujo estacionario. Dado que el flujo es constante, la temperatura de la roca no varía con el tiempo, y no hay transferencia de calor entre el fluido y la roca del yacimiento. El fluido que llega de cierta distancia tiene una determinada entalpía y contenido de gas y cloruros. Todas estas cantidades deben ser conservadas dado que en un flujo estacionario no hay una fuente o un sumidero que las altere. La región de dos fases cercana al pozo actúa simplemente como un sistema de transmisión. Las excepciones a esta generalización son la sílice y demás sustancias minerales saturadas en el fluido.

En un flujo transitorio todas estas propiedades pueden cambiar en la región de drenaje cercana al pozo. Debido a que la presión y temperatura del yacimiento cerca del pozo están aún disminuyendo, la roca continúa transfiriendo calor al fluido en movimiento. Esto resulta en un aumento de entalpía en el fluido cercano al pozo con respecto al fluido que está fluyendo a cierta distancia del pozo. Este aumento de entalpía produce un aumento en la ebullición y en la concentración de sales en la fase líquida. (La mayoría de los gases son transferidos completamente al vapor aún con una pequeña cantidad de ebullición). La disminución de temperatura y el aumento en la concentración de sales en el fluido produce la supersaturación y precipitación de cuarzo en la región cercana al pozo. Aunque la precipitación de cuarzo también ocurre en el estado estacionario, ésta se intensifica durante la transferencia transitoria de entalpía de la roca del yacimiento debido posiblemente a efectos de permeabilidad relativa. El alto grado de saturación de vapor reduce la velocidad de flujo del líquido. A medida que se alcanza el estado estacionario disminuye la saturación de vapor y la velocidad de flujo del líquido aumenta hasta que no hay suficiente tiempo para que la precipitación de cuarzo ocurra. Estos efectos podrían producir un aumento en el contenido total de sílice en el fluido a medida que un pozo, con ebullición transitoria en su vecindad, se aproxima al estado estacionario.

Es interesante notar que la entalpía y las variaciones químicas son más sensibles a ciertas características estructurales del campo que a la presión. Pruebas de pozo pueden establecer las

permeabilidades del campo y ciertas estructuras de los acuíferos (Schroeder et al., 1978; Rivera et al., 1978), pero la entalpía y las características químicas indican más claramente la gran interconexión que existe entre los acuíferos calientes y fríos.

La disminución en entalpía ha sido interpretada como un indicio de recarga. A pesar de que no es pertinente a Cerro Prieto, lo opuesto también es cierto: si la entalpía de la descarga aumenta más allá de lo que se espera para un acuífero homogéneo, esto indica la presencia de un acuífero confinado.

ALGUNOS EJEMPLOS DE POZOS EN CERRO PRIETO

Para cada pozo, los siguientes datos fueron considerados y analizados: registros de presión y temperatura, análisis de muestras de aguas obtenidas de la descarga o de purga, y evolución de las presiones de cabezal, gastos de masa y entalpías.

Los datos químicos utilizados en estas interpretaciones hasta 1977 son de Mañón et al. (1977), con análisis adicionales para 1977-1980 realizados por los químicos de CFE. Los perfiles tubulares y subsiguientes reparaciones están dados por Domínguez (1978), indicando para cada pozo los intervalos con liner ranurado, liners ciegos sin cementar, o tubería perforada. Las historias de producción y algunas mediciones realizadas en los pozos están dadas por Bermejo et al. (1978). El presente estudio está dirigido principalmente al estado termodinámico del fluido del yacimiento: agua líquida o de dos fases. Las mediciones son interpretadas siguiendo los métodos de Domínguez y Bermejo (1976), Bermejo et al. (1978), y Grant (1979b).

En la mayoría de las mediciones realizadas, una vez que el pozo ha sido calentado hay cierta cantidad de flujo: quizás a través de una pequeña purga. Si agua líquida entra al pozo, ésta va a ascender por el pozo produciendo un perfil isotérmico de temperatura y un perfil hidrostático de presión, hasta que se alcanza el punto de flasheo en el pozo. Si entra al pozo fluido en ebullición (dos fases), la temperatura disminuye continuamente arriba del punto de entrada, y el gradiente de presión es menor que el hidrostático.

Aún cuando el pozo está cerrado, durante el calentamiento o una vez que está caliente, el fluido en el pozo frecuentemente no está estático sino que fluye entre los diferentes acuíferos a los cuales el pozo está abierto, o desde la parte inferior a la superior de un acuífero. Una sección isoterma en un registro de temperatura indica que agua líquida está fluyendo dentro del pozo. Un perfil correspondiente al punto de ebullición (de forma similar a la curva del punto de ebullición vs. profundidad) implica que dentro del pozo hay un pequeño flujo ascendente de fluido en ebullición. El primer caso identifica al fluido del yacimiento que entra al pozo a profundidad como agua líquida. El segundo caso identifica al fluido del yacimiento como de dos fases.

Los procesos en el yacimiento también se manifiestan en las variaciones con el tiempo de ciertas variables químicas y físicas de la descarga de pozos individuales de Cerro Prieto. Estas historias incluyen las temperaturas indicadas por los geotermómetros de sílice y Na-K-Ca, junto con las temperaturas basadas en las entalpías (correspondientes a la temperatura del agua líquida con la misma entalpía que la medida en la descarga del pozo). Otras historias muestran concentraciones de cloruros en salmueras flasheadas, junto con los contenidos de cloruros calculados para el acuífero. En estas historias se supone que el geotermómetro Na-K-Ca indica la temperatura del yacimiento fuera de la zona de ebullición cercana al pozo (Truesdell et al., 1979).

Pozo M-42

Los registros de temperatura de este pozo (Figura 13) presentan características algo variables. Los registros T-5 y T-6 muestran un flujo ascendente de líquido a 290°-295°C. El registro T-14 presenta una temperatura al fondo del pozo de 286°C, con fluido más caliente probablemente en ebullición, entrando al pozo alrededor de los 1000 m.

En 1976, durante sus primeros dos meses de producción, la entalpía de descarga fue elevada, equivalente a agua a 330°C. Luego disminuyó a una entalpía correspondiente a agua a 275°C, y permaneció constante durante 1977. La temperatura Na-K-Ca (Figura 14) permaneció en 1976 persistentemente cerca de 285°C; para 1979 disminuyó a 275°C, o sea que fue bastante coherente con las temperaturas de fondo de pozo y con las entalpías. Los cloruros del acuífero disminuyeron lentamente durante este mismo período (Figura 15).

Al parecer el pozo M-42 encontró fluido en ebullición cerca de los 1000 m, y más abajo, agua líquida a 275-295°C. El fluido de dos fases mantuvo brevemente una descarga con entalpía elevada, pero ésta fue pronto agotada o inundada. Producción posterior, con características estables, fue alimentada por líquido a 275°C. La breve descarga de alta entalpía no es de gran importancia en la historia del pozo M-42, pero es significativa dado que muestra la existencia en 1976 de cierto vapor en el acuífero. Las temperaturas del yacimiento aparentemente disminuyen muy rápidamente arriba de los 1000 m.

Después de comenzar a producir, el pozo M-42 aparentemente no ha presentado ebullición cerca del pozo (Figura 14). Las temperaturas indicadas por las características químicas (Na-K-Ca y sílice) corresponden con las indicadas por las mediciones de entalpía, asumiendo que solo líquido alimenta al pozo (todas las temperaturas indicadas probablemente tienen una precisión de $\pm 5^\circ\text{C}$). Además, la temperatura de fondo de pozo (286°C en 1976) estuvo de acuerdo con la temperatura Na-K-Ca (En ese entonces no se disponía de otras temperaturas). Las temperaturas muestran un descenso de 13 °C en 4 años. Del mismo modo, los contenidos de cloruros calculados para el acuífero muestran una disminución de 8500 a 8000 mg/kg en 3 años (Figura 15). La pendiente de la entalpía vs. cloruros (Figura 11) sugiere una porosidad de más de 60 por

ciento, lo cual está de acuerdo con la ausencia de ebullición cerca del pozo. Únicamente los pozos M-14 y M-15A también muestran una correspondencia similar entre las temperaturas indicadas y una probable alimentación enteramente líquida.

Pozo M-5

La Figura 16 muestra algunos registros de temperaturas medidos en este pozo entre 1966 y 1970. La historia de producción entre 1973 y 1978, como en el caso de los otros pozos, está dada por Bermejo et al. (1978). Las Figuras 17 y 18 muestran las variaciones en las temperaturas basadas en Na-K-Ca, entalpía y sílice, y en el contenido de cloruros del acuífero, determinadas de muestras de agua separada obtenidas en la superficie.

Las temperaturas de fondo de pozo indican cierta no uniformidad en el fluido del yacimiento que llega al pozo. Los registros T-5 y T-6, medidos con el pozo cerrado, indican que la temperatura del yacimiento a 1290 m excede los 307°C. Los registros T-7 y T-8, obtenidos mientras el pozo producía a través de una purga, muestran perfiles isotermales debajo de los 1050 m, indicando un flujo ascendente de agua líquida a 295-298°C en el pozo. Un registro de presión medido el mismo día que el T-8 confirma que agua líquida fluye por el pozo (Bermejo et al., 1978).

Bajo producción desde 1973, el rendimiento del pozo M-5 ha sido muy estable. La entalpía ha disminuido levemente, desde una correspondiente a líquido a 300°C, a una correspondiente a líquido a 290°C, para 1980. Las temperaturas Na-K-Ca también han disminuido levemente, desde cerca de 300°C en 1970-73, a 285°C en 1980 (Figura 17). Las temperaturas basadas en la sílice han aumentado de 270°C en 1973-74, a 290°C en 1978, para disminuir nuevamente a 275°C en 1980. Del mismo modo, el contenido de cloruros en el acuífero ha disminuido levemente. La pendiente de la entalpía vs. cloruros (Figura 11) es muy empinada sugiriendo alimentación por fracturas más que por barrido frío a través de un medio poroso.

Aparte de las temperaturas basadas en la sílice, existe una interpretación muy coherente: El pozo M-5 es alimentado principalmente por líquido de una sola fase. Este líquido estaba inicialmente a 300°C, pero su temperatura (y su contenido de cloruros) ha disminuido lentamente a 290°C, en 1980. Hay cierto flasheo debido a la reducción de presión cerca del pozo, pero no hay una extensa zona de ebullición alrededor del mismo. El acuerdo aproximado entre las temperaturas basadas en sílice, entalpía y Na-K-Ca en 1977-79 indicaría que no hubo flasheo ni siquiera localmente alrededor del pozo. Sin embargo, las entalpías elevadas y los bajos contenidos de sílice en 1974-75 y 1979-80 sugieren períodos de ebullición local.

Pozo M-9

El pozo M-9 ha tenido una historia variada. El pozo no fue satisfactorio tal como originalmente se lo construyó debido a la baja temperatura cerca del fondo, por lo que fue perforado en

una zona más somera, de mayor temperatura. El flujo entre zonas es una característica importante de los registros obtenidos, con fluido entrando o saliendo del pozo en las dos zonas productoras localizadas a 800-850 m y cerca de los 1250 m.

En la Figura 19 se muestran los registros de temperatura de este pozo. El perfil de temperatura en el yacimiento pasa por un marcado máximo en la zona perforada superior. El registro T-11 presenta un máximo de 259°C en la zona superior, pero ésta es una medición aislada y no hay indicación de que sea una temperatura estable. La temperatura del yacimiento en esta zona podría haber sido mucho más alta. Por debajo de los 800 m las temperaturas disminuyen a aproximadamente 200°C cerca de los 1000 m, y luego empiezan a aumentar nuevamente.

El registro T-15, tomado mientras el pozo producía a través de una purga, indica agua a 232°C entrando cerca de los 1250 m, con la adición de fluido más caliente entre los 700 y 750 m. El registro T-13 muestra un perfil similar con temperaturas generalmente más bajas, resultando en una descarga total de agua a 230°C. En 1977, el registro T-28 muestra agua a 230°C entrando al pozo cerca de los 750 m. El pozo M-9 fue taponado con cemento a 1248 m en 1976. Mediciones tomadas en 1979 indican un flujo descendente entre alrededor de los 800 a 1100 m (Castañeda, 1980).

No hay demasiados datos sobre la evolución de este pozo ya que tiende a incrustarse rápidamente. La temperatura basada en la entalpía de la descarga, dada como correspondiente a agua líquida, fue de 253°C en 1973, 275-280°C en 1975, y 245°C en 1977. Las temperaturas basadas en las propiedades químicas (Figura 20) han sido dispares. Las temperaturas Na-K-Ca alcanzaron hasta 290°C en 1970-72, cayendo a 240°C por 1975; las temperaturas basadas en la sílice aumentaron levemente, de 230°C en 1973, a cerca de 240°C en 1975-78. El contenido de cloruros del acuífero ha mostrado una tendencia a disminuir en forma errática.

Tanto los datos químicos como de entalpía resultan confusos debido a la naturaleza mixta de la descarga del pozo. Agua a 200-300°C es extraída del yacimiento por debajo de los 1250 m, y fluido más caliente de 750-850 m. Las elevadas temperaturas Na-K-Ca y la ocasional entalpía elevada indican que este último fluido tiene una entalpía mayor que agua a 260°C. La temperatura inicial de ebullición a 800 m debería haber sido alrededor de 280°C. La presencia inicial de cierta cantidad de agua a 280°C podría explicar las temperaturas inferidas más elevadas. Este fluido más caliente no ha sido parte importante de la descarga total del pozo. Con el tiempo las temperaturas basadas en la entalpía y en el geotermómetro Na-K-Ca han disminuido. El registro T-28 muestra, sin ninguna duda, agua más fría entrando a través de las perforaciones del pozo. Por lo tanto la disminución en la temperatura aparente no es simplemente debido a un aumento en la descarga de la proporción de agua proveniente de la zona más profunda, sino también por el enfriamiento de la zona superior.

Resumiendo, el pozo M-9 penetró dos zonas productoras. La zona superior ha producido la ma-

yoría del fluido descargado. Dentro de esta zona originalmente había cierta cantidad de fluido a 280°C; posteriormente agua más fría fue descargada. No está claro hasta que punto esta agua más fría podría haber estado presente originalmente en el yacimiento productor superior.

Pozo M-15A

Tal como en el caso del pozo M-5, se nota una cierta estratificación en el fluido del yacimiento. El registro de temperatura T-4, tomado mientras el pozo fluía a través de una purga, corresponde a un buen perfil de punto de ebullición, indicando fluido de dos fases alrededor de 309°C a 1250 m (Figura 21). Las temperaturas arriba de este punto están totalmente ocultas por el fluido en ebullición que asciende por el pozo. Dos años después, los registros T-8 y P-7 muestran el pozo descargando agua a 254°C. Este líquido se origina debajo de los 1130 m. El registro T-9 muestra agua a 242°C entrando a 1100 m, en 1977.

En 1974, la entalpía correspondió a la de agua a 300°C, cayendo rápidamente a 255°C para comienzos de 1975, disminuyendo luego lentamente a 255°C para 1977, para luego volver a caer rápidamente a 240°C para 1979 (Figura 22). Las temperaturas Na-K-Ca disminuyeron en acuerdo con las de la entalpía, siendo las temperaturas basadas en la sílice un poco más bajas. Como en las descargas posteriores, solamente agua líquida debe entrar al pozo. La temperatura más baja dada por la sílice probablemente no indica los procesos que ocurren en el yacimiento. La pendiente de la entalpía vs. cloruros sugiere dilución más que barrido frío (Figura 11), tal como ocurre en otros pozos alimentados únicamente por líquido (M-5, M-14, M-42).

Al parecer el pozo M-15A estuvo abierto a un acuífero que inicialmente contenía un fluido estratificado: agua en ebullición en el fondo (el fondo del pozo no es necesariamente el fondo del acuífero), con aguas más frías por encima. La descarga ha sido una mezcla de estos fluidos, aumentando con el tiempo la proporción de fluidos más fríos. No está claro si esto se debe a que fluidos más fríos invaden el acuífero originalmente más caliente, o que el punto efectivo de entrada de fluidos al pozo asciende a medida que los acuíferos más profundos pierden presión más rápidamente, o por comunicación entre estratos a través del pozo abandonado M-15, localizado a 27 m del M-15A (Merca do y Samaniego, 1978).

Pozo M-21A

El pozo M-21A es de interés porque produjo a una entalpía en exceso a la de un yacimiento líquido. Esta entalpía era inicialmente equivalente a un fluido a 375°C, disminuyendo para 1978 al equivalente a agua a 310°C. Las temperaturas Na-K-Ca han disminuido lentamente, de cerca de 300°C en 1974, a 270°C en 1980, mientras que las temperaturas basadas en la sílice han aumentado de un valor inicial de 260°C hasta concordar con la temperatura Na-K-Ca, en 1978 (Figura 23). Los cloruros del acuífero han tendido a disminuir en forma dispersa. La pendiente de la entalpía vs. cloruros sugiere un barrido frío a través de un medio

poroso, con porosidad cerca del 30 por ciento (Figura 11).

El registro de temperatura T-2 muestra un perfil del punto de ebullición durante la descarga a través de una purga, indicando la presencia de fluido de dos fases a 316°C en el fondo del pozo (Figura 24). El registro T-8 muestra fluido en ebullición a 100 m. El registro T-12 muestra un perfil de temperatura muy raro durante producción a través de una purga, con agua a 280°C entrando a 1080 m, y temperaturas más calientes por debajo, con fluido estático. Por lo tanto parece que dentro del intervalo abierto, el pozo M-21A ha penetrado tanto fluido de dos fases de bastante elevada entalpía, como posiblemente líquido más frío (280°C) que posteriormente contribuyó a la descarga. El fluido de gran entalpía podría venir de profundidades mayores (hasta 1500 m) a través del pozo abandonado M-21, a sólo 21 m de distancia (Mercado y Samaniego, 1978). Sin embargo el geotermómetro Na-K-Ca no indica fluidos con temperaturas mucho mayores de 300°C. A diferencia de otros pozos donde las condiciones de ebullición aparecieron brevemente, como en el pozo M-15A, el fluido en ebullición ha continuado contribuyendo predominantemente a la descarga del pozo M-21A. La comparación entre los registros T-8 y T-12 indica un cambio real en el fluido del yacimiento.

Las temperaturas de fondo y las temperaturas Na-K-Ca están aproximadamente de acuerdo si se asume que el fluido producido proviene solamente del acuífero de dos fases, sin ninguna adición de otro fluido. La disminución de las temperaturas Na-K-Ca es coherente con la disminución de la temperatura del yacimiento que debió haber ocurrido con la disminución de la presión. La entalpía ha disminuido indicando una reducción en el exceso de vapor en el fluido.

El comportamiento de este pozo es un ejemplo extremo de la expansión de la ebullición local dentro de la roca caliente. Cuando la presión de la cabeza en éste pozo se incrementó a fines de 1978, de alrededor de 7 a 30 baras, cesó la ebullición y las temperaturas basadas en entalpía, Na-K-Ca y sílice coincidieron. Posteriormente comenzó nuevamente la ebullición, y las temperaturas divergieron. Las bajas temperaturas basadas en la sílice, y su posterior aumento hasta coincidir con las otras temperaturas son difíciles de explicar, pero podrían estar relacionadas con las bajas velocidades del líquido que ocurren cuando la saturación es muy alta de vapor, como se sugirió anteriormente.

RECAPITULACION

Mediciones químicas y físicas indican que, a diferencia de Wairakei, la parte oeste del yacimiento de Cerro Prieto no está completamente cerrada a la entrada de aguas más frías de bajo contenido de cloruros. El enfriamiento natural predominante de las aguas calientes ascendentes es por mezcla con aguas frías (dilución) más que por ebullición y pérdida de vapor. La dilución se ha acelerado en respuesta a la explotación. La mezcla de aguas termales con aguas frías ha sido facilitada por la alta permeabilidad del acuífero productor y

de los acuíferos adyacentes de agua fría, y por la falta de una barrera continua de baja permeabilidad entre estos acuíferos (Lyons y van de Kamp, 1979; Vonder Haar, 1980). Aunque antes de comenzar la explotación agua caliente estuvo entrando a la zona de producción desde abajo, aparentemente este flujo no ha aumentado mayormente durante la explotación debido a que las presiones del yacimiento se han mantenido debido a la entrada de agua fría. La recarga desde abajo también está limitada por las permeabilidades relativamente bajas que resultan de la precipitación de minerales (Elders et al, 1978; Wilt y Goldstein, 1979). Aún antes de comenzar la explotación, el proceso de dilución ha dominado sobre el de ebullición como principal mecanismo de enfriamiento del fluido de Cerro Prieto, como lo indican los perfiles de temperatura de tipo convectivo de las aguas más frías situadas encima del yacimiento, las relaciones lineales originales entre la entalpía y los cloruros (Figura 7), y la pequeña reducción en la cantidad de gases nobles producida por la ebullición (Mazor y Truesdell, 1981).

La evolución de las características químicas y de la entalpía de las descargas de pozos individuales sugiere que agua más fría está entrando al campo desde arriba y los costados, formando conos coalescentes de aguas con bajo contenido en cloruros y baja entalpía, cada uno con un frente químico y térmico que avanza hacia la zona de alimentación de los pozos (Figura 25). Estos frentes originalmente se encontraban en el límite superior del yacimiento (el contacto entre las Unidades A y B de Puente y de la Peña, 1978) donde los registros midieron gradientes de temperatura empinados. Entre 1975 y 1979 el frente químico alcanzó algunos pozos en el centro del campo más antiguo (M-8, M-21A, M-25 y M-26) y podría estar por aparecer ahora en otros pozos.

Aunque en Cerro Prieto no ha ocurrido una ebullición general creando una extensa zona de dos fases, es común la ebullición local alrededor de los pozos. Esta ebullición cerca de los pozos produce excesos de entalpía que disminuyen o desaparecen con el tiempo, y deficiencias en sílice que disminuyen pero que no desaparecen. Esta ebullición local resulta de la disminución local de la presión, y del flujo intergranular (más que por fracturas) hacia los pozos. Mientras se expande la zona de ebullición se produce un exceso de entalpía al transferirse calor de las rocas a los fluidos que han sido enfriados por la ebullición. La ebullición acelerada produce un aumento, por evaporación, en la concentración de sílice disuelta y en la deposición de cuarzo cerca del pozo.

A medida que la expansión de la zona de ebullición disminuye o para, las rocas alcanzan un equilibrio térmico con los fluidos y la producción de un exceso de entalpía disminuye y cesa. Dentro de la zona de ebullición ahora estabilizada, los fluidos enfriados continúan depositando cuarzo pero a una tasa menor, reduciéndose la deficiencia en sílice. Tanto el flujo de fluido de dos fases como la deposición de cuarzo impiden el flujo de fluido hacia los pozos, pero estos efectos son enmascarados por los efectos de la disminución general de presión.

AGRADECIMIENTOS

Quisiéramos agradecer a nuestros colegas del Lawrence Berkeley Laboratory, de la Comisión Federal de Electricidad, del Department of Scientific and Industrial Research (Nueva Zelanda), y del U.S. Geological Survey por las interesantes discusiones que hemos tenido sobre el yacimiento de

Cerro Prieto. Quisiéramos agradecer especialmente a Marcelo Lippmann, Karsten Pruess y Keshav Goyal de LBL, y Manuel Natheson del USGS por discutir y revisar el manuscrito, y a P.C. Bennett y F.R. Portillo por su ayuda en la producción del trabajo. Este estudio fue auspiciado por el U.S. Department of Energy y el U.S. Geological Survey como parte del Acuerdo de Cooperación entre CFE y DOE.