



CONSEJO INSULAR
ENERGÍA



Proyecto GC-GEOTERMIA_01

VOLUMEN II. Análisis y evaluación de las bases de datos hidrogeoquímicos existentes con fines de exploración geotérmica en Gran Canaria

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN	1
2.	OBJETIVOS	2
3.	METODOLOGÍA	3
3.1.	CARACTERIZACIÓN DE LOS DATOS MEDIANTE EL USO DE SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA	4
3.2.	CARACTERIZACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS DATOS (MÉTODO SINCLAIR)	6
3.3.	MAPAS DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL (GSLIB)	8
3.4.	CÁLCULOS GEOTERMOMÉTRICOS DE LA FASE LÍQUIDA	11
3.4.1.	GEOTERMÓMETRO DE CUARZO (QTZ)	13
3.4.2.	GEOTERMÓMETRO DE ALBITA-ANORTITA (AL-AN)	15
3.5.	CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE ENADIMSA Y CIAGC	16
4.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	22
4.1.	ACIDEZ DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	23
4.1.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	23
4.1.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	24
4.2.	CONTENIDO DE BICARBONATO + CARBONATO ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) EXPRESADO COMO BICARBONATO EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	29
4.2.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	29
4.2.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	33
4.3.	CONTENIDO DE CLORUROS (Cl^-) EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	37
4.3.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	37
4.3.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	40
4.4.	CONTENIDO DE SULFATOS (SO_4^{2-}) EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	44
4.4.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	44
4.4.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	47
4.5.	CONTENIDO DE BORO (B) EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	50
4.5.1.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	50
4.6.	TEMPERATURA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	53
4.6.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	53
4.6.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	54
4.7.	GRADIENTE TÉRMICO EN LOS POZOS	59
4.7.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	59
4.7.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	59
4.8.	CONTENIDO DE SÍLICE (SiO_2) EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	63
4.8.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	63
4.8.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	67
4.9.	EQUILIBRIOS MINERALES Y GEOTERMOMETRÍA	71
4.9.1.	GEOTERMÓMETRO ALBITA-ANORTITA	71
4.9.1.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	71
4.9.1.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	71
4.9.2.	GEOTERMÓMETRO CUARZO	74
4.9.2.1.	FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979	74
4.9.2.2.	FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015	74
5.	CONCLUSIONES	77
6.	REFERENCIAS	79

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1. Diagrama estadístico-gráfico de Sinclair (1974)	7
Figura 3.2. Principales parámetros para definir un variograma	11
Figura 3.3. Gráfico de aplicación de geotermómetros de Albita-Anortita (Albert, 1975)	16
Figura 3.4. Diagrama de Langelier-Ludwing para la clasificación hidroquímica de las muestras de agua de ENADIMSA y CIAGC	19
Figura 3.5. Diagrama triangular de la concentración relativa de rCa, rNa+K y rMg de las aguas subterráneas estudiadas en ambas bases de datos	20
Figura 3.6. Diagrama triangular de la concentración de HCO_3^- - Cl^- - SO_4^{2-} en las aguas subterráneas estudiadas en ambas bases de datos	21
Figura 4.1. Mapa de clases de los valores de pH en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	25
Figura 4.2. Mapa de distribución espacial de los valores de pH en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	26
Figura 4.3. Mapa de clases de los valores de pH del agua de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	27
Figura 4.4. Mapa de distribución espacial de los valores de pH del agua de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	28
Figura 4.5. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores del contenido de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-), en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	30
Figura 4.6. Mapa de clases de los valores del contenido de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	31
Figura 4.7. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de bicarbonato + carbonato (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	32
Figura 4.8. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, expresado como bicarbonato (HCO_3^-), en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	33
Figura 4.9. Mapa de clases de los valores de concentración de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, expresado como bicarbonato (HCO_3^-), en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	35
Figura 4.10. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, expresado como bicarbonato (HCO_3^-), en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	36
Figura 4.11. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de cloruros (Cl^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	38

Figura 4.12. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de cloruros (Cl^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	39
Figura 4.13. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de cloruros (Cl^-) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	40
Figura 4.14. Altitud vs contenido en cloruros (meq/L) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	41
Figura 4.15. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de cloruros (Cl^-) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	43
Figura 4.16. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{-2}) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	45
Figura 4.17. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{-2}) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	46
Figura 4.18. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{-2}) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	47
Figura 4.19. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{-2}) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	49
Figura 4.20. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de boro (B) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	51
Figura 4.21. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de boro (B) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	52
Figura 4.22. Mapa de clases de los valores de temperatura del agua de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	55
Figura 4.23. Mapa de distribución espacial de los valores de temperatura del agua de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	56
Figura 4.24. Mapa de clases de los valores de temperatura del agua de los pozos de la base de datos CIAGC, 2005-2015	57
Figura 4.25. Mapa de distribución espacial de los valores de temperatura del agua de los pozos de la base de datos CIAGC, 2005-2015	58
Figura 4.26. Mapa de clases de los valores de gradiente geotérmico en pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	61
Figura 4.27. Mapa de clases de los valores de gradiente geotérmico en pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	62
Figura 4.28. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	64
Figura 4.29. Mapa de clases de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979.	65
Figura 4.30. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	66

Figura 4.31. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	67
Figura 4.32. Mapa de clases de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	69
Figura 4.33. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	70
Figura 4.34. Mapa de clases de los valores de temperatura estimada a través del equilibrio Albita-Anortita de la base de datos ENADIMSA, 1979	72
Figura 4.35. Mapa de distribución espacial de los valores de temperatura estimada a través del equilibrio Albita-Anortita de la base de datos CIAGC, 2007-2015	73
Figura 4.36. Mapa de distribución espacial del geotermómetro de cuarzo de la base de datos ENADIMSA, 1979	75
Figura 4.37. Mapa de distribución espacial del geotermómetro de cuarzo correspondiente a la base de CIAGC, 2007-2015	76

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Resumen de los análisis físico-químicos del estudio hidroquímico realizado por la empresa nacional Adaro de Investigaciones Mineras (ENADIMSA, 1979)	22
Tabla 4.2. Resumen de los análisis físico-químicos realizados en la red de control hidrogeológico del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC, 2007-2015)	23
Tabla 4.3. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	30
Tabla 4.4. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado HCO_3^-), en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	34
Tabla 4.5. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de cloruros (Cl^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	37
Tabla 4.6. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de cloruros (Cl^-) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	41
Tabla 4.7. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{2-}) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	44
Tabla 4.8. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{2-}) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	48
Tabla 4.9. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de boro (B) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	51
Tabla 4.10. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979	64
Tabla 4.11. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015	68

1. INTRODUCCIÓN

El comportamiento hidrogeológico de las islas Canarias está caracterizado por un paulatino deterioro en el tiempo, tanto desde el punto de vista cuantitativo como cualitativo, debido a las cada vez más importantes extracciones de agua motivadas por la creciente demanda. El deterioro cuantitativo se manifiesta mayoritariamente en forma de continuados descensos del nivel piezométrico general de la isla y en la existencia de zonas sobreexplotadas. El deterioro cualitativo aparece en forma de intrusiones marinas, recirculación de aguas de riego e incremento de determinados parámetros de contaminación antropogénica.

En un estudio hidrogeotérmico como el que se desarrolla en este volumen, se parte de una premisa teórica un tanto utópica, que es la existencia de un equilibrio agua-roca inalterado motivado por dos condiciones:

1. Un tiempo de contacto suficientemente largo entre el agua subterránea y los minerales que integran las rocas que constituyen el acuífero, que permita su equilibrio termodinámico a una temperatura determinada, que es la que se intenta calcular.
2. Ausencia de mezcla con otras aguas que pueden alterar el resultado químico de este equilibrio.

Al igual que en la hidráulica convencional, las ecuaciones de flujo se suponen en un medio isótomo y homogéneo con unas condiciones de contorno delimitadas y se intenta comparar estos resultados teóricos con la realidad observada. En hidro-geotermia sucede algo similar, se precisa de un teórico equilibrio termodinámico en profundidad para detectar posibles anomalías térmicas a través de los fluidos que podamos muestrear. Será pues, necesario, filtrar las bases de datos analíticos de la mejor manera posible con el fin de eliminar aquellos procesos perturbadores que puedan falsear los resultados químicos (intrusiones marinas, reciclados de aguas de riego, contaminación antropogénica, etc.). Una vez se han eliminado los puntos de agua problemáticos, se comprueba mediante técnicas termodinámicas que los potenciales equilibrios pueden existir, siendo las temperaturas de estos equilibrios el objetivo de la búsqueda.

En este contexto aparecen diversos fenómenos para tener en cuenta:

- El progresivo descenso del nivel piezométrico general de la isla con los años, que reduce la carga hidráulica general sobre los potenciales acuíferos geotérmicos, aunque en la isla de Gran Canaria no ha sido tan acusado como en Tenerife y parece mantenerse con una cierta estabilidad, al menos desde que existe la red

de control del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC) establecida en 2007.

- La carencia de datos directos que hagan suponer la existencia de potenciales acuíferos geotérmicos profundos. Esto es debido, a su vez a:
 - La ausencia de manifestaciones termales en superficie que permitan suponer la presencia de fenómenos geotérmicos convectivos en profundidad.
 - La falta de sondeos profundos en Gran Canaria que puedan aportar datos directos (temperatura, gradiente geotérmico, permeabilidad, etc.).
 - La relativa escasa profundidad de los pozos perforados en la isla comparada con su muy importante relieve, lo cual hace poco representativas las muestras obtenidas de lo que realmente puede suceder en profundidad.

En prospección geológica, todas las técnicas resultan necesarias, pues todas pueden aportar indicios de lo que se busca de una u otra manera. Es por este motivo que, en esta primera fase de evaluación del potencial geotérmico de la isla de Gran Canaria, esta técnica hidrogeoquímica se complementará con otras técnicas geoquímicas como el estudio de las emanaciones difusas en la atmósfera del suelo, técnicas hidrogeoquímicas como el estudio de los gases disueltos en las aguas subterráneas y técnicas geofísicas como la magnetotelúrica (MT).

2. OBJETIVOS

En este estudio se realizará la comparación, desde el punto de vista hidrogeotérmico, de los puntos de agua de la isla de Gran Canaria con una analítica suficientemente fiable correspondiente a la base de datos del estudio hidroquímico realizado por la empresa nacional Adaro de Investigaciones Mineras (ENADIMSA 1979), y la red de control hidrogeológico del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC) 2007 -2015. Este tratamiento de datos se basa fundamentalmente en el estudio de:

- Indicadores de temperatura y desgasificación endógena.
- Concentración de determinados elementos y/o compuestos cuya presencia puede resultar función de la temperatura.
- Reacciones de hidrólisis entre determinados minerales y el agua, cuyas constantes de equilibrio permitan calcular la temperatura de este.

3. METODOLOGÍA

Se dispone de dos bases de datos hidrogeoquímicos elaboradas en distintos periodos de tiempo. Una de ellas se ha obtenido del estudio hidroquímico realizado por la empresa nacional Adaro de Investigaciones Mineras (ENADIMSA 1979), y la otra de la red de control hidrogeológico del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC) 2007 - 2015.

La base de datos de ENADIMSA presenta información hidrogeoquímica de 83 pozos de la isla de Gran Canaria. En dicho estudio se utilizó la misma base de datos del SPA-15, aguas con temperaturas superiores a 25°C (75 puntos) añadiendo 8 puntos más procedentes del Inventario Nacional de Manifestaciones Geotérmicas llevado a cabo por el IGME en 1975. En este estudio se ha excluido los datos procedentes del Pozo Fargas al no presentar una composición químico-física coherente con la información previa del mismo. En cuanto a los datos procedentes del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC) 2007 - 2015, al ser una red de control hidrogeológico, existen réplicas para cada pozo a distintos períodos de tiempo, por lo que ha sido necesario realizar un filtrado de la información. En el presente estudio, y después del filtrado de la base de datos del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC) 2007 - 2015, nos hemos quedado con la información procedente de 201 pozos. Con el objetivo de unificar ambas bases de datos y que la información precedente de ambas fuera comparable, se han tenido en cuenta las siguientes premisas:

- Se han comparado los parámetros medidos en ambas bases de datos (BD) y homogeneizado las unidades de medida en mg/L.
- Se ha calculado el balance iónico expresado como un porcentaje de error (error de balance iónico, IBE) mediante la siguiente fórmula:

$$\text{IBE (\%)} = \left[\frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{aniones} + \sum \text{cationes}} \right] \times 100$$

Este cálculo ha sido de gran ayuda a la hora de filtrar los distintos análisis de la red de control hidrogeológico del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC) 2007 - 2015, donde se ha seleccionado el análisis que presentaba menor error analítico

- En las dos BD se han calculado las relaciones iónicas básicas con el fin de delimitar, en la medida de lo posible, las muestras con mayor contenido en iones procedentes de intrusión marina.
- Se propone el equilibrio Albita-Anortita como termómetro hidrogeoquímico aplicable a aguas termales, con el fin de conocer la temperatura en profundidad

a la que ha tenido lugar el último equilibrio agua-roca y comparar los resultados con el geotermómetro de cuarzo (SiO_2), uno de los geotermómetros clásicos empleados en prospección geotérmica.

- Se ha calculado el gradiente geotérmico gracias a los datos de temperatura del agua, la estimación del dato de la temperatura superficial (datos de Agrocabildo) y la profundidad del pozo en cada caso.

Con todos estos cálculos se ha obtenido una *geodatabase* completa y se han proyectado los pozos en coordenadas ETRS89 UTM-28. El mapa base sobre el cual se proyectarán los datos es un mapa de sombras de Gran Canaria realizado con los datos de GRAFCAN en el que han destacado algunas zonas geológicas por su especial interés en este trabajo. Con el fin de aportar información de especial interés para este estudio, sobre algunos de los mapas presentados en este informe, se muestra el límite interior (más restrictivo) de intrusión marina obtenida a partir del Mapa de Límites de Intrusión Marina publicado en el SPA15.

La metodología de la utilización de bases de datos de hidroquímica del agua repartidos en los pozos disponibles y anteriormente mencionados, nos limita de forma operativa la veracidad de los resultados obtenidos a consecuencia principalmente de los siguientes aspectos:

- La ausencia de aguas puras y la no posibilidad de determinar de forma exacta las mezclas.
- Medio heterogéneo y anisótropo contrario a todos los principios de hidrogeología.
- Inventario de pozos nos limita a estos puntos la información hidrogeoquímica. Además, la distribución de los pozos en la isla no es del todo homogénea ya que la mayoría de los pozos se localizan en las zonas norte, sur y este de la isla dejando una zona oeste con escasez de obras de captación.

3.1. CARACTERIZACIÓN DE LOS DATOS MEDIANTE EL USO DE SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

Una vez finalizada la elaboración de la base de datos se proyectaron los mismos en un Sistema de Información Geográfica en coordenadas ETRS89 UTM-28.

La unificación de los datos en un SIG permitirá alimentar la base de datos a medida que vaya avanzando el proyecto.

Se ha elegido trabajar los datos con un Sistema de Información Geográfica debido a las ventajas y versatilidad que ofrecen este tipo de programas. Como consecuencia de la

gran cantidad de datos recogidos en la *geodatabase*, el disponer de un SIG que combine los mismos, ofrece la posibilidad de hacer diversas operaciones que no serían posibles con otro tipo de programas, como la integración de distintos datos en un mismo proyecto (ráster y vectorial), las operaciones y cálculos con las distintas capas (identificación, consultas, cálculos, etc.). Así mismo se ha utilizado la salida gráfica para la creación y diseño final de cada uno de los mapas de hidrogeoquímica.

El objetivo principal del uso de un SIG es la operatividad, ya que simplifica el procesamiento y visualización de la información geográfica para la posterior toma de decisiones. Realizar esta labor con un SIG resulta más ventajosa que con cualquier otro método de análisis tradicional por distintas razones:

- Trabaja en formatos digitales, y por tanto, compacto, y esto supone un ahorro no sólo en el espacio sino también en el tiempo.
- Permite mantener y recuperar grandes cantidades de datos con mayor rapidez y, por lo tanto, de forma más eficiente.
- Es capaz de analizar, manipular e integrar datos de diferentes tipos, tanto espaciales como no espaciales, así como sus correspondientes atributos también a gran velocidad.
- Proporciona salidas gráficas de gran variedad y calidad con una mínima inversión de tiempo y de dinero.
- Puede presentar los resultados de una manera rápida, racional y fácilmente inteligible para el usuario. Esto permite una evaluación ágil y sencilla.
- Su uso forma parte de los nuevos procedimientos de gestión de la información, que se corresponden con el avance de las tecnologías y facilitan, por tanto, el salto de la brecha digital en las empresas y en la administración.

Las operaciones realizadas con el SIG para los datos obtenidos en la *geodatabase* de geotermia de Gran Canaria fueron básicamente las siguientes:

- Georreferenciación de los puntos y representación en el mapa.
- Digitalización y generación de capas vectoriales de tipo polígono (.shp) de límite de intrusión marina.
- Digitalización y creación de capas vectoriales tipo polilínea (.shp) de diversos accidentes geológicos destacables como fallas, borde supuesto y borde cartográfico de la Caldera de Tejeda, límite cartográfico entre paleocanaria y neocanaria.
- Clasificación de todos los parámetros según sus resultados y asignación de simbología: Generación de mapas de clases.
- Generación de leyenda y presentación final de los mapas: Escalado y Norte.

3.2. CARACTERIZACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS DATOS (MÉTODO SINCLAIR)

Un paso previo para la elección del método de interpolación idóneo para realizar los mapas de distribución espacial de una especie es la caracterización estadística de los datos. Por tanto, será de gran importancia realizar un análisis estadístico-gráfico con objeto de separar las diferentes poblaciones geoquímicas, información que nos permitirá inferir el grado de perturbación del sistema volcánico en profundidad.

Generalmente, las distribuciones muestrales en este tipo de estudios están compuestas por más de una población o modo. Por ello, y con el objetivo de diferenciar la existencia de distintas poblaciones geoquímicas entre el total de las observaciones realizadas en cada una de las especies a determinar, se realizó el tratamiento estadístico-gráfico o método Sinclair de los resultados obtenidos (Tennant & White, 1959; Sinclair, 1974). El método Sinclair permite distinguir posibles poblaciones geoquímicas que están representadas por distribuciones normales. El diagrama nos permite de una forma visual simple, comprobar si un grupo de datos procede de una población normal. Para ello se representan en el eje abscisas y en escala logarítmica los datos de concentración de las especies estudiadas y en ordenadas el porcentaje de frecuencia acumulada (Fig. 3.1). Una distribución muestral normal unimodal se representa como una recta en dicha gráfica (Sinclair, 1974). Si los datos proceden de una población normal polimodal y existen dos o más poblaciones solapadas, la gráfica resultante se presenta en forma de curva en S. Las inflexiones de esta curva definen las regiones de solapamiento de estas poblaciones, de manera que si identificamos los puntos de inflexión podemos separar las distintas poblaciones. En esta curva sinusoidal se pueden trazar distintas rectas (con deformación en sus extremos) que permitan separar las diferentes poblaciones. De la intersección de las distintas rectas se obtiene el porcentaje de datos de cada población.

Por tanto, el método de Sinclair (Tennant & White, 1959; Sinclair, 1974) se reduce a identificar las inflexiones y los puntos donde se solapan dichas poblaciones. Estos puntos reciben el nombre de valores “umbrales”. El trazado de las rectas que definen cada población es complicado y en cierta manera subjetivo, dependiendo de la destreza y experiencia del analista. A pesar de que existe una serie de directrices para la correcta elaboración de estos gráficos (Sinclair, 1974), el proceso de partición puede tener más de una solución. Éste es uno de los inconvenientes de la utilización de esta técnica, y en el caso que nos ocupa, se une el hecho de que el proceso de flujo de las aguas subterráneas puede ser afectado por distintos factores, dado que los procesos naturales pueden tener un comportamiento más complejo que un log-normal. Aun así, estos diagramas son una herramienta útil para interpretar los procesos de hidroquímica de las aguas subterráneas.

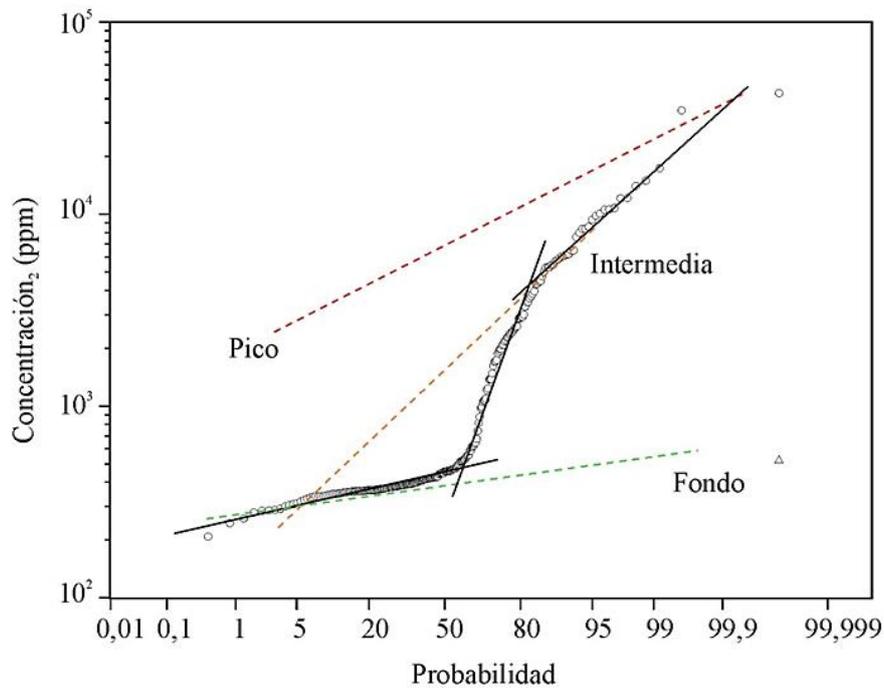


Figura 3.1. Diagrama estadístico-gráfico de Sinclair (1974)

Una vez realizada la identificación de los valores umbrales y del número de poblaciones que se solapan, se debe separar y caracterizar cada una de dichas poblaciones. Para ello es preciso representar por separado y extrapolar los porcentajes de participación en una distribución muestral al 100%. Las diferentes poblaciones también presentan un aspecto de “S” característico, debido a que sus valores en los extremos son el resultado de una mezcla o solapamiento entre las diferentes poblaciones contiguas.

El siguiente paso es la caracterización estadística de cada una de las poblaciones debiendo identificar para ello el valor mediano (que coincide con la media geométrica) de la variable en estudio. La determinación de la media geométrica se realiza mediante la proyección de la intercepción del 50% del nivel de frecuencias acumulativo sobre las coordenadas que reflejan los niveles de la especie en estudio.

El análisis de Sinclair permite conocer la probabilidad de encontrar cada una de las poblaciones (P). El valor de la variable y el peso de cada una de las distintas poblaciones identificadas se puede expresar como:

$$P_m = f_I P_I + f_{II} P_{II} + f_{III} P_{III}$$

donde P_I, P_{II} y P_{III} representan la probabilidad de encontrar las poblaciones I, II y III respectivamente, y f_I, f_{II} y f_{III} la frecuencia acumulada de cada una de estas poblaciones.

La existencia de distintas poblaciones hidrogeoquímicas refleja la influencia de los distintos procesos fisicoquímicos (externos e internos) que actúan a distinta escala en el proceso de desgasificación. Generalmente, se distinguen tres poblaciones hidrogeoquímicas; población I o población de fondo, población II o población pico y una población intermedia entre las dos anteriores.

Las diferentes poblaciones pueden dar una idea de los distintos orígenes de las aguas subterráneas, dependiendo de la abundancia de muestras en cada población y de la distribución de estas en planta. La población de fondo suele ser reflejo de la interacción de agua con diferentes orígenes en función de la especie estudiada (contaminación marina para los cloruros, filtración de agua procedente de cultivos en el caso del boro y aporte endógeno para los sulfatos), mientras que la población pico refleja aporte de fluidos de origen endógeno.

3.3. MAPAS DE DISTRIBUCIÓN ESPACIAL (GSLIB)

En general las variables naturales presentan una importante heterogeneidad espacial, lo que no implica que sea imposible encontrar un patrón de distribución espacial de las mismas. La geoestadística se ha convertido en una herramienta muy útil para la elaboración de mapas de distribución espacial. Permite analizar los patrones de distribución de una variable en una zona a partir de los muestreos puntuales realizados, interpolando los valores de dichas variables en los lugares no muestreados. Con la finalidad de evaluar la distribución espacial de las distintas especies en las muestras de aguas subterráneas de Gran Canaria y en base a la aplicación de programas de geoestadística, se construyeron los mapas de distribución espacial de cada una de las especies estudiadas utilizando una simulación estocástica que genera una serie de representaciones equiprobables de la distribución espacial de la especie en estudio. La generación de las representaciones se realiza a través de un algoritmo de simulación gaussiana (sGs) mediante el programa GSLIB (Deutsch & Journel, 1998). El método estadístico de interpolación probabilística utilizado es el kriging, que aplica un modelo de variograma teórico generado en base al variograma experimental obtenido de los datos de estudio. Este método es ampliamente aceptado por la comunidad científica internacional para la realización de estudios de variables naturales y en particular en el campo de la prospección geoquímica de gases (Abasov et al., 1990; Schaug et al., 1993; Christensen et al., 1993; Journel, 1998; Chiodini & Frondini, 2001; Cardellini et al., 2003a, 2003b; Chiodini et al., 2004; Hernández et al., 2011, 2012, 2015, 2017; Pérez et al., 2012, 2013; Melián et al., 2012, 2014, 2019; Rodríguez et al., 2015a, 2015b).

El programa GSLIB (Deutsch & Journel, 1998) simula los valores de una variable en los puntos de la malla que deseamos estudiar. El tratamiento de datos aplicado en este estudio consiste en los siguientes pasos:

- Transformación de los datos originales a una distribución normal o gaussiana, lo que implica que los datos presentan un valor medio de cero y de varianza la unidad. Los datos generados en este tipo de estudios por lo general no presentan una distribución normal. Mediante la aplicación del *n*score del programa GSLIB se obtiene un modelo multi-gaussino $[Y(u)]$ que transforma los datos a una distribución normal.
- Declusterización de los datos para cada una de las especies (*declus* del programa GSLIB), de forma que se otorga mayor peso a los puntos localizados en las áreas con menor densidad de datos.
- Generación del variograma experimental con los datos normalizados (*gamv* del programa GSLIB) y definición del variograma teórico (*vmodel* del programa GSLIB).
- Obtención de N simulaciones equiprobables de la zona de estudio basadas en el algoritmo *sGs* provisto por el programa GSLIB (*sgsim*). Para este paso es necesario definir el número de simulaciones N que se desean realizar, los límites del área de estudio y el espaciado de la malla. También es necesario tener en cuenta el modelo de variograma definido en el apartado anterior. En este paso se realiza la transformación inversa de la variable generada en la normalización $[Y(u)]$ y se convierten los datos transformados con el *n*score a los valores originales, existiendo así N alternativas de simulación que generan N equiprobables realizaciones. La transformación de estos datos puede originar fluctuaciones que estén relacionadas con la discrepancia entre las realizaciones estadísticas y los parámetros del modelo (Deutsch & Journel, 1998). Estas fluctuaciones también pueden estar relacionadas con la dimensión del área de estudio y del rango utilizado en el variograma (Rautman & Istok, 1996; Goovaerts, 1999).
- Representación del mapa de distribución espacial promedio de la variable de estudio.

El variograma experimental se define como la media aritmética de todos los cuadrados de las diferencias entre pares de valores experimentales separados una distancia *h* (Journel & Huijbregts, 1978), o lo que es lo mismo, la varianza de los incrementos de la variable regionalizada en las localizaciones separadas una distancia *h*.

$$\text{Var}\{Z(x+h) - Z(x)\} = 2g(h)$$

Por lo general se utiliza el semi-variograma definido por la expresión y que puede ser calculado mediante la ecuación:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \{Z(X_i) - Z(X_i + h)\}^2$$

donde $Z(X_i)$ son los valores experimentales en los puntos X_i , en los que tanto X_i como X_i+h tienen datos; $N(h)$ es el número de pares de datos separados por la distancia h . De esta forma se puede observar la dispersión de los datos a diferentes distancias. Esta es una de las expresiones más útiles encontrada en los estudios geoestadísticos (Chica-Olmo, 1987; Weerts & Bierkens, 1993; Armstrong & Carignan, 1997). Una vez obtenido el variograma experimental, se debe trabajar con el variograma teórico, puesto que es imposible trabajar con un variograma experimental carente de ecuación matemática definida.

Para cada variable de estudio el variograma experimental puede ser ajustado según un modelo teórico. Los modelos más usados son el esférico, el exponencial, el gaussiano, el potencial, el lineal y el de efecto *nugget* puro. Sus formas y expresiones pueden ser consultadas en Isaaks & Srivastava (1989), Deutsch & Journel (1998) y Moral (2003). La elección de uno u otro modelo suele ser subjetiva y depende de la experiencia del operador, aunque existe una serie de criterios estadísticos que pueden ayudar a su elección (Cressie, 1985). Hay que tener en cuenta que la elección del variograma teórico no se debe hacer en función del mejor ajuste de una función a una serie de puntos, sino que se debe seleccionar el modelo que mejor explique el patrón de variabilidad espacial de la variable en estudio.

Normalmente el variograma es una función monótona creciente, que alcanza un valor límite denominado meseta (Fig. 3.2). La meseta se alcanza a un valor h denominado rango, que determina la zona de influencia en torno a un punto. A partir de este valor la autocorrelación es nula. El variograma explica la dependencia espacial entre los puntos, que, por lo general, disminuye a medida que aumenta el valor de h , siendo independiente de h a partir del rango. Por definición, el variograma es cero en $h=0$, pero con frecuencia este presenta un valor positivo que se denomina efecto *nugget*. El efecto *nugget* se presenta debido a la variabilidad existente a una distancia menor a la considerada como h . Esta variabilidad puede tener su origen en errores experimentales o del muestreo. Cuando el variograma tiende a la horizontal, es decir, carece de estructura espacial, los variogramas son denominados como de efecto *nugget*.

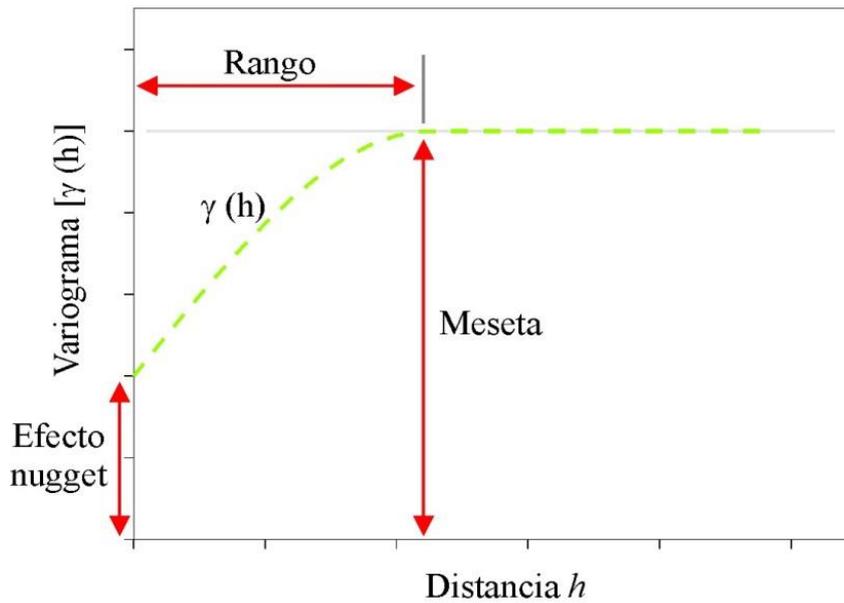


Figura 3.2. Principales parámetros para definir un variograma.

Con la aplicación del método de interpolación permitirá definir un mapa de distribución espacial de la especie en estudio. Este mapa representará el valor promedio de la N simulaciones en cada nodo de la malla que delimitan nuestra área de estudio.

3.4. CÁLCULOS GEOTERMOMÉTRICOS DE LA FASE LÍQUIDA

El uso de los geotermómetros permite discernir si las manifestaciones que observamos en superficie responden a una circulación profunda en áreas con gradientes geotérmicos próximos a los normales o están relacionadas con yacimientos geotérmicos que se caracterizan por temperaturas más elevadas y cuyos fluidos sufren procesos de enfriamiento durante su ascenso hacia la superficie. El propósito de la termometría química es aplicar una serie de metodologías que permiten establecer la temperatura de base de los fluidos en su circulación profunda, en relación con los materiales geológicos presentes en el sistema mediante el tratamiento de datos de composición química convencional, las composiciones isotópicas del agua y la composición de la fase gaseosa incluida en el fluido.

Los resultados obtenidos mediante la termometría química deben ser cotejados con una termometría de superficie, encaminada a determinar la temperatura de surgencia y sus variaciones estacionales, medidas de gradiente y temperaturas de fondo.

Las técnicas de los geotermómetros requieren análisis isotópicos y/o químicos de las aguas termales, así como del vapor y gas provenientes de los pozos y fuentes. Estas técnicas cualitativas pueden dividirse en los siguientes grupos:

1. Geotermómetros químicos.
2. Geotermómetros de mezclas.
3. Geotermómetros isotópicos.

El requisito fundamental para la aplicación de cualquiera de estos geotermómetros es que las reacciones dependientes de la temperatura existentes entre la roca del yacimiento y el fluido, o los gases y el fluido, tiendan al equilibrio.

Para estimar las temperaturas del subsuelo se pueden utilizar también numerosos termómetros cualitativos, basados en los contenidos aniónicos y catiónicos de los fluidos de descarga y en la distribución de varios minerales hidrotermales y elementos traza en las rocas alteradas. Estos métodos tienen particular importancia durante los trabajos desarrollados en la etapa de exploración, porque pueden proporcionar una información inmediata sobre las temperaturas y permeabilidades en el pozo durante el proceso de perforación. En contraposición, la toma de medidas directas y precisas en los pozos puede llevar varias semanas después de la perforación y antes de que los gradientes térmicos se reequilibren en los pozos.

Los geotermómetros químicos son probablemente los que se utilizan con mayor profusión (generalmente mal utilizados). La utilización de indicadores geoquímicos para la valoración de la temperatura en profundidad de un yacimiento geotérmico está condicionada a una serie de premisas (White, 1970; Fournier et al., 1974; Panichi & Badiola, 1978; Fournier, 1980). Aun cuando se reconoce su aplicabilidad en numerosas áreas, los geotermómetros cuantitativos no pueden utilizarse de forma aleatoria.

Algunos de los condicionantes en la utilización de geotermómetros son:

- Las reacciones químicas que controlan las proporciones de los constituyentes químicos disueltos en el agua deben tener una dependencia directa con la temperatura, y no estar relacionados con otros procesos.
- Todos los constituyentes que intervienen en una reacción que depende de la temperatura, deben estar representados en proporciones abundantes.
- Las reacciones entre el agua y las rocas del yacimiento y los componentes gaseosos deben haber alcanzado el equilibrio, y son las que condicionan la cantidad y características de los constituyentes disueltos en el agua.
- El equilibrio debe alcanzarse a la temperatura del yacimiento, lo que supone una permanencia en contacto suficientemente larga para alcanzar el equilibrio de reacción roca-agua.

- Un proceso de reequilibrio de las condiciones geoquímicas o una variación de la composición en relación con temperaturas más bajas de la del yacimiento, deben excluirse en el planteamiento de modelos de circulación del agua en su trayecto desde el yacimiento hasta la superficie. Solamente son admisibles pequeños procesos de reequilibrio.
- El fluido que procede del yacimiento no debe estar sometido a mezclas con otros fluidos más superficiales y con temperaturas de base más bajas; en caso contrario los resultados de dicha mezcla deben ser evaluados.

Para este trabajo hemos utilizado dos de los geotermómetros clásicos empleados en prospección geotérmica: sílice (Cuarzo) y el equilibrio albita-anortita (Al-An).

3.4.1. GEOTERMÓMETRO DE CUARZO (Qtz)

Este geotermómetro fue desarrollado de forma experimental por Mahon (1966) y Fournier & Rowe (1966), al observar que el agua a alta temperatura en un área geotérmica resulta saturada en SiO₂ en equilibrio con cuarzo. Estas observaciones han conducido a la formulación de un método químico simple que permite evaluar la temperatura del agua que alimenta las surgencias de agua caliente y los pozos geotérmicos.

Los datos experimentales han proporcionado valores de solubilidad de la sílice en el agua en función de la temperatura, y a partir de ello es posible establecer gráficos y ecuaciones matemáticas que permiten determinar la temperatura de base en función del contenido en sílice de la muestra. El diagrama más utilizado es el propuesto por Fournier & Truesdell (1970), en el cual, los valores de temperatura más probables se establecen como valor medio de las dos curvas de equilibrio del agua con cuarzo, relativas al enfriamiento por conducción y por expansión isoentálpica del agua que circula hacia la superficie.

El geotermómetro más clásico, y al tiempo más generalizado y aceptado, es el basado en la solubilidad de la sílice o contenido en sílice de las aguas. Aunque existen numerosas fórmulas de este geotermómetro, para las aguas de baja y media temperatura, se suelen aplicar las dos siguientes:

1. **Cuarzo (Qtz):** $T(^{\circ}\text{C}) = \left[\frac{1309}{(5.19 - \log \text{SiO}_2)} \right] - 273.15$

2. **Sílice amorfa ($\alpha\text{-SiO}_2$):** $T(^{\circ}\text{C}) = \left[\frac{731}{(4.52 - \log \text{SiO}_2)} \right] - 273.15$

La aplicación de una u otra fórmula depende en general del tipo de sílice presente en la roca y disuelta por el agua. Estudios empíricos llevados a cabo en multitud de campos geotérmicos permiten generalizar que cuando la temperatura es superior a 120-150°C el geotermómetro aplicable es el de cuarzo, mientras que cuando la temperatura es inferior, el geotermómetro aplicable es el de calcedonia o sílice amorfa. En el presente estudio se ha aplicado el geotermómetro de cuarzo.

A temperaturas superiores pueden producirse rápidamente procesos de reequilibrio, dando probablemente lugar a la deposición del cuarzo cuando las soluciones se enfrían. La solubilidad de la sílice amorfa puede verse superada a medida que el fluido se enfría, y dado que la sílice amorfa precipita más rápidamente que el cuarzo, se pueden producir depósitos de ópalo en las zonas próximas a la superficie del área geotérmicamente óptima. Como resultado de dicha precipitación de la sílice, el geotermómetro de la sílice no indica generalmente temperaturas superiores a los 225-250°C.

El geotermómetro de cuarzo puede verse también afectado por otros varios factores como como fue discutido en detalle por Fournier (1981):

1. Los efectos de separación del vapor.
2. La polimerización de la sílice después de la toma de muestras como resultado de una mala conservación de estas.
3. El control de la sílice por otros polimorfos de la sílice.
4. El efecto del pH.
5. La dilución de las aguas termales.

A temperaturas por debajo de los 150-180°C, parece que otros polimorfos de la sílice pueden controlar el contenido en sílice del fluido. Según White (1970), cuando el agua se enfría por debajo de los 180°C se pueden originar precipitaciones de sílice, velocidad de precipitación que disminuye muy rápidamente a temperaturas más bajas. Asimismo, este autor sugiere que este geotermómetro no debe utilizarse en el caso de aguas con pH ácido o/y con bajas concentraciones de ion cloruro, porque las aguas a temperaturas próximas a los 100°C atacan a las rocas silicatadas, alcanzando valores elevados de concentración de SiO₂ amorfa, que es muy soluble.

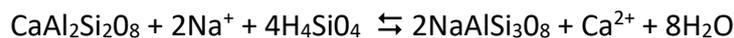
Cuando el agua asciende hacia la superficie y descarga en manifestaciones termales o pozos perforados, la presión disminuye, originándose la ebullición cuando la presión de vapor y del gas supera la presión hidrostática. La pérdida de una fracción del fluido como vapor y la retención de la sílice en la fase líquida conducen a soluciones sobresaturadas tanto en cuarzo como en sílice amorfa; si esta sílice no precipita porque es rápidamente llevada hasta la superficie puede permanecer en solución hasta su surgencia.

3.4.2. GEOTERMÓMETRO DE ALBITA-ANORTITA (Al-An)

Las relaciones de equilibrio entre feldespatos sódicos y cálcicos, en relación con zonas de albitización, fue propuesta por Lopoukhine (1973), para el estudio de manifestaciones termales en relación con materiales predominantemente volcánicos, estableciéndose que el contenido cálcico-sódico de las aguas termales estaba solamente condicionado por las reacciones de equilibrio fluido-roca en materiales basálticos, con predominio de fases minerales félsicas como plagioclasa.

Posteriormente Albert (1975), propone la utilización del equilibrio albita-anortita como termómetro hidrogeotérmico aplicable a aguas termales que han alcanzado el equilibrio en relación con materiales ricos en plagioclasas, tales como granitos y rocas de composición análoga. La aplicación del método tuvo lugar en los materiales graníticos de los manantiales termales de Cataluña con resultados satisfactorios y coincidentes con los valores obtenidos al aplicar otros geotermómetros.

La reacción de equilibrio albita-anortita es:



su constante de equilibrio, referida a las actividades de sodio y calcio es:

$$K = \frac{[\text{ACa}^{++}]}{[\text{H}_4\text{SiO}_4]^4 [\text{ANa}^+]^2}$$

La sílice se expresa en moles/litro y no en actividad, ya que no se considera ionizada.

La ecuación de la constante de equilibrio expresado como logaritmo sería:

$$\log K = \log \frac{[\text{ACa}^{++}]}{[\text{H}_4\text{SiO}_4]^4} - 2 \log [\text{ANa}^+]$$

por lo que puede construirse un diagrama $\log \frac{[\text{ACa}^{++}]}{[\text{H}_4\text{SiO}_4]^4}$ en función de $2 \log [\text{ANa}^+]$ en el que cada equilibrio a una determinada temperatura vendrá representado por una recta de valor $\log K$ (Fig 3.3).

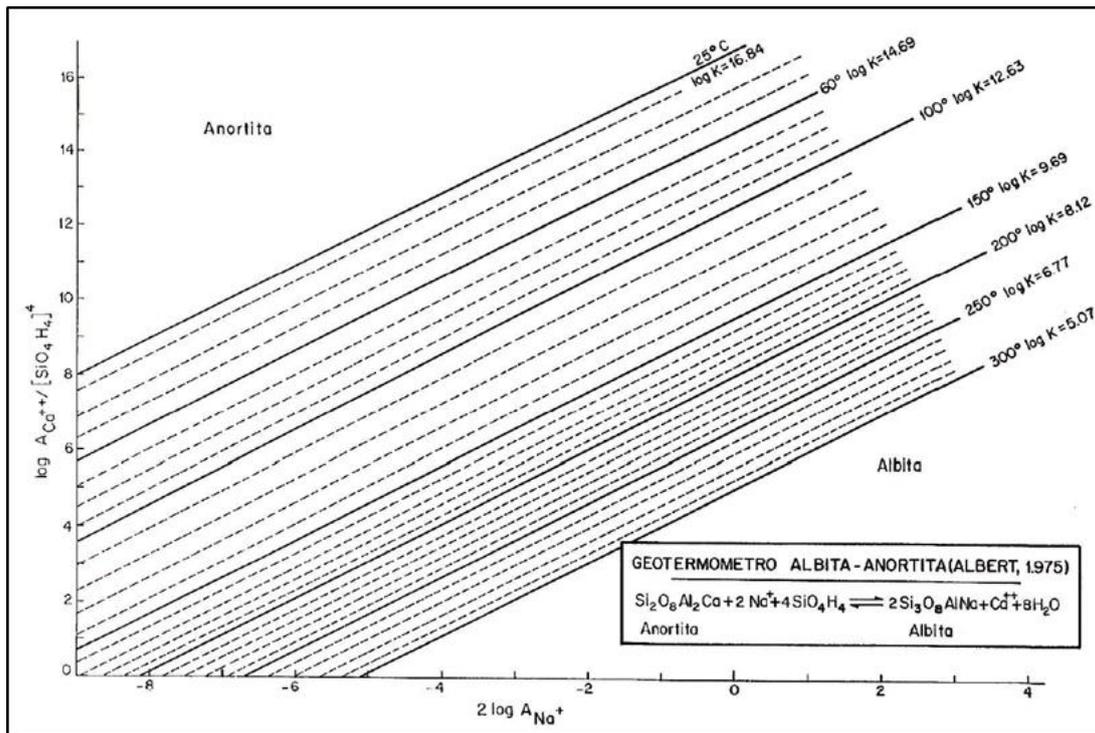


Figura 3.3. Gráfico de aplicación de geotermómetros de Albita-Anortita (Albert, 1975)

Albert (1975), aplica el método de equilibrio albita-anortita a todos aquellos manantiales termales de Cataluña relacionados con materiales graníticos, así como en cualquiera de las unidades morfoestructurales catalanas, sido totalmente satisfactorios pues coinciden plenamente con los valores obtenidos al aplicar los demás métodos de termometría hidroquímica para que quede constancia de la validez del método.

En conclusión, este geotermómetro funciona con cualquier tipo de vulcanismo y por tanto se puede aplicar en el estudio de las aguas subterráneas en la isla de Gran Canaria.

3.5. CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE ENADIMSA Y CIAGC

La composición químico-física de las aguas subterráneas depende de distintas variables y procesos que afectan al sistema en diferente medida: composición inicial del agua de lluvia, clima, relieve, vegetación, características de la roca (composición mineralógica, textura, porosidad, grados de alteración, fracturación y compactación, etc.), tiempo de residencia/contacto, temperatura y presión, grado de agresividad del agua y existencia o no de aportes profundos o externos (Custodio & Llamas, 1976, 1983; Drever, 1997).

Según se estableció en el SPA-15 (1975), el funcionamiento hidrogeológico insular se caracteriza por la existencia de un único acuífero con flujo radial desde el centro de la isla hacia la costa, o hacia los barrancos más profundos, también de disposición radial. Este flujo está influenciado localmente por la estructura volcánica y sus materiales, las características del sistema de drenaje y actualmente, por las extracciones de aguas subterráneas. Así, el modelo de flujo de la isla se puede esquematizar como un cuerpo cónico único de agua estratificado y heterogéneo en el que la recarga tiene lugar en las cumbres y la circulación hacia la costa, con salidas intermedias en manantiales (hoy secos y sustituidos por las extracciones de los pozos) y al mar, y descarga artificial por pozos y algunas galerías. En el sur de la isla afloran materiales más antiguos (ignimbritas, fonolitas y traquitas) que pueden llegar a ser impermeables, pero que en otras áreas pueden tener cierta capacidad de alimentar pozos profundos, como en Amurga.

Los materiales volcánicos que conforman la isla son permeables por fisuración y/o porosidad (Custodio, 2007). El agua de lluvia se infiltra por los materiales permeables superficiales (lavas y piroclastos) y va descendiendo por los intersticios de las rocas hasta que todos ellos se encuentren totalmente saturados, conformando lo que es el acuífero. A continuación, el agua subterránea se va moviendo en respuesta a los diferentes potenciales hídricos existentes en distintos puntos del acuífero con velocidades variables según las características de las rocas por las que circula. La edad de las rocas tiene una influencia negativa debida al grado de alteración, compactación, etc. La existencia de materiales detríticos intercalados suele influir favorablemente en la permeabilidad total, como ocurre en el este de la isla (Cabrera & Custodio, 2004).

La química del agua subterránea responde también al esquema de funcionamiento del acuífero insular, de forma que las aguas con menor mineralización se encuentran en las zonas de cumbre y de medianías, y la salinidad aumenta hacia la costa debido a una mayor concentración por evaporación de la lluvia en el suelo y mayor contenido salino de esa lluvia por su proximidad al mar. Así mismo, los solutos disueltos en las aguas proceden de diversas fuentes: precipitaciones y deposición seca, reacciones orgánicas en el suelo, meteorización del medio poroso o aportes externos de la actividad humana e internos por la interacción con fluidos endógenos (i.e. Appelo & Postma, 2005). No obstante, mientras la composición fisicoquímica de las aguas cercanas a la superficie es principalmente función del clima y de la lluvia, cuando éstas se infiltran profundizando en el terreno, el tipo de litología o el grado de alteración de la roca cada vez cobra mayor influencia.

En las rocas volcánicas, la solubilidad de la fracción catiónica suele ser mucho mayor que la de la fracción aniónica; por tanto, el contenido en cationes de las aguas está normalmente más relacionado con la composición de las rocas del medio poroso por las

que circulan, mientras que el contenido aniónico está más vinculado con los aportes externos, principalmente el CO_2 (Custodio, 1978, 1989; Valentino et al., 1999; Brusca et al., 2001; Federico et al., 2002). Respecto al contenido aniónico de las aguas, en climas húmedos o semi-húmedos, donde la recarga suele ser alta, el anión dominante es el HCO_3^- (y el CO_3^{2-} si el pH llega a ser alto) procedente de la lluvia y sobre todo del suelo, mientras que en climas áridos y semi-áridos, donde la recarga es menor pero más mineralizada, los aniones dominantes suelen ser el Cl^- y/o el SO_4^{2-} procedentes del agua de lluvia en equilibrio con los cationes y, por tanto, no aportan agresividad al agua (Custodio, 1978, 1986). En terrenos volcánicos donde no existe un aporte de CO_2 profundo, independientemente del clima, los aniones más abundantes en las aguas suelen ser de nuevo el $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$. Por tanto, la fracción aniónica de las aguas subterráneas suele estar vinculada con los aportes exógenos (i.e. disueltos en el agua de lluvia) y endógenos (gases volcánicos disueltos como CO_2 , HCl , H_2S o SO_2), excepto en rocas ricas en pirita (FeS_2) como ciertas rocas submarinas y otras rocas volcánicas ácidas como las traquitas, donde la oxidación de esa pirita en contacto con el oxígeno del agua de infiltración y difundido desde la atmósfera contribuye con ion sulfato (SO_4^{2-}).

En lo que respecta al contenido catiónico, la adquisición por parte del agua de las diversas sustancias depende de la composición química y mineralógica de las rocas del medio poroso, ya que la constitución de éstas (ácida o básica) repercutirá en el aporte de los diferentes cationes. En general, el grado de aporte de sales o elementos al agua no es sólo función de la composición mineralógica de las rocas volcánicas, sino también del tipo de textura y de su alterabilidad, del grado de fragmentación del material y de la agresividad del agua, así como de la temperatura y la presión (Custodio, 1978; Sigurdur & Eugster, 1987).

Una manera rápida y eficaz de caracterizar, en función de su composición iónica mayoritaria, las aguas subterráneas de Gran Canaria de las bases de datos de ENADIMSA y CIAGC es representándolas en un diagrama de Langelier-Ludwig, el cual permite comparar los porcentajes relativos del contenido aniónico (eje de abscisas) y catiónico (eje de ordenadas) mayoritario en una misma figura (Langelier y Ludwig, 1942). Las aguas correspondientes a ambos estudios presentan una composición variada, predominando en una parte importante de ellas el anión cloruro, caracterizadas por adición de Na-Cl , y con contenidos variables en Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} , destacando el Na^+ y el K^+ (Figura 3.4).

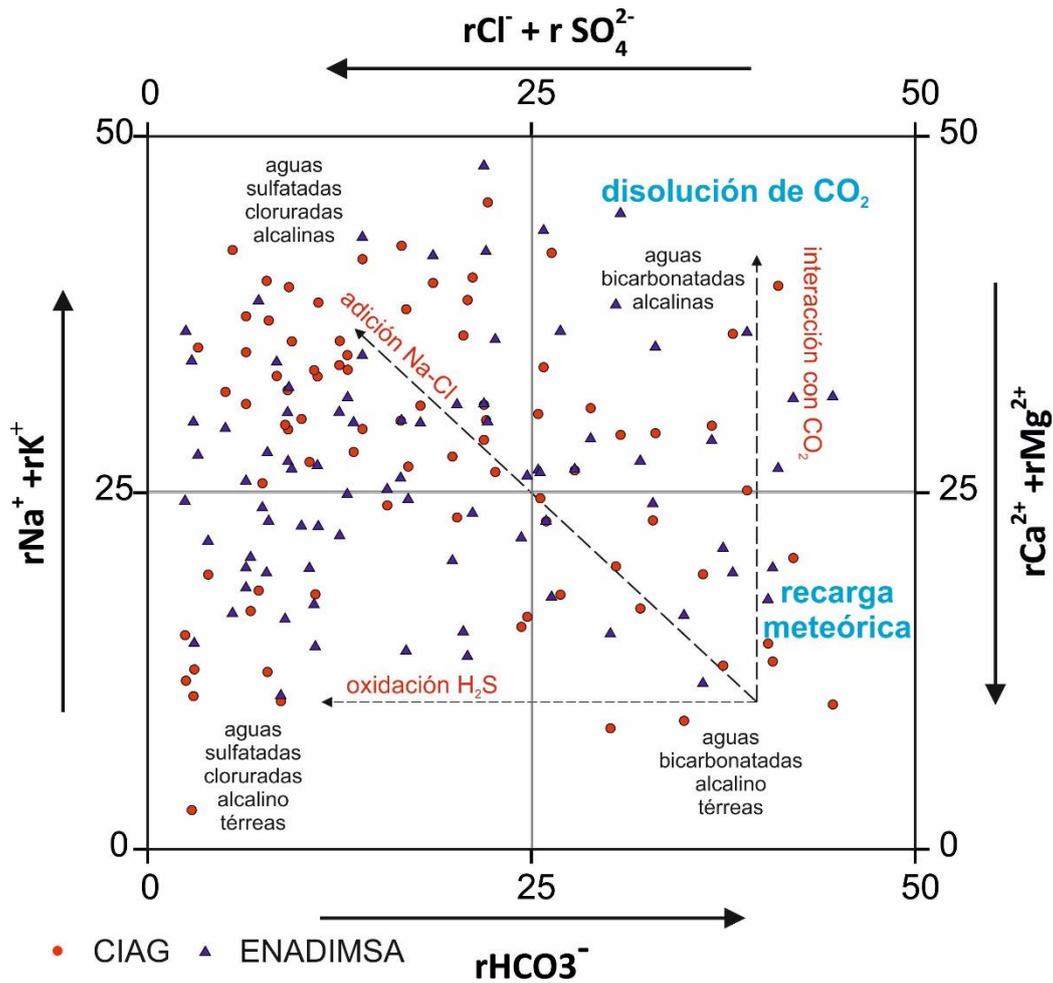


Figura 3.4. Diagrama de Langelier-Ludwing para la clasificación hidroquímica de las muestras de agua de ENADIMSA y CIAGC.

En casi todas las aguas subterráneas analizadas se cumple, independientemente de su contenido iónico, la secuencia de concentración $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$. Si se representan los contenidos relativos de los cationes mayoritarios en un diagrama triangular como el de la Figura 3.5, se observa que la mayor parte de las aguas subterráneas estudiadas se encuentran en el campo de los elementos alcalinos (Na+K).

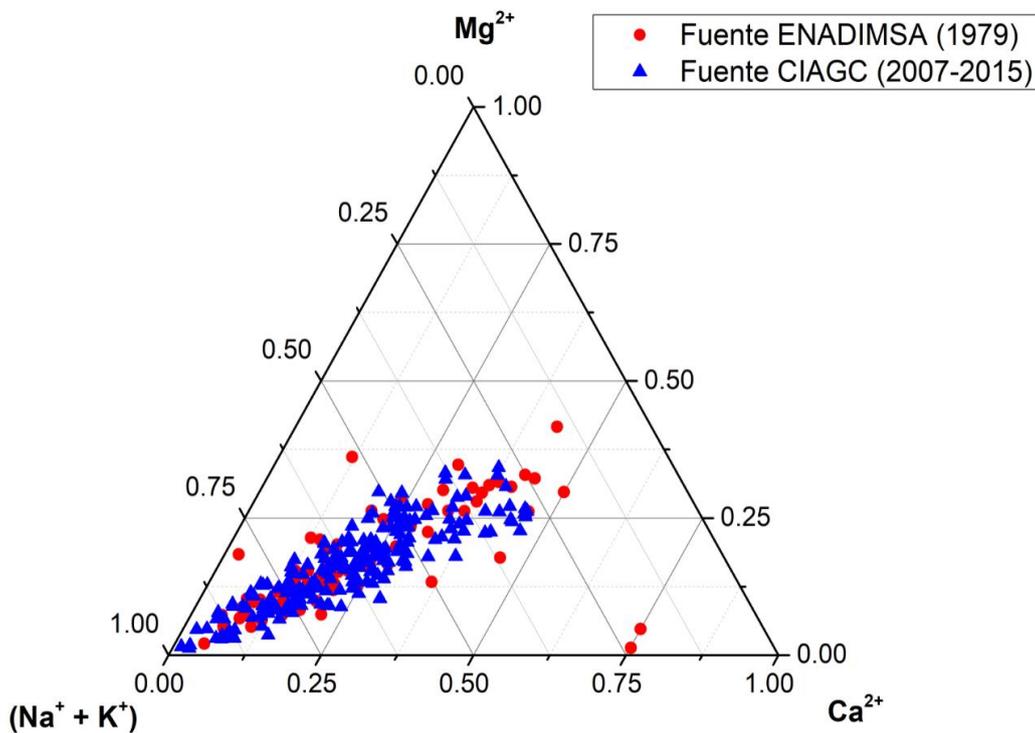


Figura 3.5. Diagrama triangular de la concentración relativa de rCa, rNa+K y rMg de las aguas subterráneas estudiadas en ambas bases de datos

Una primera clasificación de las aguas subterráneas estudiadas se realiza a través del diagrama triangular de las concentraciones relativas de los aniones mayoritarios (HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-}), propuesto por Giggenbach (1988). Esta clasificación permite interpretar los procesos que han sufrido los fluidos geotermales durante su ascenso y también el origen de estos. Como puede observarse en la Figura 3.5, el anión principal en las aguas de Gran Canaria es el HCO_3^- , con una clara línea de mezcla o tendencia entre los campos de aguas periféricas y aguas maduras. Los puntos de muestreo con un enriquecimiento relativo en cloruros tienen una mineralización muy débil, indicando una fracción considerable de aguas meteóricas. Por tanto, una posible explicación para las características químicas de las aguas de estos pozos es que dicho enriquecimiento relativo esté controlado por las propias aguas de recarga tras incorporar el cloruro atmosférico, principalmente de origen marino (aerosol y deposición seca sobre el terreno) (Custodio, 1978).

Los puntos de muestreo situados cerca del campo de las aguas maduras corresponden a pozos próximos a la zona costera donde se alcanza la zona saturada a nivel del mar y drena aguas con una composición principal $Na-HCO_3^-$ con una concentración relativamente elevada de cloruros.

Los pozos 0696TP, 4625TP, 0034TP y 1159TP presentan un enriquecimiento relativo en sulfato respecto a cloruro y bicarbonato. Por otro lado, los pozos 4669TP, 021801, 1622TP, 0779TP, 0389TP, 5552TP, 5092TP, 4735TP, 0395TP, 4834TP y 3478TP presentan una tendencia hacia el campo de las aguas volcánicas.

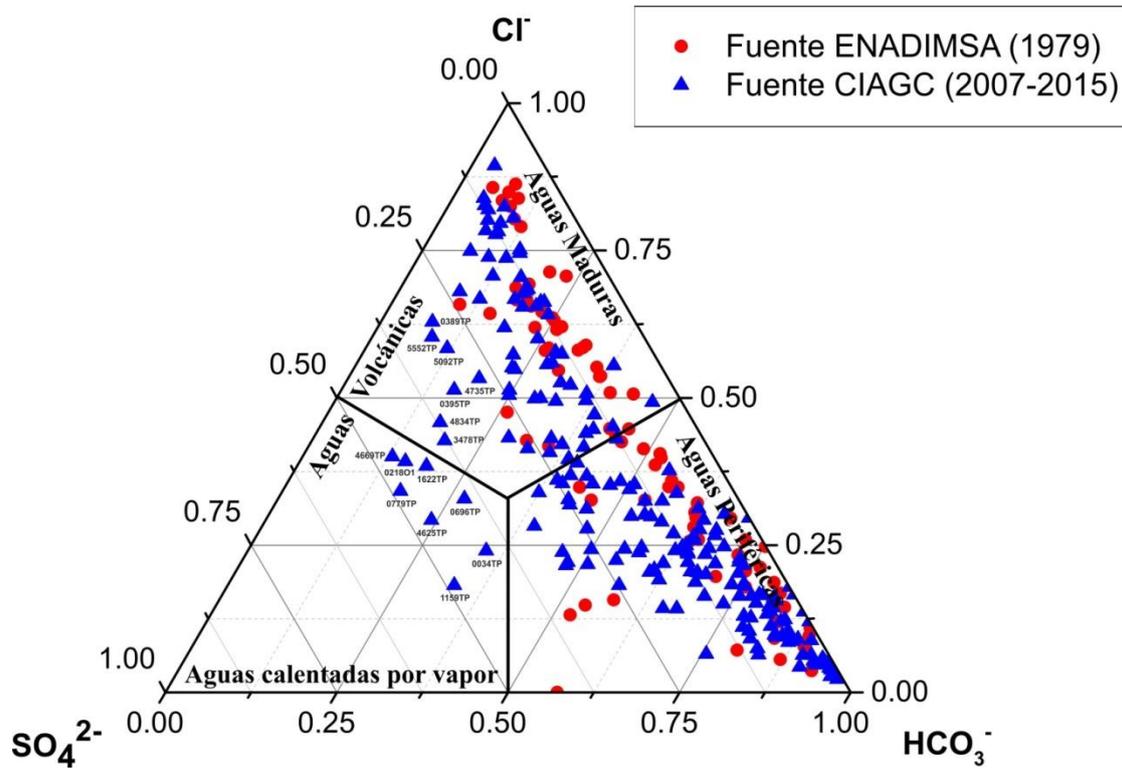


Figura 3.6. Diagrama triangular de la concentración de HCO_3^- - Cl^- - SO_4^{2-} en las aguas subterráneas estudiadas en ambas bases de datos.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las Tablas 4.1 y 4.2 presentan un resumen de la estadística descriptiva simple de los parámetros fisicoquímicos de las bases de datos de hidrogeoquímicas de ENADIMSA Y CIAGC utilizadas en este estudio.

Como ya se ha mencionado en apartados anteriores, la base de datos de ENADIMNSA incluye un estudio de 83 pozos cuyas aguas presentaban temperaturas superiores a los 25°C. En esta base de datos se usan los datos del Pozo Albercón Viejo (GC-83) a pesar de ser mucho más somero que el resto de los pozos (55 m) y presentar una temperatura de 21°C, debido a que durante el muestro se observó la presencia de gas. Cabe destacar que para el Pozo Los Llanos de Valerón (GC-82) se midió una temperatura anormalmente baja (16°C), no obstante, los datos analíticos de este punto de muestreo se han tenido en cuenta para elaborar los distintos mapas de este estudio, salvo para elaborar el mapa de temperatura. El Pozo GC-78 (Pozo Firgas) no se incluye en este set de datos ya que la medida de temperatura fue de 22°C. En cuanto a la base de datos del CIAGC está compuesta por 201 datos y procede del filtrado minucioso de los datos de la red de control de hidrogeológica del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria entre 2007 y 2015.

Tabla 4.1. Resumen de los análisis físico-químicos del estudio hidroquímico realizado por la empresa nacional Adaro de Investigaciones Mineras (ENADIMSA, 1979).

PARÁMETROS	UNIDADES	MÍNIMO	MÁXIMO	MEDIA	MEDIANA
pH	-	5,0	8,4	7,3	7,4
HCO ₃ ⁻	(mg/L)	49,7	2.604,0	476,9	256,2
Cl ⁻	(mg/L)	28,3	3.163,4	509,1	332,8
SO ₄ ²⁻	(mg/L)	0,4	805,7	116,7	83,5
B	(mg/L)	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Temperatura del agua	(°C)	16	39	29	29
Gradiente geotérmico	(°C/10m)	0,0	1,5	0,4	0,4
SiO ₂	(mg/L)	35,0	130,0	71,3	65,0
Geotermómetro Al-An	(°C)	98,4	137,6	117,2	115,9
Geotermómetro Qtz	(°C)	85,9	152,4	117,5	115,2

N.D.: No datos

Tabla 4.2. Resumen de los análisis físico-químicos realizados en la red de control hidrogeológico del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC, 2007-2015)

PARÁMETROS	UNIDADES	MÍNIMO	MÁXIMO	MEDIA	MEDIANA
pH	-	5,7	8,8	7,2	7,2
HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	(mg/L)	57,0	2.134,6	423,2	327,9
Cl ⁻	(mg/L)	12,0	3.970,0	509,0	257,0
SO ₄ ²⁻	(mg/L)	0,0	1.213,0	185,9	115,0
B	(mg/L)	0,0	3,8	0,5	0,2
Temperatura del agua	(°C)	14,6	33,5	23,0	22,8
Gradiente geotérmico	(°C/10m)	0,0	1,9	0,1	0,1
SiO ₂	(mg/L)	15,4	156,0	71,1	67,0
Geotermómetro Al-An	(°C)	70,3	152,8	116,3	116,2
Geotermómetro Qtz	(°C)	53,9	163,6	116,1	116,0

4.1. ACIDEZ DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El pH juega un papel importante en muchos procesos químicos y biológicos de las aguas subterráneas naturales (equilibrio carbonatado, procesos redox etc.) de ahí la importancia de su medida. Por regla general el pH de las aguas naturales se mantiene entre 6,5 y 8,0, aunque excepcionalmente puede variar entre 3,0 y 11,0.

4.1.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

Los valores de pH de las aguas de los pozos estudiados de la base de Datos ENADIMSA presentan un rango entre 5,0 (Pozo Las Carboneras) y 8,4 (Pozo Viejo), con un valor promedio de 7,3. Las Figuras 4.1 y 4.2 presentan los mapas de clases y de distribución espacial del pH del agua de los pozos estudiados de base de datos ENADIMSA, respectivamente. Como se puede observar, la mayor parte de los pozos presentan valores de pH del agua entre 7,0 y 8,0, localizándose los pozos con pH más básicos en la zona sur de la isla, mientras que los pozos con aguas más ácidas se localizan al norte y este de la isla de Gran Canaria. La aplicación del tratamiento estadístico-gráfico del Sinclair de la base de datos de ENADIMSA, no muestra una separación clara de distintas poblaciones normales asociada a diferentes poblaciones geoquímicas para el pH.

4.1.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

El pH en las aguas de los pozos considerados en la BD del CIAGC presentan un rango de valores entre 5,7 (1254 TP) y 8.8 (1606 TP), con un valor promedio de 7,2. Los pozos 0347 TP, 0751 TP, 3292 TP y 5092 TP no se han considerado por carecer de datos de pH, por lo que el total de pozos utilizado para el estudio del pH ha sido de 197. Las Figuras 4.3 y 4.4 presentan los mapas de clases y de distribución espacial del pH del agua de los pozos estudiados de BD del CIAGC, respectivamente. Al igual que con los datos del pH de la base de datos de ENADIMSA, los pozos localizados al sur de la isla de Gran Canaria son los que presentan aguas más básicas (pH 7-8), mientras que los pozos con aguas más ácidas ($\text{pH} < 6.4$) se localizan en la zona norte y este de la isla. Como en el caso del estudio de la base de datos de ENADIMSA, el tratamiento estadístico-gráfico del Sinclair de los datos de CIAGC, no muestra una separación clara de distintas poblaciones normales asociada a diferentes poblaciones geoquímicas para la variable en estudio.

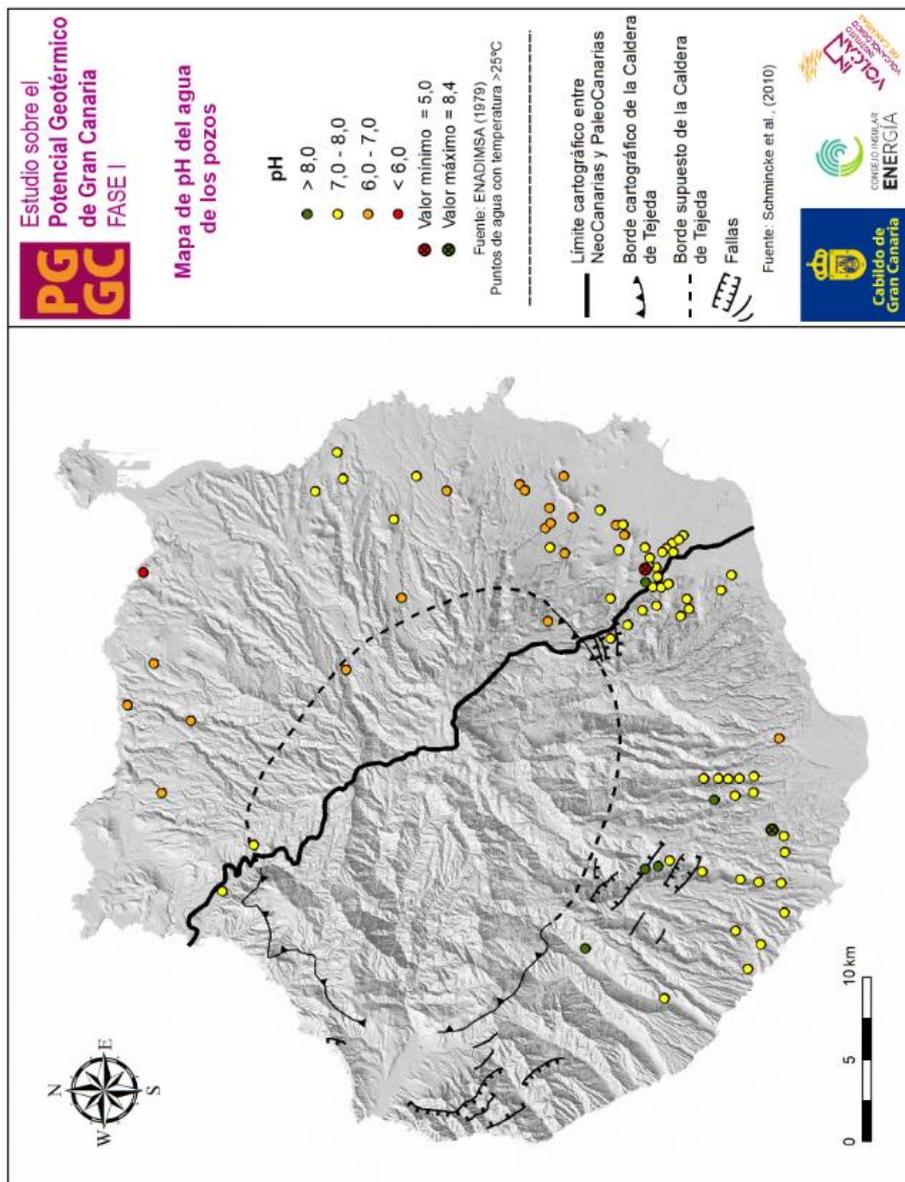


Figura 4.1. Mapa de clases de los valores de pH en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

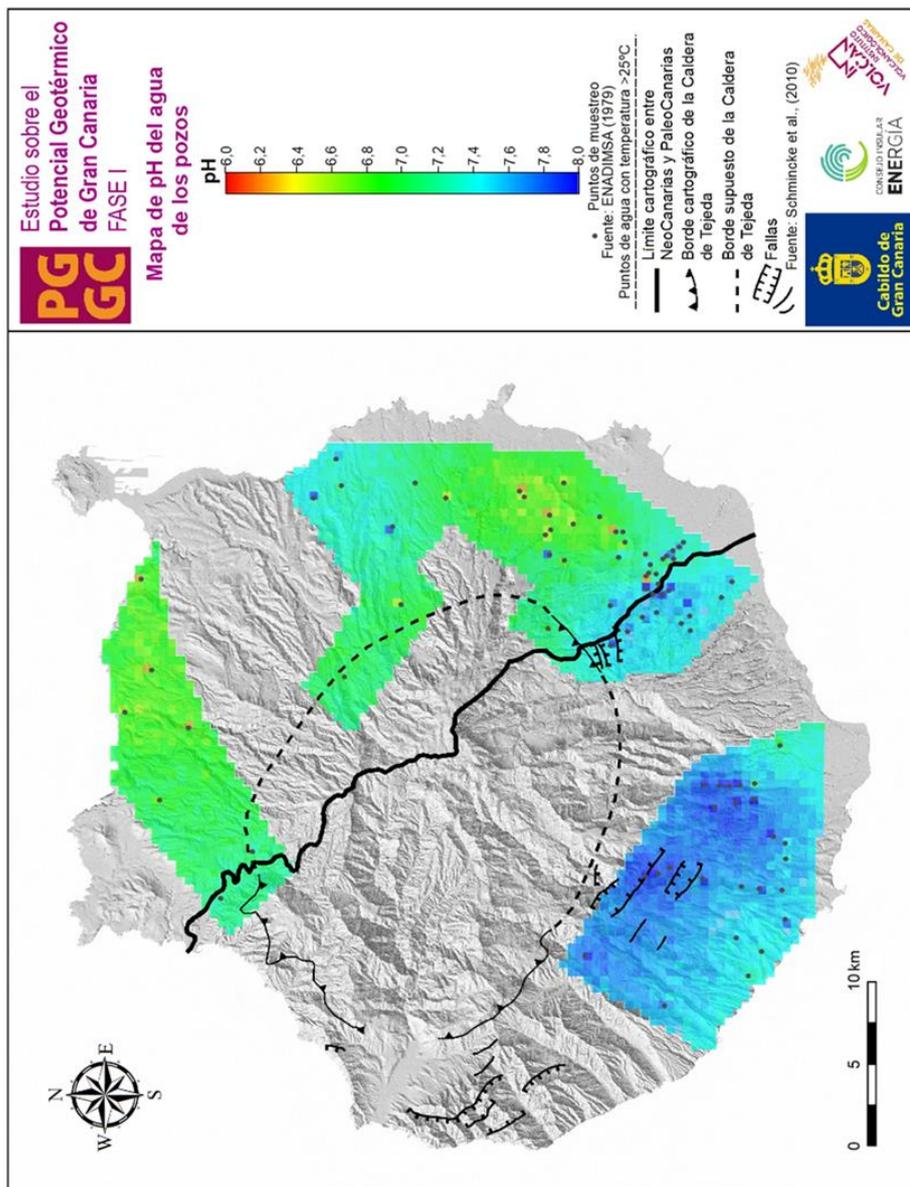


Figura 4.2. Mapa de distribución espacial de los valores de pH en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

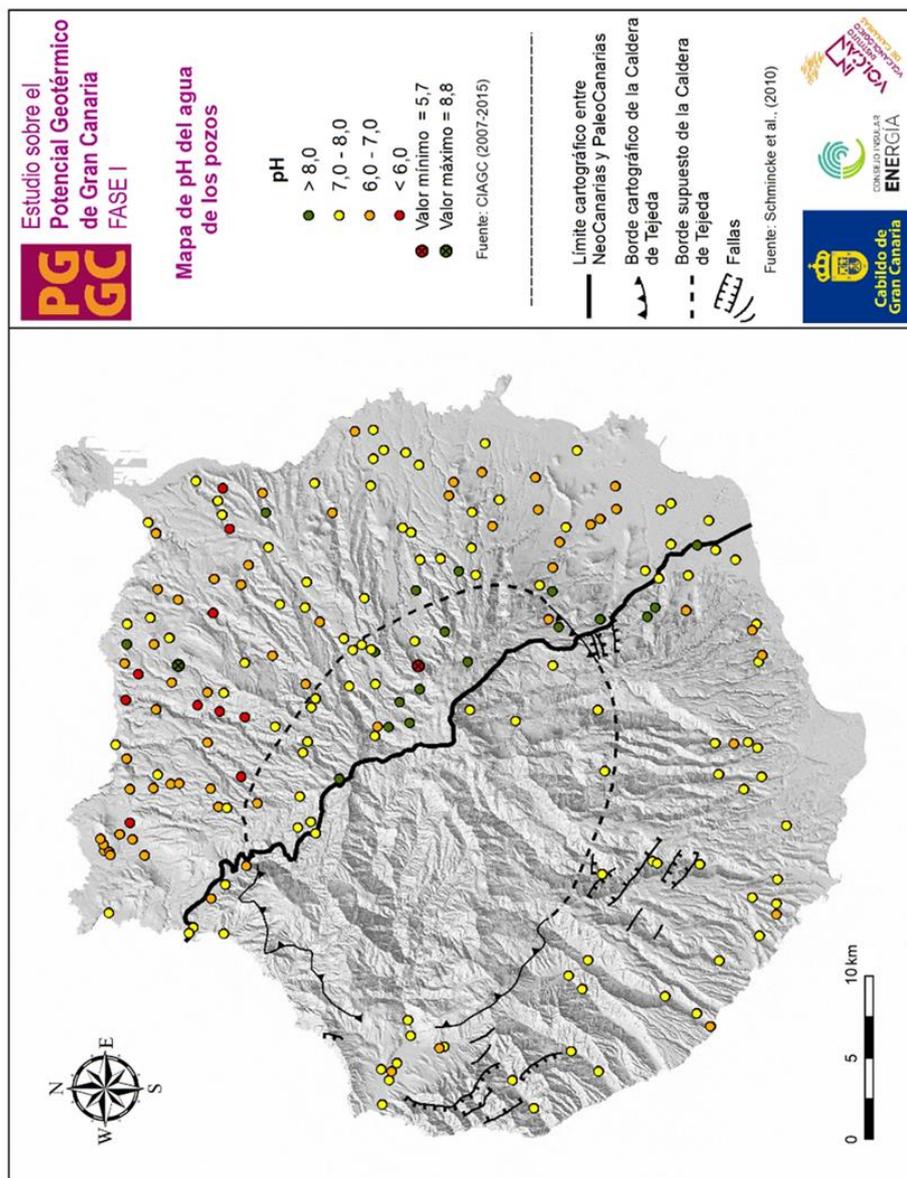


Figura 4.3. Mapa de clases de los valores de pH del agua de los pozos correspondiente a la base CIAGC., 2007-2015

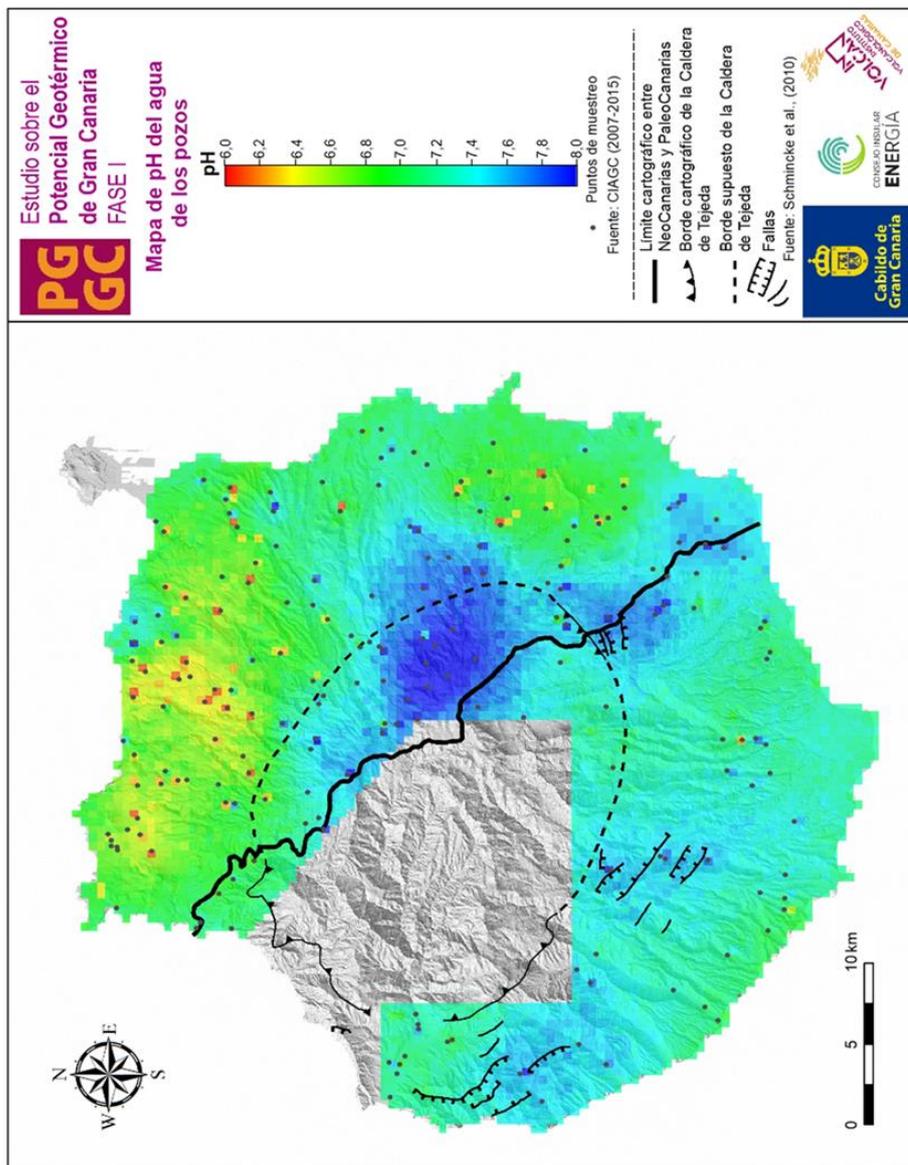


Figura 4.4. Mapa de distribución espacial de los valores de pH del agua de los pozos correspondiente a la base CIAGC, 2007-2015

4.2. CONTENIDO DE BICARBONATO + CARBONATO ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) EXPRESADO COMO BICARBONATO EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El dióxido de carbono (CO_2) disuelto en agua y los diversos compuestos que forma en ella, juegan un papel importantísimo en la química del agua. Una parte permanece en disolución en forma de gas mientras otra reacciona con el agua para dar ácido carbónico (H_2CO_3), que se disocia parcialmente para dar iones carbonato y bicarbonato.

En aguas con pH inferior a 8,3, como son las aguas subterráneas en la isla de Gran Canaria, la especie carbonatada dominante es el ion bicarbonato. En estas aguas la concentración de HCO_3^- suele variar entre 50 y 400 mg/L aunque puede alcanzar valores de hasta 800-1.000 mg/L. Concentraciones altas de HCO_3^- (>1.000mg/L) pueden encontrarse en aguas pobres en calcio (Ca^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}) o en las que se producen fenómenos de liberación de CO_2 (p.e. reducción de sulfatos) en el acuífero.

4.2.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

Los 82 pozos incluidos en la base de datos de ENADIMSA no presentan valores de CO_3^{2-} . La ausencia de este ion en los análisis registrados en la base de datos de ENADIMSA probablemente está relacionada con un largo periodo entre la recogida de la muestra y el análisis de esta que puede ocasionar la pérdida del CO_2 en la muestra. Por tanto, la elaboración del mapa de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) con la base de datos de ENADIMSA solo representa el contenido de HCO_3^- al ser el de CO_3^{2-} insignificante en todas las muestras. El rango de valores de la concentración de HCO_3^- en las aguas de la base de datos de ENADIMSA se encuentra entre 50 mg/L (Pozo de Rivero) y 2.604 mg/L (Pozo Los Guirpas), con un valor medio de 475 mg/L.

Con el fin de estudiar la existencia de distintas poblaciones geoquímicas en los datos de ENADIMSA, se ha realizado un análisis estadístico-gráfico de los valores del contenido de HCO_3^- . En la Figura 4.5 se observa la existencia de dos poblaciones normales solapadas entre sí (normal I y II), que se corresponden con tres poblaciones geoquímicas: fondo, pico e intermedia (Tabla 4.3). La población de fondo representó el 63,5% del total de los datos con un valor medio de 220 mg/L, mientras que la población pico, se encuentra representada por el 10,5% del total de los datos con un valor medio de 1.475 mg/L.

Con los datos del contenido de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) de la base de datos de ENADIMSA se han realizado los mapas de clases y de distribución espacial, que se muestran en las Figuras. 4.6 y 4.7, respectivamente. En ambos mapas se puede

observar que los valores más altos de los contenidos de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) se localizan en la zona este de la isla de Gran Canaria con valores mayores de 1.200 mg/L y en la zona norte de la isla con valores superiores a los 500 mg/L. En la zona sur de la isla, están localizados los pozos cuyo contenido en $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) es inferior a 500 mg/L.

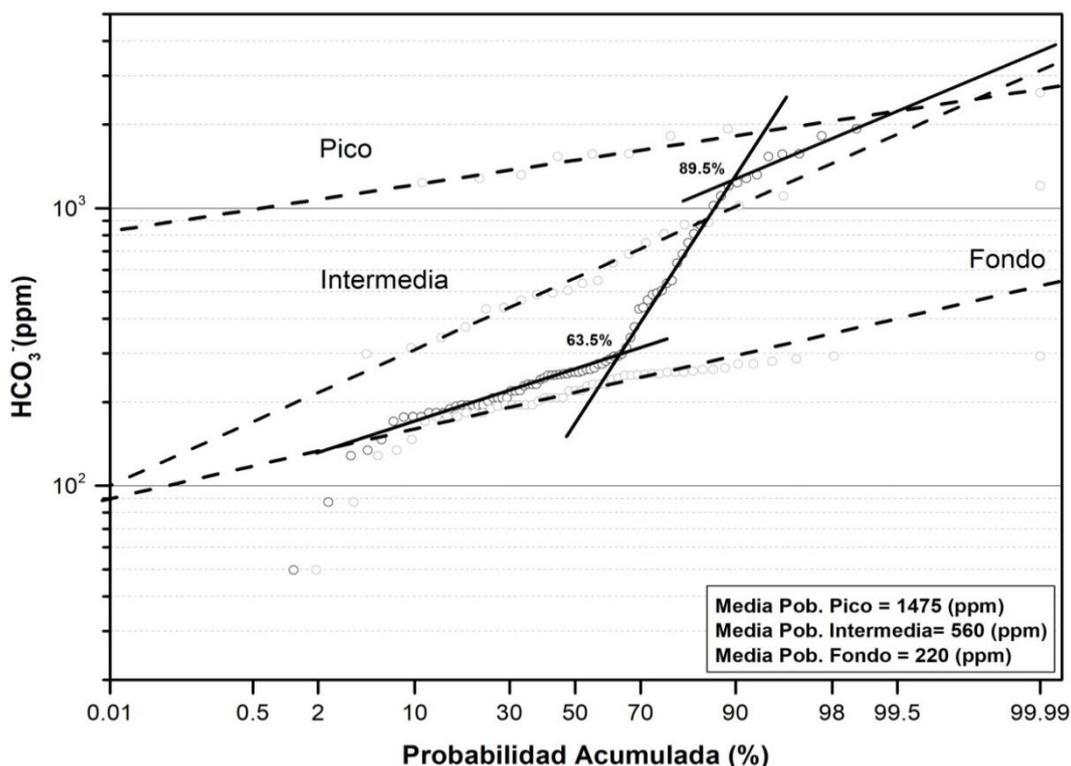


Figura 4.5. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores del contenido de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

Tabla 4.3. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	220	277	166	63,5	52
Población II (Intermedia)	560	881	352	26,0	21
Población III (Pico)	1.475	1.783	1.315	10,5	9
TOTAL				100,0	82

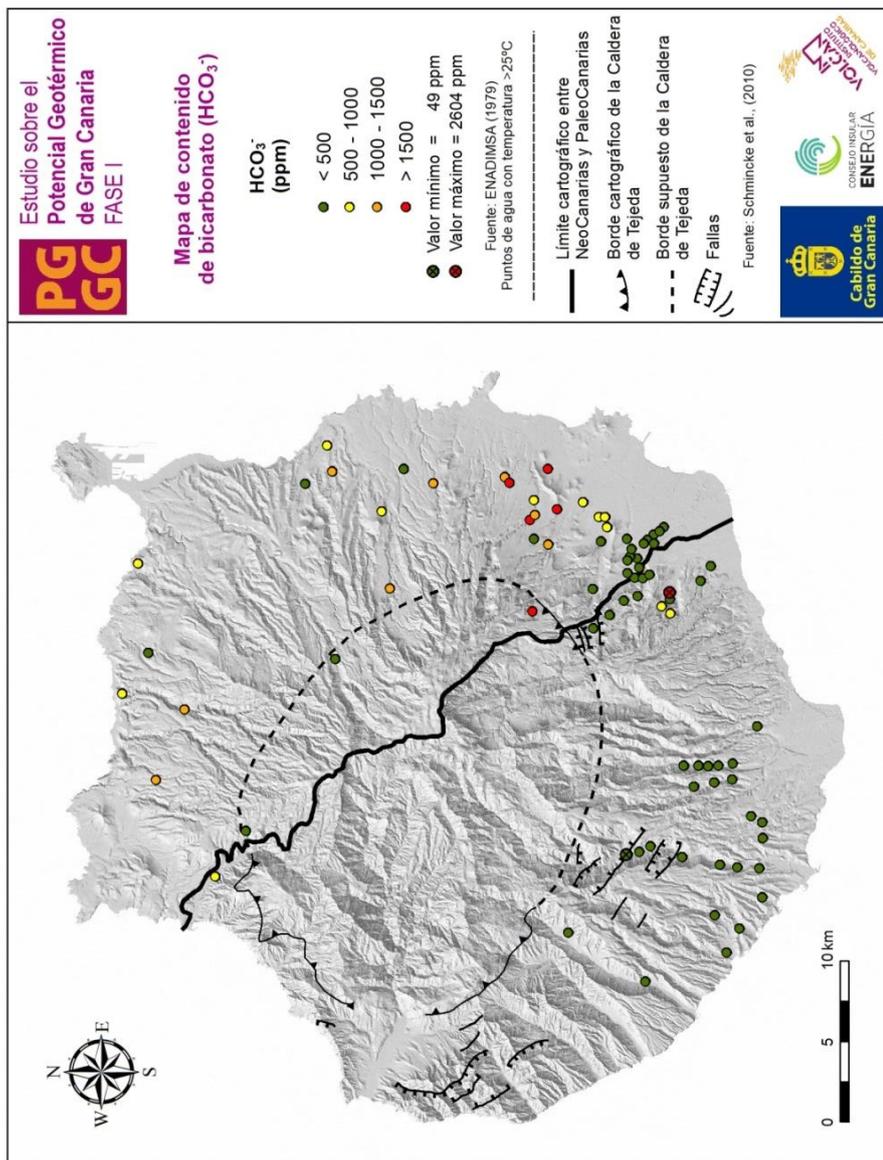


Figura 4.6. Mapa de clases de los valores del contenido de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

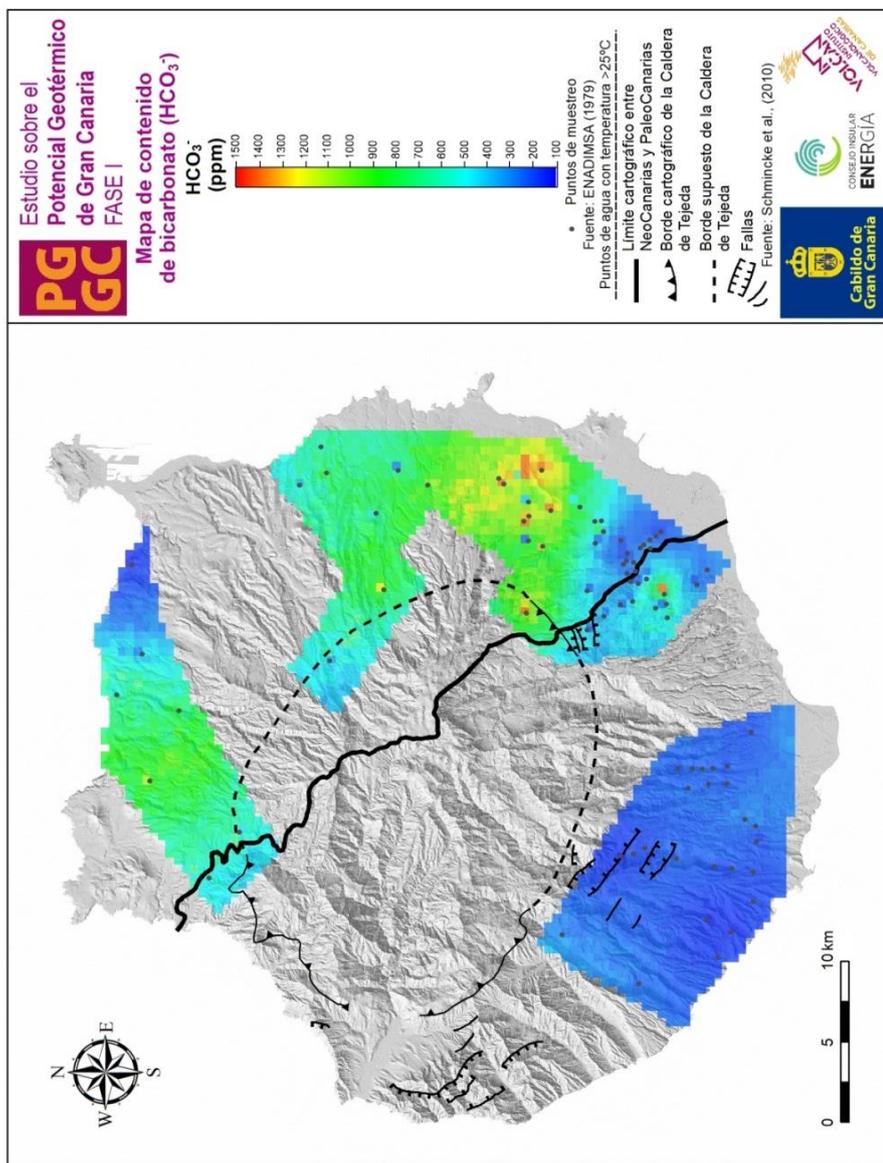


Figura 4.7. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de bicarbonato + carbonato (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMISA, 1979

4.2.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

El contenido en $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan un rango de valores entre 57 mg/L (5806 TP) y 2.135 mg/L (3232 TP), con un valor promedio de 423 mg/L. El tratamiento estadístico-gráfico del contenido de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) en las aguas subterráneas muestra la existencia de una población normal, que se corresponde con dos poblaciones geoquímicas (población I y población II) (Fig. 4.8). La población de fondo (población I) representa el 89,6% de los datos, con un valor medio de 274 mg/L, mientras que la población pico (población II) se encuentra representada por el 10,4% de los datos, con un valor medio de 1.200 mg/L (Tabla 4.4).

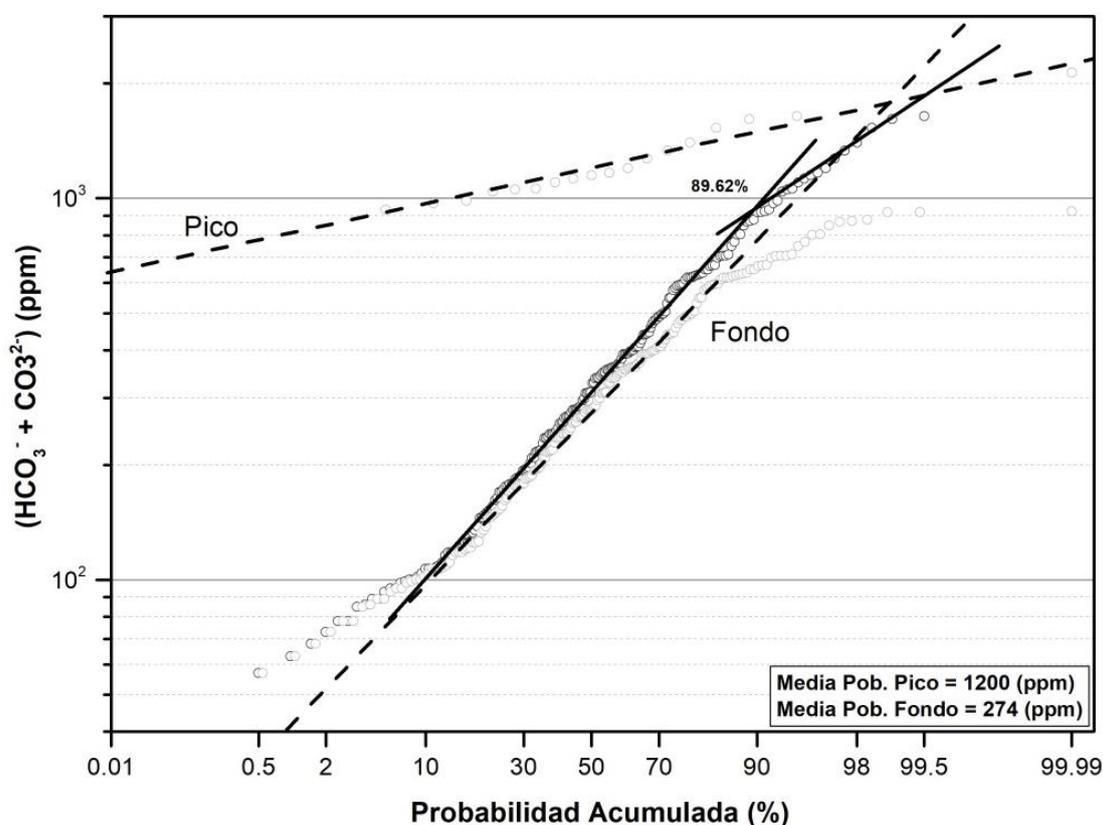


Figura 4.8. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-), en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015.

Tabla 4.4. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado HCO_3^-), en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	274	608	121	89,6	183
Población II (Pico)	1.200	1.409	1.004	10,4	18
TOTAL				100,0	201

Los mapas de clases y de distribución espacial del contenido en $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ elaborados con la base de datos del CIAGC se presentan en la Figuras 4.9 y 4.10. Como se puede observar los valores más altos del contenido $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado HCO_3^-) se localizan en la zona norte y este del área de estudio con valores superiores a los 1.000 mg/L. En la zona sur de la isla, el valor medio del contenido de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado HCO_3^-) es de 400 mg/L con un valor puntual de superior a 1.000 mg/L.

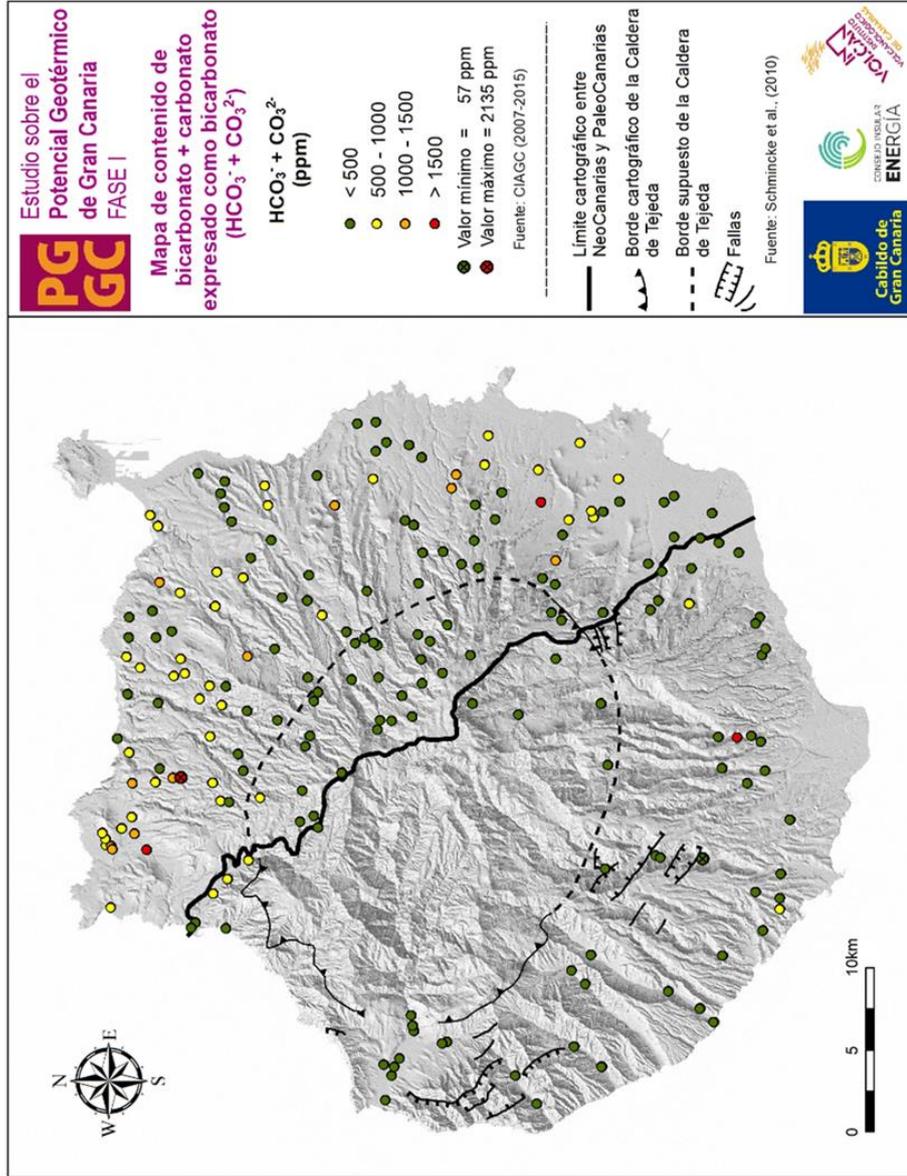


Figura 4.9. Mapa de clases de los valores del contenido de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

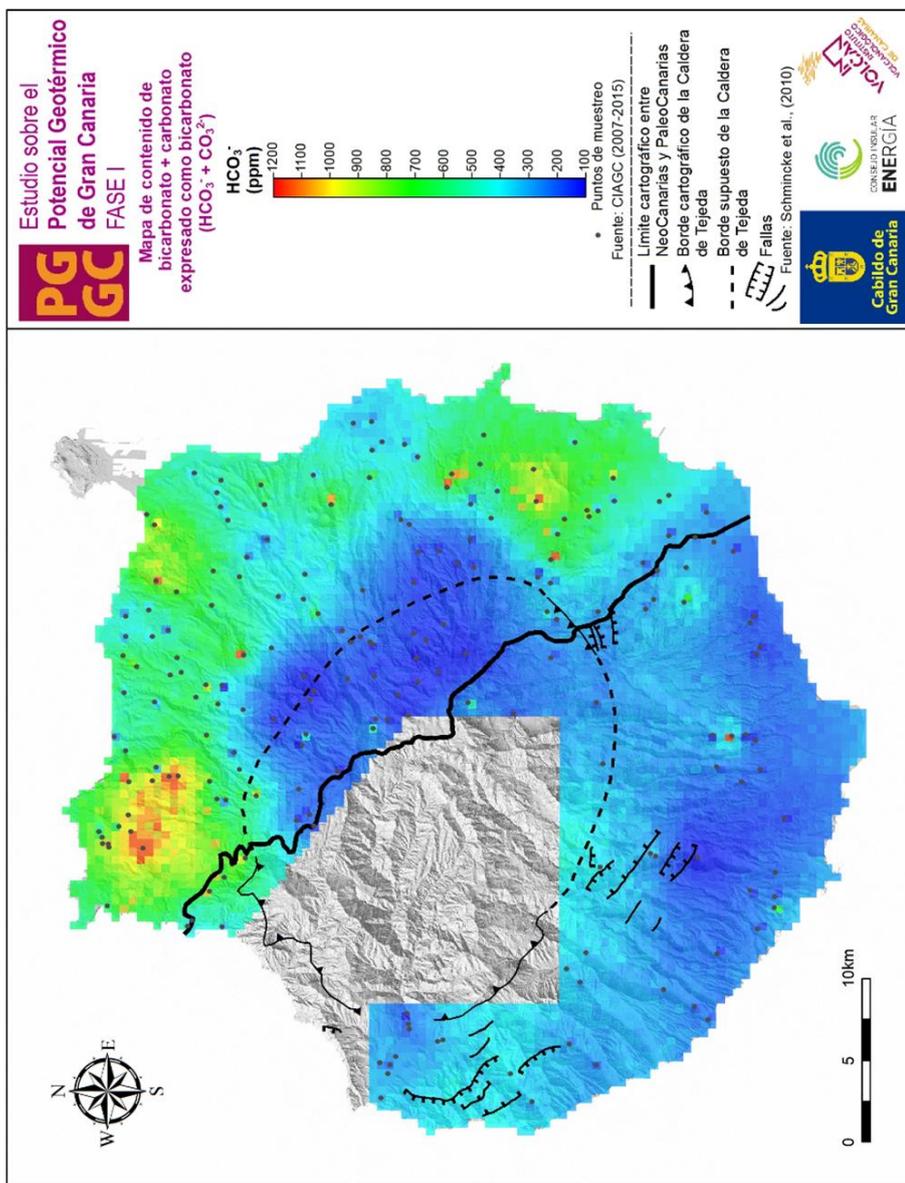


Figura 4.10. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de bicarbonato + carbonato (expresado como HCO_3^-) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC , 2007-2015

4.3. CONTENIDO DE CLORUROS (Cl⁻) EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

La concentración de Cl⁻ en aguas subterráneas es muy variable, pudiendo oscilar entre valores menores de 10 mg/L a más de 2.000 o 3.000 mg/L. Siendo el contenido de cloruros en el agua de mar aproximadamente de 20.000 mg/L de Cl⁻. El ion Cl⁻ no forma sales de baja solubilidad, no se oxida ni se reduce en aguas naturales, no es adsorbido significativamente ni entra a formar parte de procesos bioquímicos. Estas propiedades le otorgan un carácter de trazador casi ideal y de ahí la importancia de su estudio.

4.3.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

Los valores de Cl⁻ en las aguas de los pozos considerados en la base de datos ENADIMSA presentan un rango entre 28 mg/L (Pozo Los Llanos de Valerón) y 3.163 mg/L (Pozo Doctoral), con un valor promedio de 515 mg/L. El tratamiento estadístico-gráfico del contenido en Cl⁻ de las aguas estudiadas muestra la existencia de dos poblaciones normales que se corresponden con tres poblaciones geoquímicas, fondo intermedia y pico (Fig. 4.11). La población de fondo representa el 89,1% de los datos, con un valor medio de 285 mg/L, mientras que la población pico está representada por el 8,1% de los datos, con un valor medio de 1.966 mg/L (Tabla 4.5).

Tabla 4.5. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de cloruros (Cl⁻), en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	285	633	122	89,1	72
Población II (Intermedia)	1.062	1.170	949	2,8	2
Población III (Pico)	1.966	2.195	1.684	8,1	7
TOTAL				100,0	81

La Figura 4.12 presenta el mapa de distribución espacial del contenido en cloruros realizado a partir de la base de datos de ENADIMSA. En ella se ha representado el límite interior (más restrictivo) de intrusión marina obtenida a partir del Mapa de Límites de Intrusión Marina publicado en el SPA15. Como se puede observar en la Figura 4.12, la mayor parte de la zona de estudio presenta contenidos en cloruros entre 100 y 600

mg/L. Los pozos que presentan contenidos en Cl^- más altos (>1.600 mg/L) se encuentran localizados al sureste de la isla de Gran Canaria, donde también se registró el valor máximo de los datos (3.163 mg/L) y que corresponde al Pozo Doctoral.

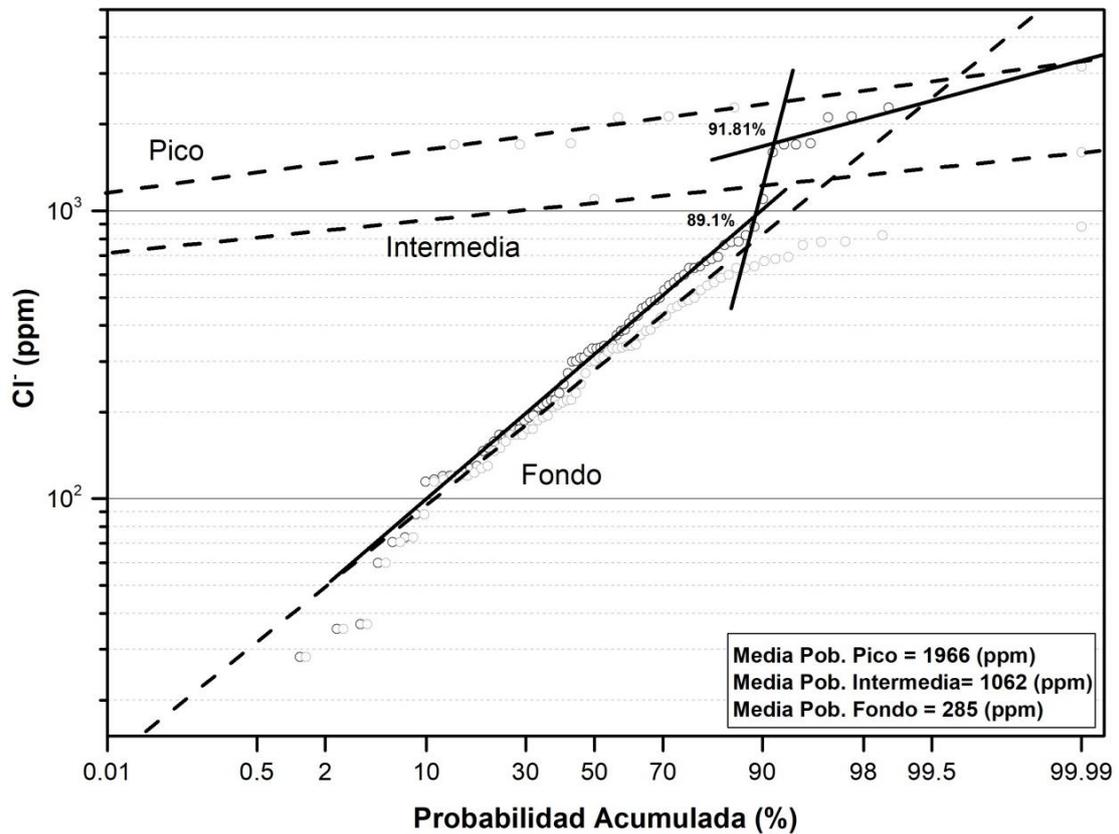


Figura 4.11. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de cloruros (Cl^-) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

4.3.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

Los valores de Cl^- en las aguas de los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan un rango de valores entre 12 mg/L (4563 TP) y 3.970 mg/L (0021 TP), con un valor promedio de 509 mg/L. El tratamiento estadístico-gráfico del contenido en cloruros de las aguas procedentes de la base de datos del CIAGC muestra la existencia de dos poblaciones normales (normal I y normal II), que se corresponden con tres poblaciones geoquímicas: fondo, intermedia y pico (Fig. 4.13). La población de fondo representa el 51,9% de los datos, con un valor medio de 59 mg/L, mientras que la población pico se encuentra representada por el 2,0% de los datos, con un valor medio de 3.425 mg/L (Tabla 4.6).

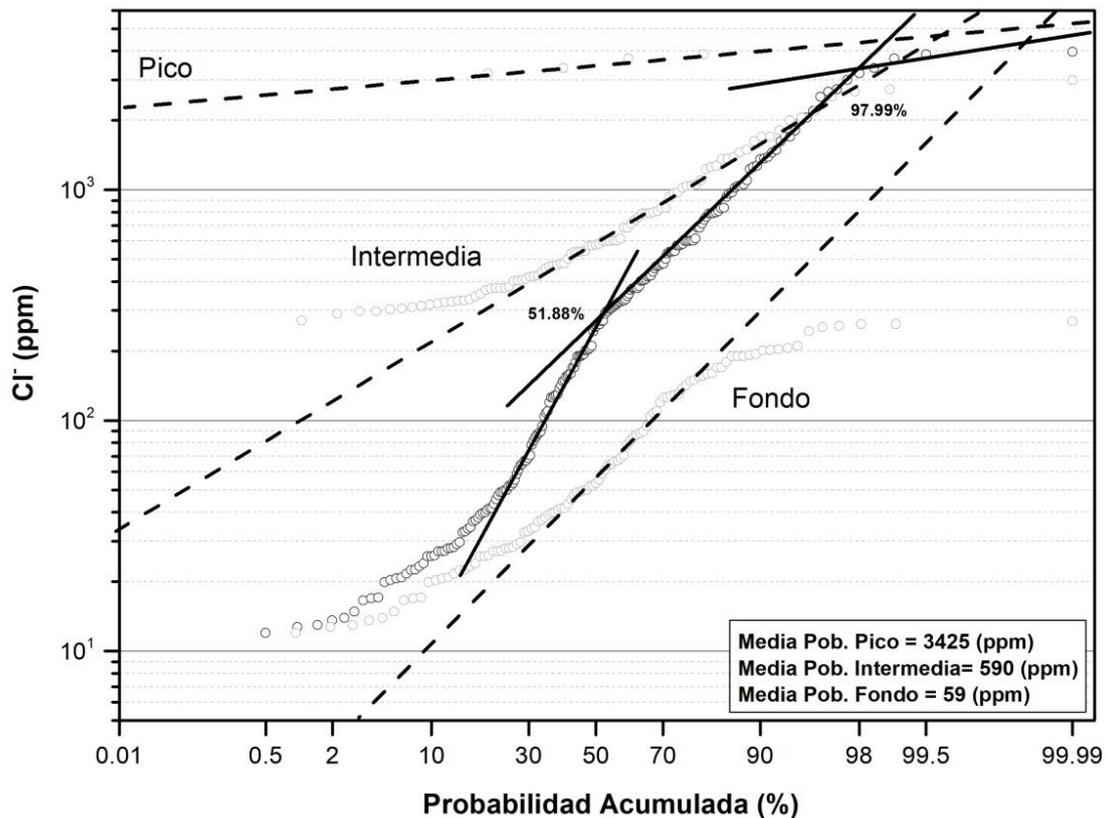


Figura 4.13. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de cloruros (Cl^-) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

Tabla 4.6. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de cloruros (Cl⁻) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	59	202	15	51,9	104
Población II (Intermedia)	590	1231	284	46,1	92
Población III (Pico)	3425	3929	3037	2,0	5
TOTAL				100,0	201

La Figura 4.15 muestra el mapa de distribución espacial del contenido en cloruros en las aguas de los pozos de la base de datos de CIAGC donde también se ha representado el límite interior (más restrictivo) de intrusión marina publicado en el SPA15. La mayor parte de la zona de estudio presenta valores de cloruros en las aguas inferiores a 600 mg/L (parte central de la isla). A medida que nos acercamos a la costa, el contenido de cloruros en las aguas aumenta significativamente hasta llegar a las zonas de costa donde se alcanzan los valores máximos (>2.000 mg/L) al norte, este y sureste de la isla. Cabe destacar el Pozo El Estanco que presenta valores altos de cloruro en el agua (782,5 mg/L) sin localizarse en la costa. Estos altos contenidos de cloruros en las aguas procedentes de pozos ubicados en la costa evidencian los altos niveles de intrusión marina en estas zonas probablemente asociado a una sobre explotación.

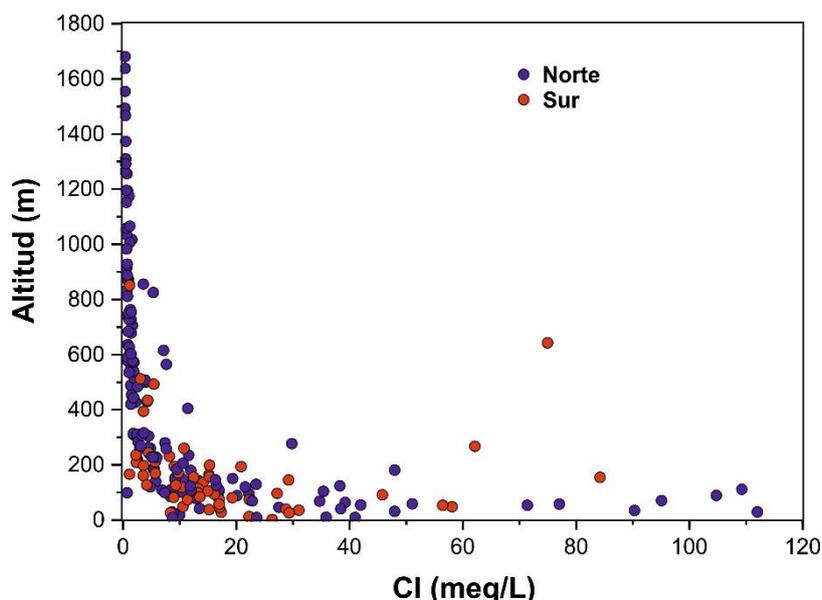


Figura 4.14. Altitud vs contenido en cloruros (meq/L) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

La Figura 4.14 muestra la relación entre la altitud y el contenido en cloruros de las aguas de la base de datos de CIAG. Se puede apreciar que el patrón de distribución de la concentración de cloruros muestra un incremento de los contenidos conforme disminuye la altitud. Esta relación sugiere la influencia del agua de mar en el contenido de cloruros. Este efecto se aprecia con mayor fuerza en las aguas muestreadas en el sector norte de la isla.

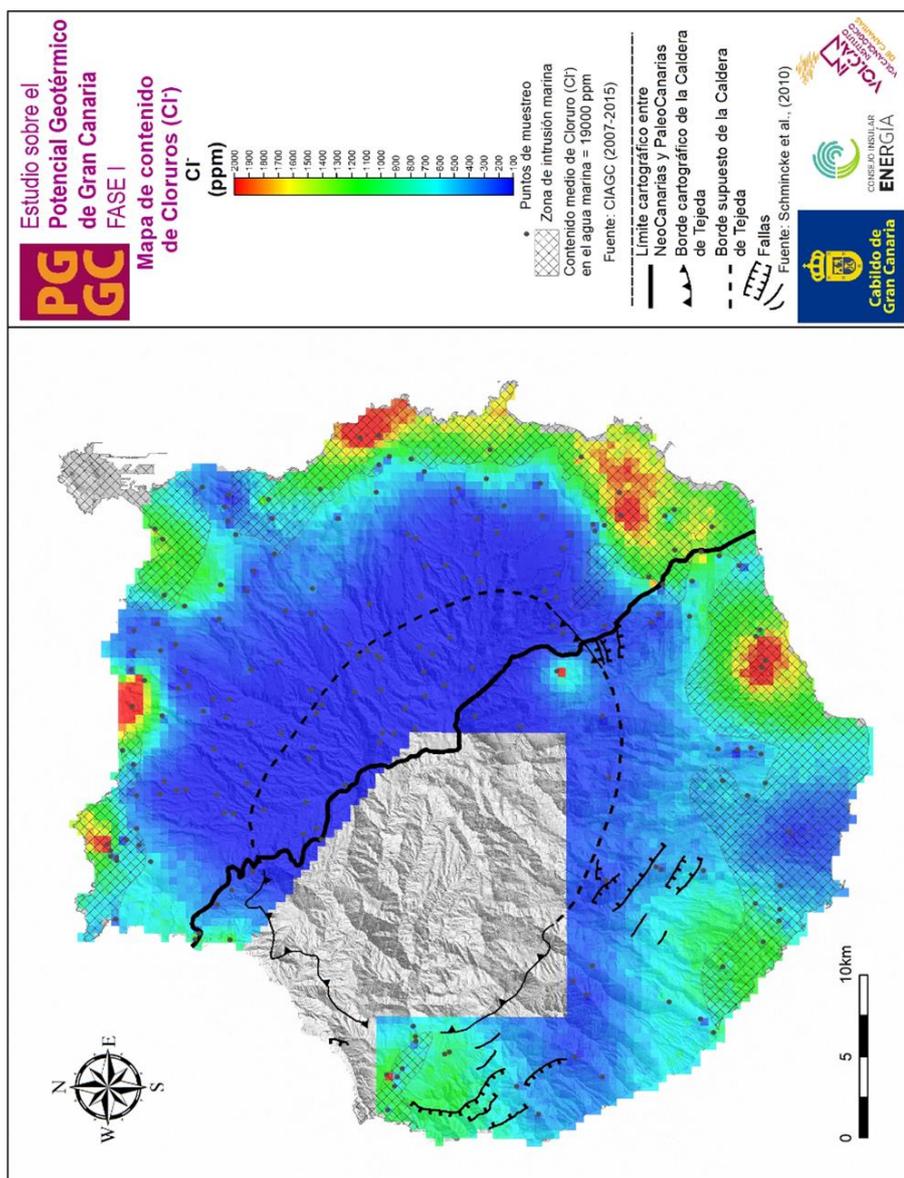


Figura 4.15. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de cloruros (Cl⁻) correspondiente a la base de CIAGC, 2007-2015

4.4. CONTENIDO DE SULFATOS (SO_4^{-2}) EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El contenido de sulfato en aguas subterráneas procede principalmente de la disolución de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), anhidrita (CaSO_4) y otros tipos de sulfatos dispersos en el terreno, teniendo un importante aporte del lavado de suelos formados en ambientes marinos y de la oxidación de sulfuros que se encuentran ampliamente distribuidos en rocas ígneas y sedimentarias. Esta especie tiende a formar iones complejos con el Na^+ y Ca^{2+} y a incorporarse en procesos biológicos por lo que el contenido de SO_4^{-2} en disolución suele ser menor al esperado. El ion sulfato está sometido a procesos de reducción especialmente en presencia de bacterias y de materia orgánica.

En aguas dulces la concentración normal de SO_4^{-2} puede variar entre 2 y 150 mg/L. En aguas salinas, asociado al Ca^{2+} , puede llegar a 5.000 mg/L; asociado con Mg^{2+} y Na^+ , mientras que en salmueras, puede alcanzar hasta los 20.0000 mg/L.

4.4.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

Los valores de SO_4^{-2} en las aguas de los pozos considerados en la base de datos ENADIMSA presentan un rango de valores entre 0,4 mg/L (Pozo Las Orlatillas) y 806 mg/L (Pozo Chinche), con un valor promedio de 117 mg/L. El tratamiento estadístico-gráfico del contenido en sulfatos de las aguas de los pozos registrados en la base de datos de ENADIMSA muestra la existencia de dos poblaciones normales (normal I y normal II), que se corresponden con tres poblaciones geoquímicas (Fig. 4.16). La población de fondo representa el 67,1% de los datos, con un valor medio de 50 mg/L, mientras que la población pico se encuentra representada por el 3,0% de los datos, con un valor medio de 393 mg/L (Tabla 4.7).

Tabla 4.7. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{-2}) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	50	93	26	67,1	54
Población II (Intermedia)	187	234	148	29,9	25
Población III (Pico)	393	477	318	3,0	3
TOTAL				100,0	82

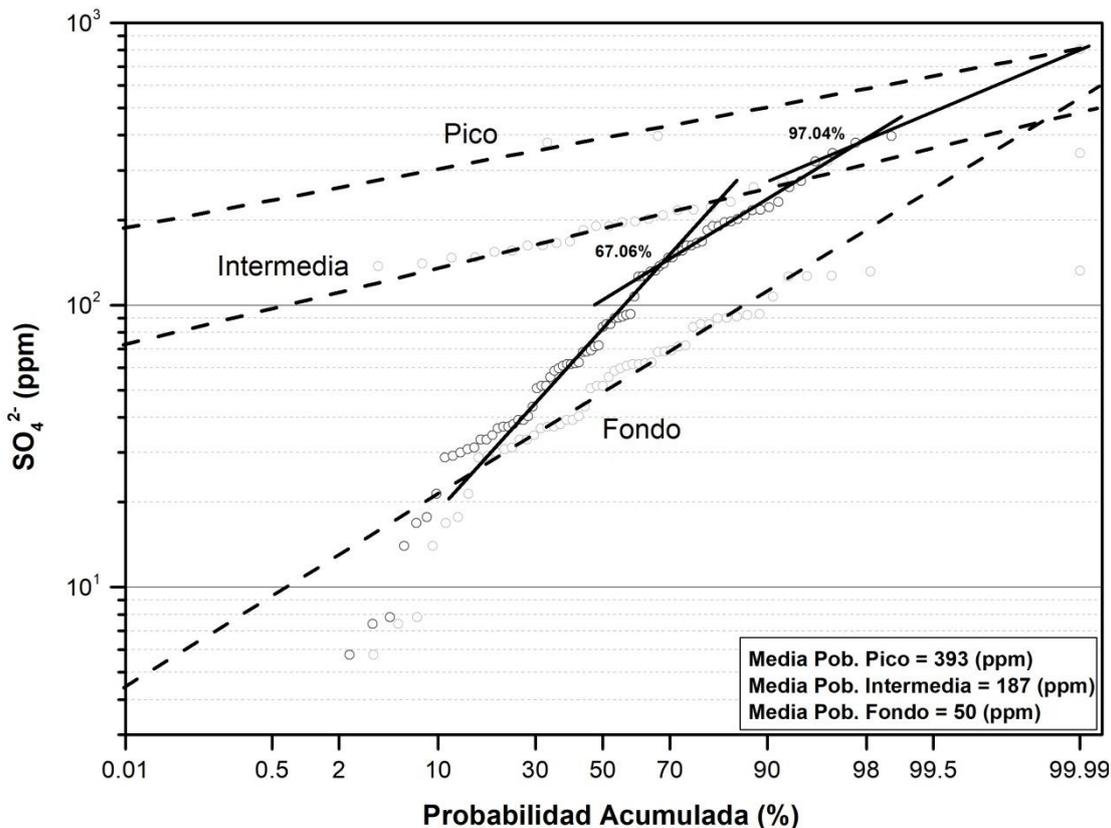


Figura 4.16. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{2-}) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

La Figura 4.17 muestra el mapa de distribución espacial del contenido de sulfatos procedente de la base de datos de ENADIMSA. En esta figura también se ha representado el límite interior (más restrictivo) de intrusión marina publicado en el SPA15. Como se puede observar, la mayor parte de las aguas registradas en la base de datos de ENADIMSA presentan un contenido de sulfatos en torno a los 160 mg/L. Las aguas con mayor contenido de SO_4^{2-} (>400 mg/L) se encuentran localizadas al este de la isla de Gran Canaria, donde también se encuentra el valor máximo, correspondiente al Pozo Chinche. Otros valores puntualmente altos de SO_4^{2-} en las aguas se localizan al sur y en la costa norte de la isla (>240 mg/L).

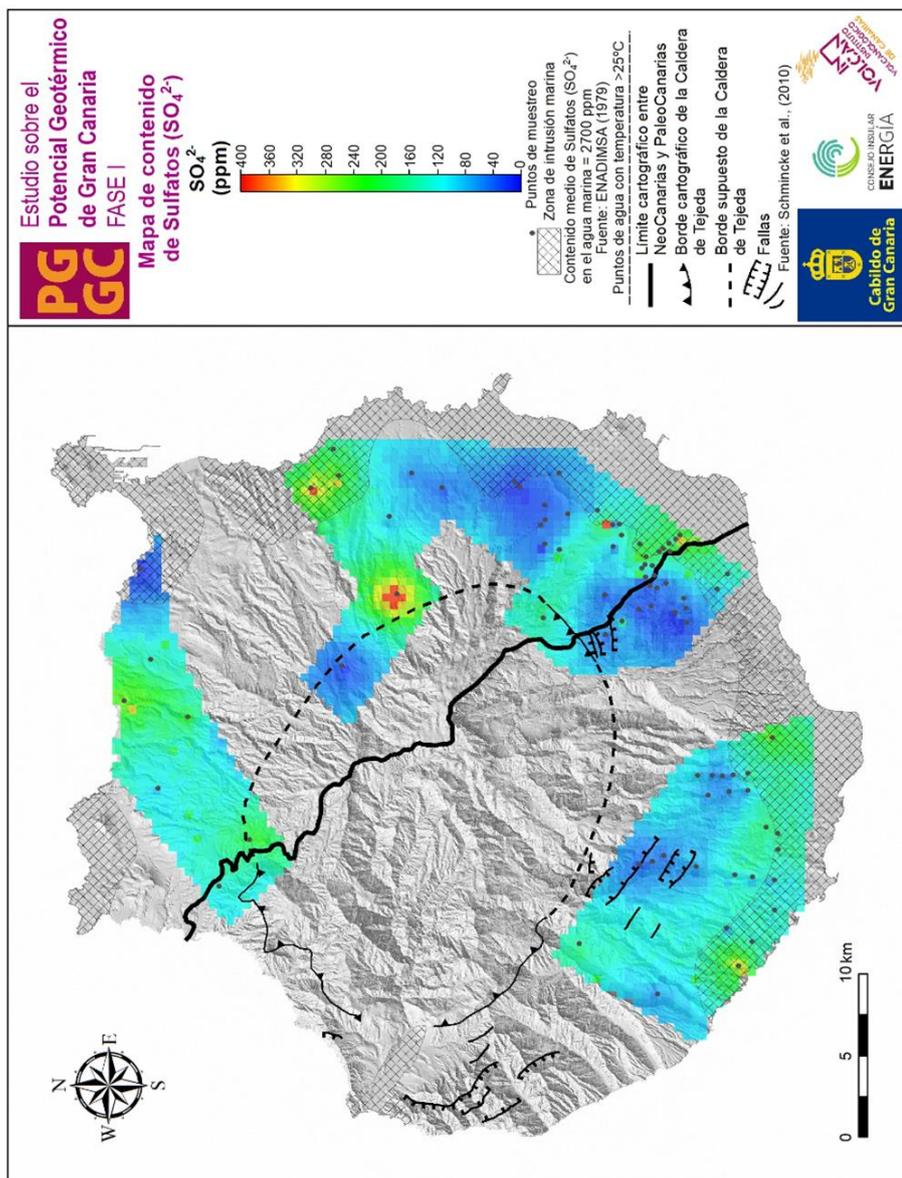


Figura 4.17. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{2-}) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

4.4.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

Los valores de SO_4^{2-} en las aguas de los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan valores por debajo de los 3 mg/L hasta los 1.213 mg/L (4669 TP), con un valor promedio de 186 mg/L. La Figura 4.18 muestra el tratamiento estadístico-gráfico del contenido en sulfatos de las aguas estudiadas evidenciando la existencia de dos poblaciones normales, que se corresponden con tres poblaciones geoquímicas. La población de fondo representa el 51,0% de los datos, con un valor medio de 24 mg/L, mientras que la población pico se encuentra representada por el 3,0% de los datos, con un valor medio de 918 mg/L (Tabla 4.8).

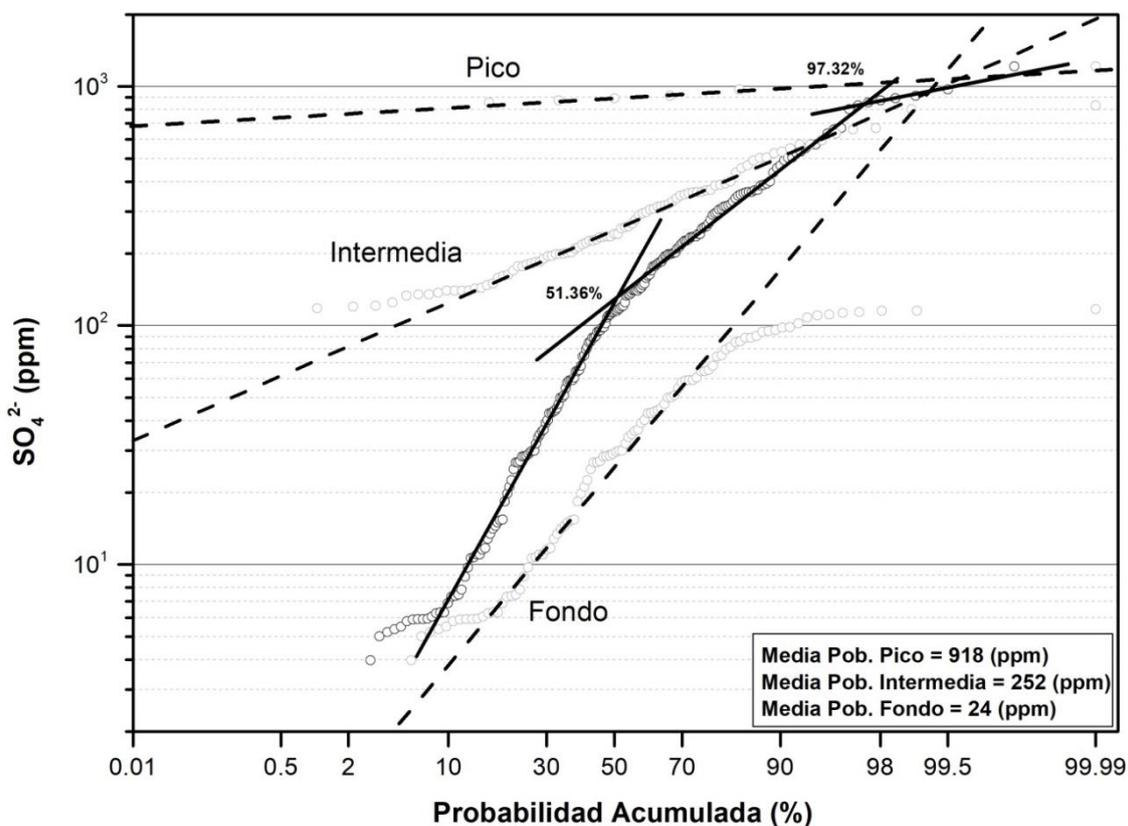


Figura 4.18. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{2-}) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

Tabla 4.8. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{-2}), en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	24	102	6	51,3	103
Población II (Intermedia)	252	434	147	46,0	92
Población III (Pico)	918	964	817	2,7	6
TOTAL				100,0	201

La Figura 4.19 muestra el mapa de distribución espacial de contenido en sulfatos en las aguas subterráneas donde se ha representado el límite interior (más restrictivo) de intrusión marina publicado en el SPA15. El mapa de distribución espacial de contenido en sulfatos en las aguas subterráneas (Fig. 4.19) muestra que la parte central de la isla presenta los contenidos más bajos de sulfatos en el agua (<120 mg/L), mientras que en las zonas costera del este, norte y oeste de la isla, se observan los valores más altos de contenido en SO_4^{-2} en las aguas (>400 mg/L). Otros valores puntuales relativamente altos del contenido de SO_4^{-2} en las aguas (>260 mg/L) se observan alejados de la costa al norte y sureste de la isla.

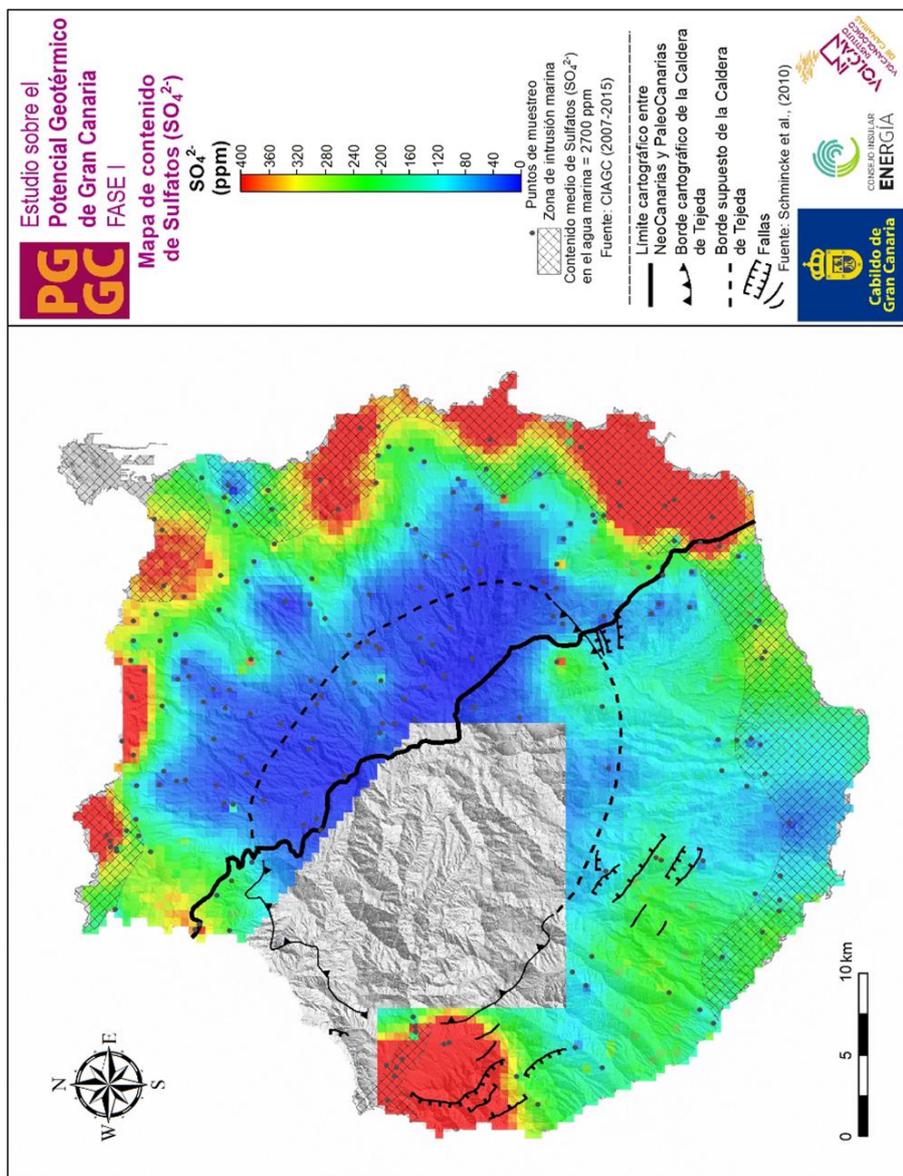


Figura 4.19. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de sulfatos (SO_4^{2-}) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

4.5. CONTENIDO DE BORO (B) EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El boro, a pesar de ser un constituyente minoritario en las aguas, es esencial en pequeñas cantidades. Está presente en diversos minerales del planeta, siendo el más abundante la turmalina (Muetterties, 1967). Procede de la alteración de rocas ígneas, gases volcánicos, agua marina. En el agua marina, el contenido medio de boro es de 4.6 mg/L (Weast et al., 1985). Respecto al agua subterránea, la ocurrencia mundial de boro registra una variación entre concentraciones menores que 0,3 mg/l y concentraciones superiores a 120 mg/l (IPCS, 1998), mientras que, en el Agua de Mar, tiene una concentración de 4-5 mg/l. La base de datos de ENADIMSA no presenta información sobre el contenido de boro en las aguas procedente de los pozos de ese set de datos.

4.5.1. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

Los valores de boro en las aguas de los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan un rango de valores inferiores al límite de detección y 4 mg/L (2282 TP), con un valor promedio de 0,5 mg/L., Solo 192 pozos presentan información del contenido de B en las aguas (95,5% de los datos).

El tratamiento estadístico-gráfico del contenido en boro de las aguas de los pozos de la base de datos (Fig. 4.20) muestra la existencia de una población normal, que se corresponde con dos poblaciones geoquímicas. La población de fondo representa el 94,0% de los datos, con un valor medio de 0,17 mg/L, mientras que la población pico se encuentra representada por el 6,0% de los datos, con un valor medio de 2,30 mg/L (Tabla 4.9).

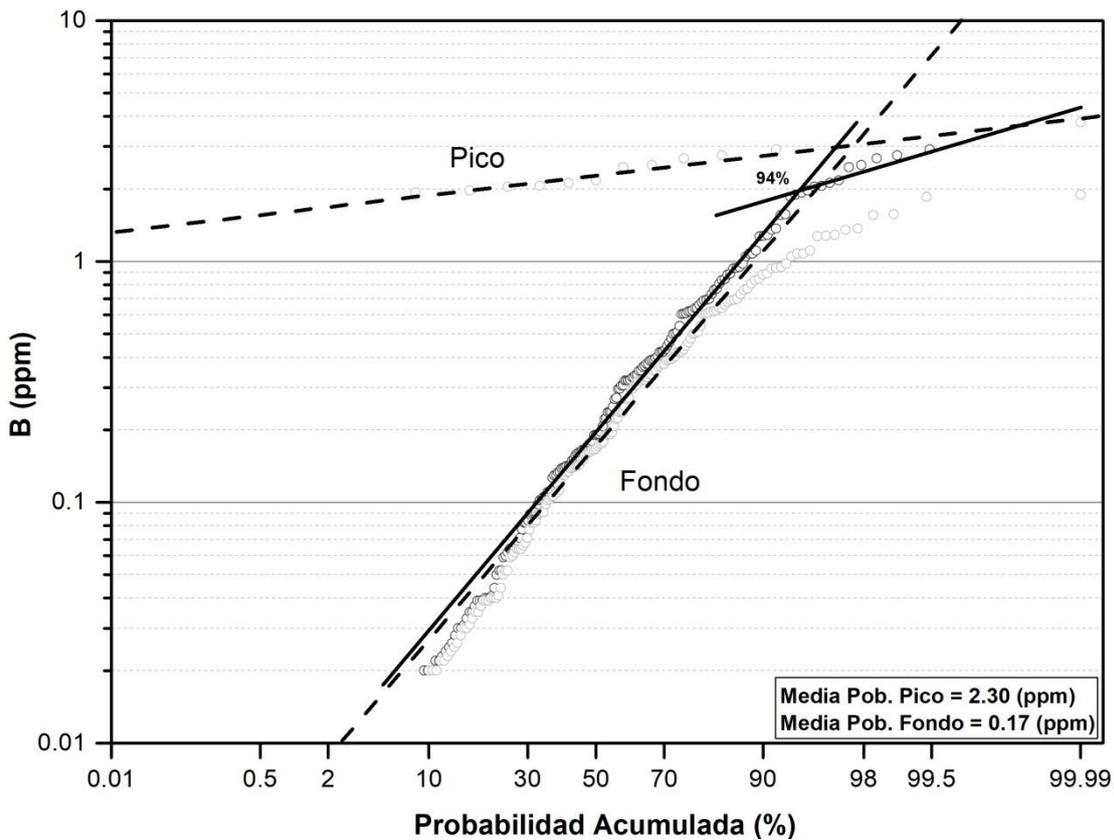


Figura 4.20. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de boro (B) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

Tabla 4.9. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de boro (B) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	0,17	0,04	0,71	94,0	180
Población II (Pico)	2,30	2,00	2,60	6,0	12
TOTAL				100,0	192

La Figura 4.21 muestra el mapa de distribución espacial del contenido en boro (B) en las aguas subterráneas donde también se ha representado el límite interior (más restrictivo) de intrusión marina publicado en el SPA15. La mayor parte del área de estudio presenta aguas con un contenido menor de 0.6 mg/L. Los pozos con los valores más altos de contenido en boro (>1,6 mg/L) se encuentran localizados al norte, noroeste y sureste de la isla. Cabe destacar que los valores intermedios (0,6 - 1,6 mg/L) se localizan en las zonas costeras de la isla donde se encuentran la mayoría de los cultivos agrícolas.

4.6. TEMPERATURA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

La temperatura del agua subterránea, en un punto y momento determinado, representa un estado de equilibrio entre los “aportes” y las “extracciones” caloríficas en ese punto. Tiene importancia directa para el uso humano e indirecta por el hecho de que la mineralización de las aguas subterráneas generalmente aumenta con la temperatura.

A efectos prácticos, puede considerarse que en los acuíferos existe una “zona neutra”, de temperatura constante, por encima de la cual la influencia térmica más significativa es la de las variaciones diarias o estacionales de la temperatura ambiente. Por debajo de esta zona el factor preponderante es el “gradiente geotérmico” o variación de la temperatura con la profundidad. En cualquier caso, la temperatura de las aguas subterráneas es muy poco variable.

Las aguas subterráneas se diferencian por sus temperaturas en:

- *Aguas frías*, aguas de los sistemas de flujo someros, con temperaturas parecidas a las del aire de la región (desde pocos grados centígrados en las zonas climáticas frías hasta aproximadamente 30°C en las zonas calientes). Están afectadas casi exclusivamente por el factor climático.
- *Aguas termales*, aguas de los sistemas de flujo profundos y de zonas de actividad volcánica reciente, con temperaturas elevadas (>100°C). Están afectadas casi exclusivamente por el factor geotérmico.

La delimitación entre los conceptos agua fría y agua termal tiene una relatividad geográfica, ya que depende de la zona climática. En zonas climáticas templadas, las temperaturas del agua subterránea en el rango de 15 a 20°C pueden considerarse como temperaturas claramente elevadas.

4.6.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

Los valores de temperatura en las aguas de los pozos considerados en la base de datos ENADIMSA presentan un rango de valores entre 21°C (Pozo Albercón Viejo) y 39°C (Pozo Barranco de Agüímes), con un valor promedio de 29°C. Los mapas de clases (Fig. 4.22) y de distribución espacial de la temperatura del agua (Fig. 4.23) muestran que la mayor parte del área de estudio presenta valores de temperatura del agua entre 25 y 30°C. Los pozos con temperaturas del agua más altas (>30°C) se encuentran localizados al sur y sureste de la isla de Gran Canaria, donde también se encuentra el valor máximo de temperatura del agua correspondiente al Pozo Barranco de Agüímes. Cabe destacar que en la zona norte de la isla se encuentran localizados los pozos con las temperaturas más bajas (<25°C). El estudio estadístico-gráfico realizado con los datos de temperatura de

las aguas subterráneas de la base de datos de ENADIMSA no permite realizar la separación de distintas poblaciones normales.

4.6.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

Los valores de temperatura en las aguas de los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan un rango de valores entre 14,6°C (4563 TP) y 33,5°C (0008 SI), con un valor promedio de 23,0°C (Fig. 4.24). En esta base de datos han sido excluidos 3 pozos por carecer de información. Con la finalidad de completar la información de la temperatura de las aguas estudiadas en este período, en este apartado se han tenido en cuenta los datos referentes a los dos sondeos realizados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) durante los años ochenta en el Barranco Las Palmas (Sondeo 1) y en Agüimes (Sondeo 2).

A partir del set de datos del CIAGC se han elaborado los mapas de clases y de distribución espacial de la temperatura del agua como se muestran en las Figuras 4.24 y 4.25, respectivamente. Puede observarse que la mayor parte del área de estudio presenta una temperatura del agua inferior a 25°C. Los pozos que presentan los valores más altos de temperatura (>30°C) se encuentran localizados al sur de la isla de Gran Canaria. Otros valores relativamente altos de temperatura del agua se observan en zonas costeras del norte de la isla con valores de 25-30°C. En la zona centro de la isla es donde se localizan los pozos con temperaturas del agua más bajas (<14°C). El estudio estadístico-gráfico realizado sobre el set de datos del CIAGC para la temperatura de las aguas subterráneas no permite diferenciar la existencia de distintas poblaciones normales.

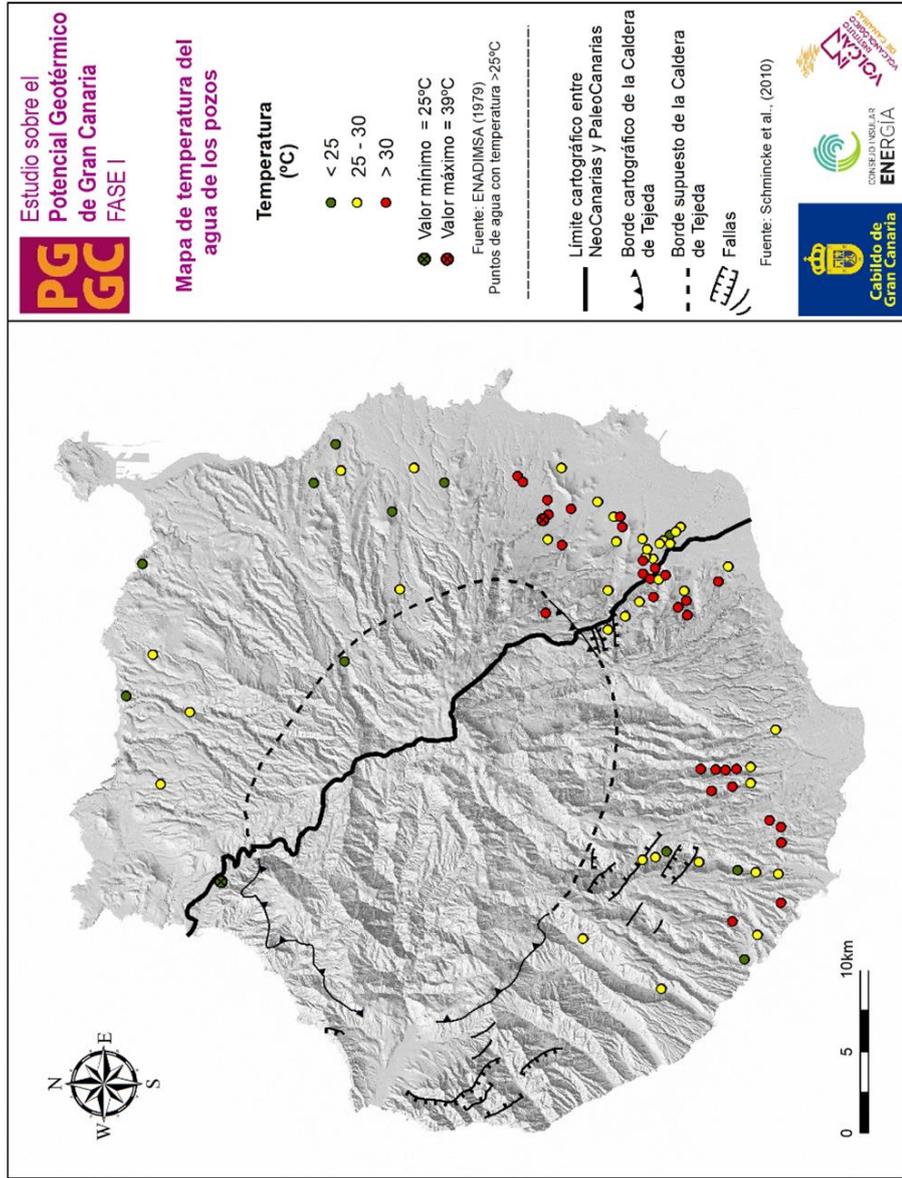


Figura 4.22. Mapa de clases de los valores de temperatura del agua de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

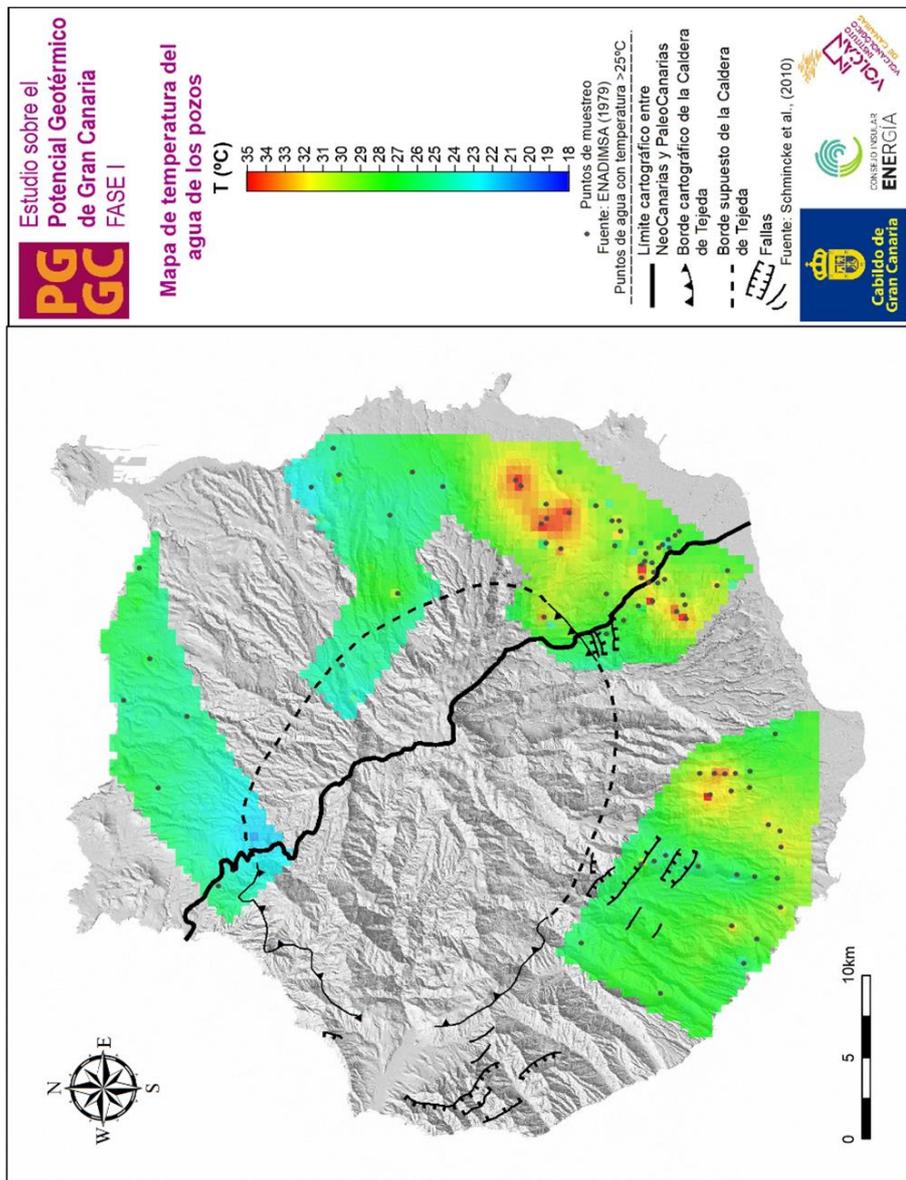


Figura 4.23. Mapa de distribución espacial de los valores de temperatura del agua de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

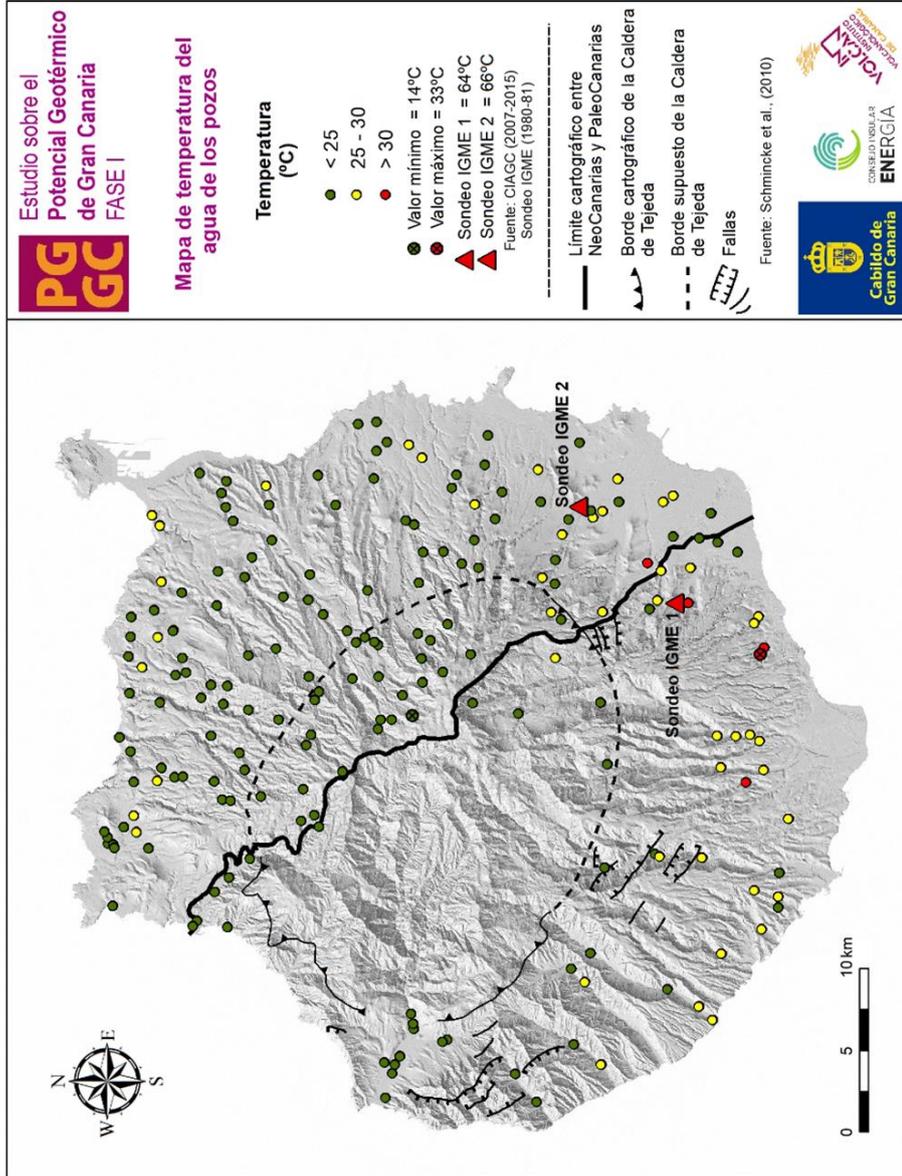


Figura 4.24. Mapa de clases de los valores de temperatura del agua de los pozos de la base de datos CIAGC, 2005-2015

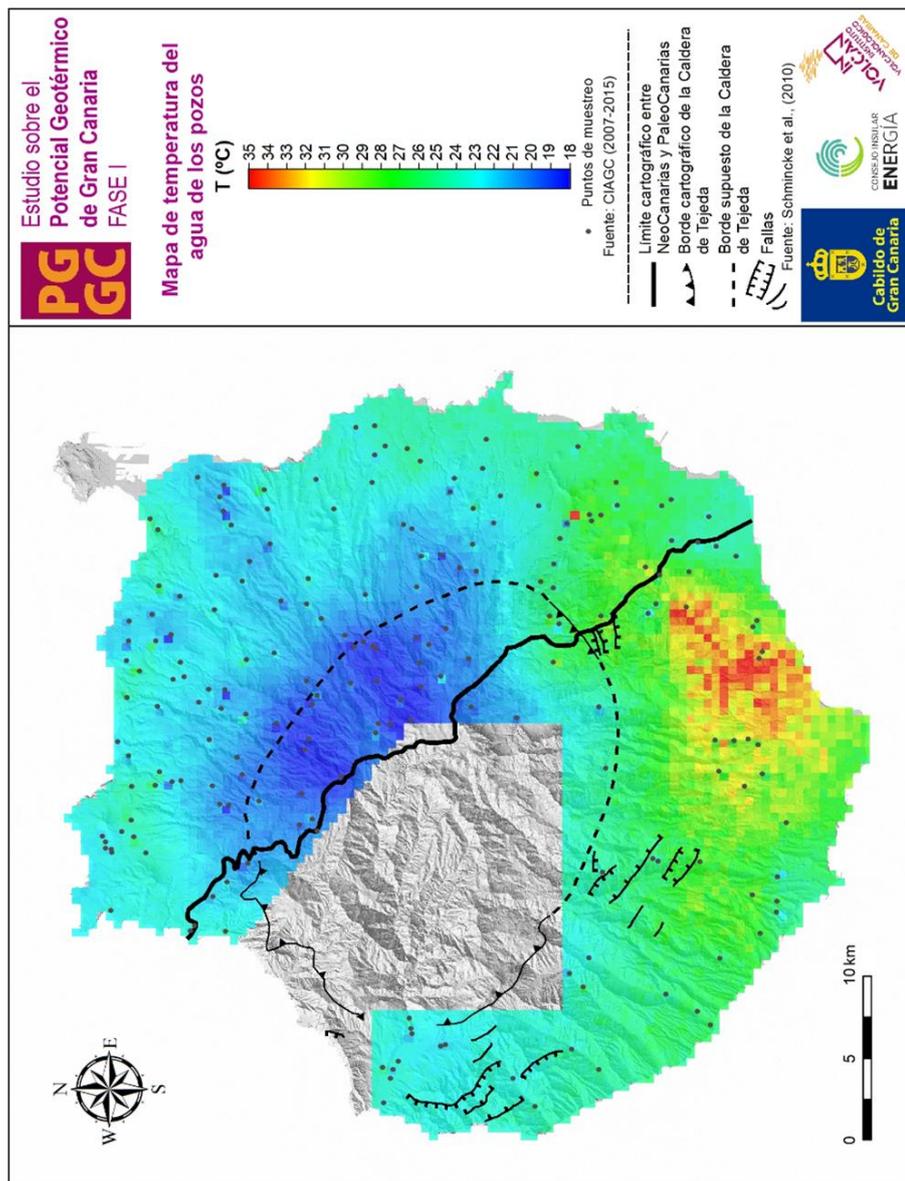


Figura 4.25. Mapa de distribución espacial de los valores de temperatura del agua de los pozos de la base de datos CIAGC, 2005-2015

4.7. GRADIENTE TÉRMICO EN LOS POZOS

El gradiente geotérmico de temperatura (grad T) se define como el aumento de la temperatura terrestre con la profundidad:

$$\text{grad T} = \frac{\Delta T}{\Delta z} [\text{°C}/100\text{m}]$$

El valor medio del gradiente térmico de la corteza se ha calculado en 30°C por kilómetro de profundidad (0,3°C/10m), siendo posible encontrar en zonas geotermales un gradiente térmico que puede variar entre 0,2 y 0,6°C/100m. En este apartado se calcularon los valores de gradiente térmico en las aguas de los pozos estudiados en las bases de datos de ENADIMNSA, 1979 Y CIAGC, 2005-2015 con el fin de detectar posibles anomalías térmicas que nos permitan identificar zonas de ascenso de fluidos.

4.7.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

De los 82 pozos existentes en la base de datos de ENADIMSA, 4 de ellos no presentan datos de temperatura del agua y/o profundidad para el cálculo del gradiente térmico, además uno de ellos presenta un valor de gradiente térmico negativo (Pozo Los Llanos de Valerón) y otro un valor de cero, por lo que el total de pozos en estudio de esta base de datos es de 77. Los valores de gradiente térmico en las aguas de los pozos considerados en la base de datos de ENADIMSA presentan un rango de valores entre 0,4°C/10 m (Pozo Albercón Viejo) y 1,48°C/10 m (Pozo Barranco de San Andrés), con un valor promedio de 0,45°C/10 m.

El mapa de clases de gradientes térmicos de la base de datos de ENADIMSA (Fig. 4.26) muestra que la mayor parte de los pozos localizados al sur y sureste de la isla presentan valores entre 0,4 - 1,0°C/10 m. El valor más alto de gradiente geotérmico lo presenta el Pozo Barranco de San Andrés (1,5°C/10 m), localizado en la costa norte de la isla de Gran Canaria, con un valor 5 veces mayor al gradiente medio cortical (0,30°C/10 m).

4.7.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

Para la elaboración del estudio de gradiente térmico con la base de datos del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC), se han utilizado un total de 153 pozos de los 201 existentes en esta base de datos. No han sido considerados 8 pozos por carecer de información, ni otros 40 pozos cuyos gradientes térmicos han presentado valores negativos. Para la elaboración de este estudio, también han sido considerados los datos referentes a los dos sondeos realizados por el Instituto Geológico y Minero de España

(IGME) durante los años ochenta en el Barranco Las Palmas (Sondeo 1) y en Agüimes (Sondeo 2).

Los valores de gradiente térmico en los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan un rango de valores entre cero (7 de los 153 pozos considerados) y $1,89^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$ (2665 TP), con un valor promedio de $0,20^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$. El mapa de clases del gradiente térmico del set de datos de CIAGC (Fig. 4.27) muestra que la mayor parte de los datos (82%) tienen valores inferiores al gradiente medio cortical ($0,30^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$). Solo tres pozos presentan valores de gradiente térmico superiores a $1^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$, estando los dos valores más altos localizados al sureste de la isla (Pozo 2665 TP, Grad T= $1,89^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$ y; Pozo 3103 TP, Grad T= $1,44^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$), ambos muy próximos al Sondeo 2 realizado por el IGME, cuyo gradiente térmico se ha estimado en $0,75^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$. El otro pozo con valores relativamente altos de gradiente geotérmico se localiza al noroeste de la isla de Gran Canaria (Pozo 1178 TP, Grad T= $1,08^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$).

El objetivo de realizar el estudio del gradiente térmico de las aguas de la isla de Gran Canaria es detectar posibles anomalías térmicas, centrándonos en aquellos valores mayores que el gradiente térmico medio de la corteza ($0,3^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$). En zonas de recarga del acuífero, el gradiente geotérmico disminuye debido a la circulación descendiente del agua más fría, mientras que en las zonas de descarga se produce el ascenso de agua profunda más caliente. Estas zonas de descargas son las más interesantes para los objetivos del presente estudio.

Si comparamos los valores del gradiente geotérmico de las bases de datos de ENADIMNSA Y CIAGC podemos observar que como cabría esperar, los datos de ENADIMNSA presentan valores más altos de que los de CIAGC debido a que presentan valores de temperaturas de las aguas superiores a 25°C

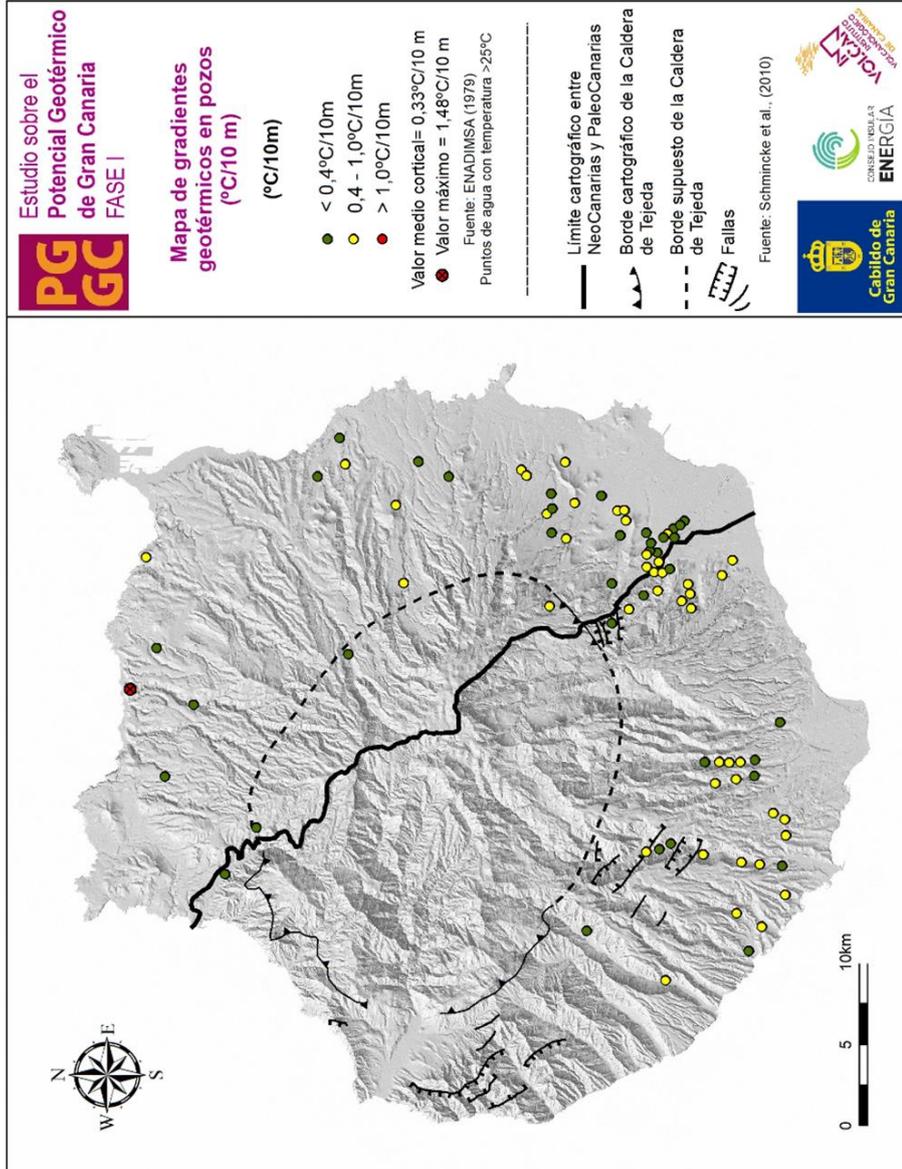


Figura 4.26. Mapa de clases de los valores de gradiente geotérmico en pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

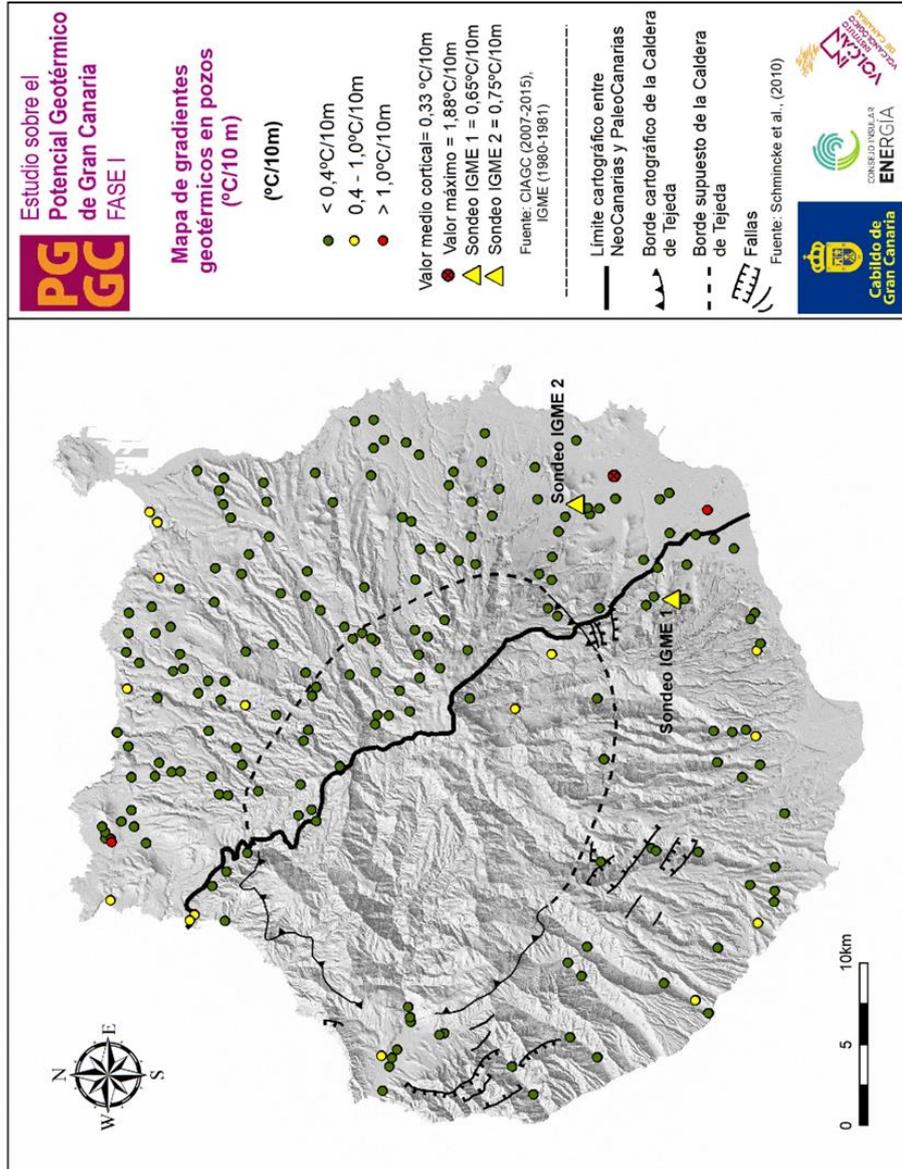


Figura 4.27. Mapa de clases de los valores de gradiente geotérmico en pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

4.8. CONTENIDO DE SÍLICE (SiO₂) EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El principal origen de la sílice en el agua subterránea debe buscarse en los procesos de hidrólisis de feldspatos y silicatos. El cuarzo o la sílice amorfa, por su baja solubilidad fuertemente dependiente de la temperatura, no son fuentes significativas del SiO₂ presente en el agua subterránea. Aunque la sílice disuelta suele representarse como SiO₂, en la mayoría de las aguas naturales aparece como H₄SiO₄ monomérico que no comienza a disociarse hasta valores de pH superiores a 9, siendo su solubilidad prácticamente independiente del pH hasta dicho valor.

Por lo general la concentración de SiO₂ en aguas subterráneas sobrepasa los 3-8 mg/L (solubilidad del cuarzo a 25°C). Sin embargo, en ocasiones puede aproximarse a 100 mg/L, presentando por lo general, un valor medio que oscila entre 17 y 25 mg/L (Davis, 1964; Mathess, 1982).

4.8.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

Los valores de SiO₂ en las aguas de los pozos considerados en la base de datos ENADIMSA presentan un rango entre 35 mg/L (Pozo Horno del Rey) y 130 mg/L (Pozo Barranco Las Vacas), con un valor promedio de 71 mg/L. El Pozo GC-78 (Pozo Firgas), cuyo contenido en SiO₂ es de 95 mg/L, no ha sido considerado. El tratamiento estadístico-gráfico del contenido en SiO₂ de las aguas de los pozos del set de datos de ENADIMSA muestra la existencia de dos poblaciones normales, que se corresponden con tres poblaciones geoquímicas: fondo, intermedia y pico (Fig. 4.28). La población de fondo representa el 61,4% de los datos, con un valor medio de 56 mg/L, mientras que la población pico se encuentra representada por el 16,5% de los datos, con un valor medio de 108 mg/L (Tabla 4.10).

Las Figuras 4.29 y 4.30 muestran los mapas de clases y de distribución espacial, respectivamente, del contenido en SiO₂ en las aguas de los pozos presentes en la base de datos de ENADIMSA. Como se puede observar, la mayor parte de las aguas tienen un contenido de SiO₂ entre 50 y 100 mg/L. Los pozos que presentan los valores más altos de contenido en SiO₂ (>100 mg/L) se localizan al sureste de la isla de Gran Canaria, donde también se encuentra el valor máximo, correspondiente al Pozo Barranco Las Vacas. Cabe destacar que en la zona sur de la isla se encuentran localizados los pozos que presentan un menor contenido en SiO₂ (<50 mg/L).

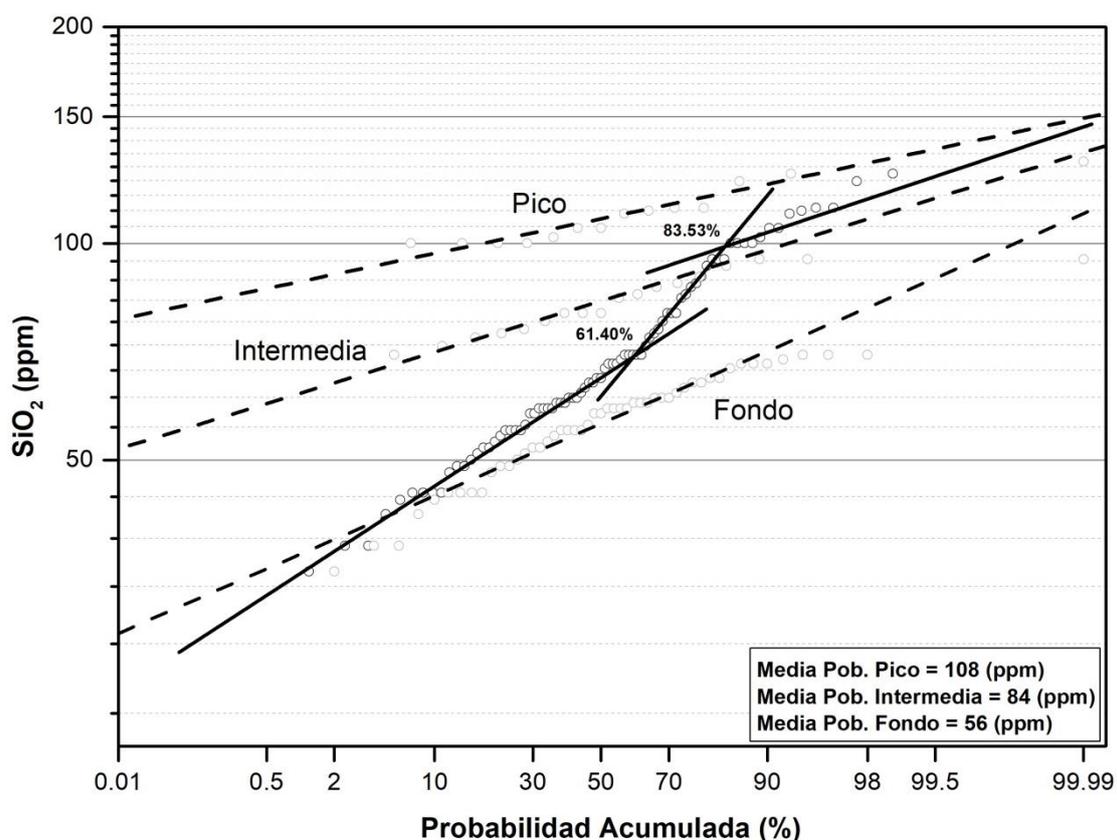


Figura 4.28. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

Tabla 4.10. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	56	67	47	61,4	50
Población II (Intermedia)	84	94	73	22,1	18
Población III (Pico)	108	117	99	16,5	14
TOTAL				100,0	82

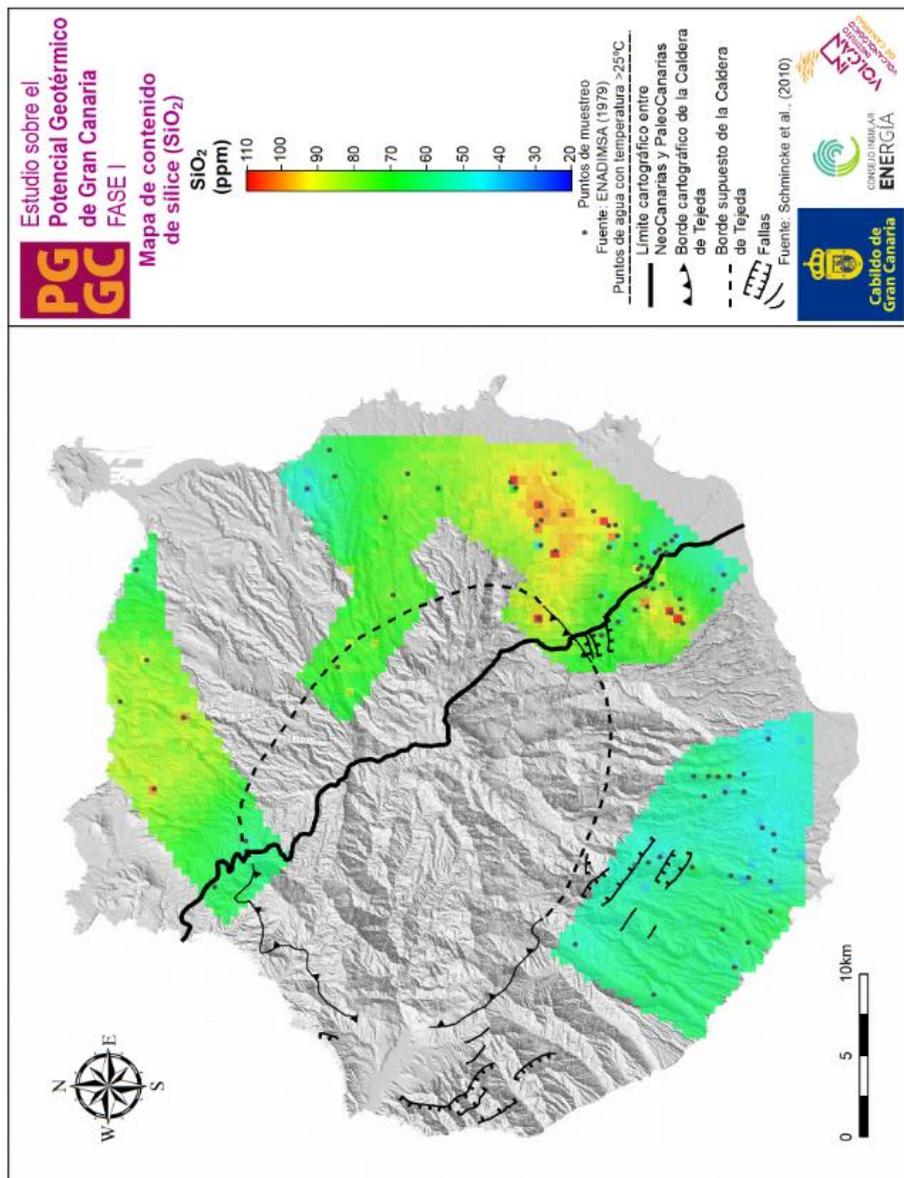


Figura 4.30. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de sílice (SiO₂) en las aguas de los pozos de la base de datos ENADIMSA, 1979

4.8.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

Los valores de SiO_2 en las aguas de los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan un rango de valores entre 15 mg/L (5434 TP) y 156 mg/L (5033 TP), con un valor promedio de 71 mg/L. El tratamiento estadístico-gráfico del contenido en SiO_2 en las aguas correspondientes a la base de datos CIAGC, muestra la existencia de dos poblaciones normales, que se corresponden con tres poblaciones geoquímicas (Fig. 4.31). La población de fondo representa el 90,5% de los datos, con un valor medio de 62 mg/L, mientras que la población pico se encuentra representada por el 2,2% de los datos, con un valor medio de 141 mg/L (Tabla 4.11).

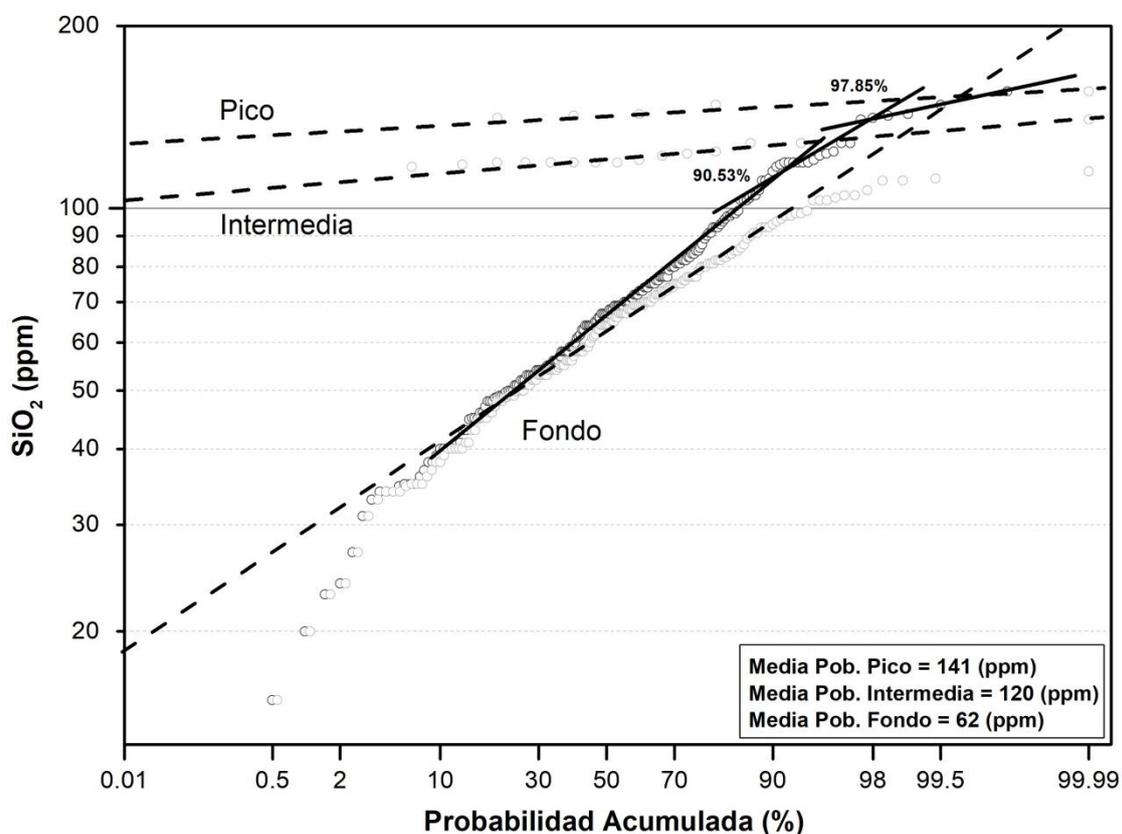


Figura 4.31. Diagrama de probabilidad acumulada de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

Tabla 4.11. Resumen estadístico de los valores obtenidos en el análisis estadístico-gráfico de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

	\bar{X} (mg/L)	$\bar{X} + \sigma$ (mg/L)	$\bar{X} - \sigma$ (mg/L)	%	Nº Puntos
Población I (Fondo)	62	86	45	90,5	180
Población II (Intermedia)	120	126	117	7,3	15
Población III (Pico)	141	146	139	2,2	5
TOTAL				100,0	200

Las Figuras 4.32 y 4.33 muestran los mapas de clases y de distribución espacial, respectivamente, del contenido en SiO_2 en las aguas de los pozos presentes en la base de datos de CIAGC. Como se puede observar, la mayor parte de las aguas tienen un contenido de SiO_2 en torno a los 70 mg/L, valor muy similar al valor de la población de fondo (62 mg/L). Los pozos que presentan las aguas con valores más altos de contenido en SiO_2 (>100 mg/L) se encuentran localizados al norte y sureste de la isla de Gran Canaria.

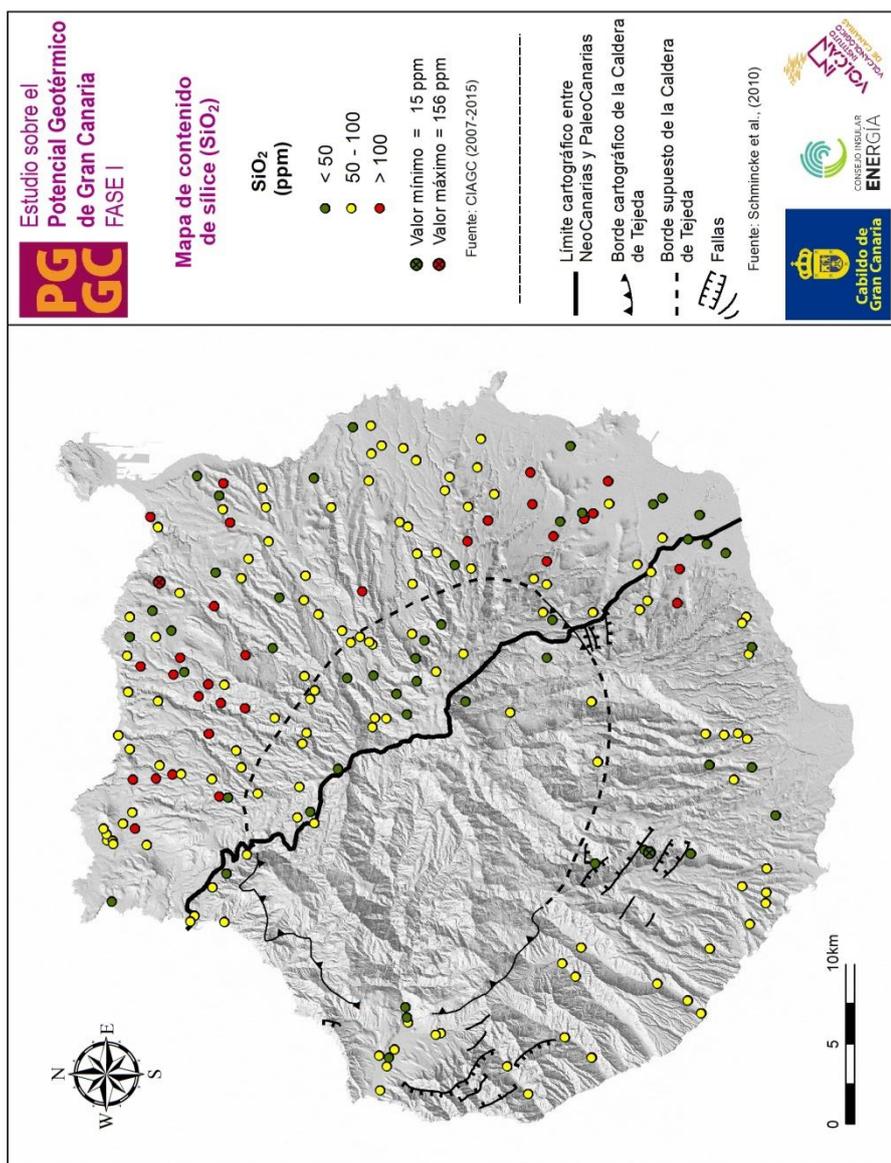


Figura 4.32. Mapa de clases de los valores de concentración de sílice (SiO₂) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

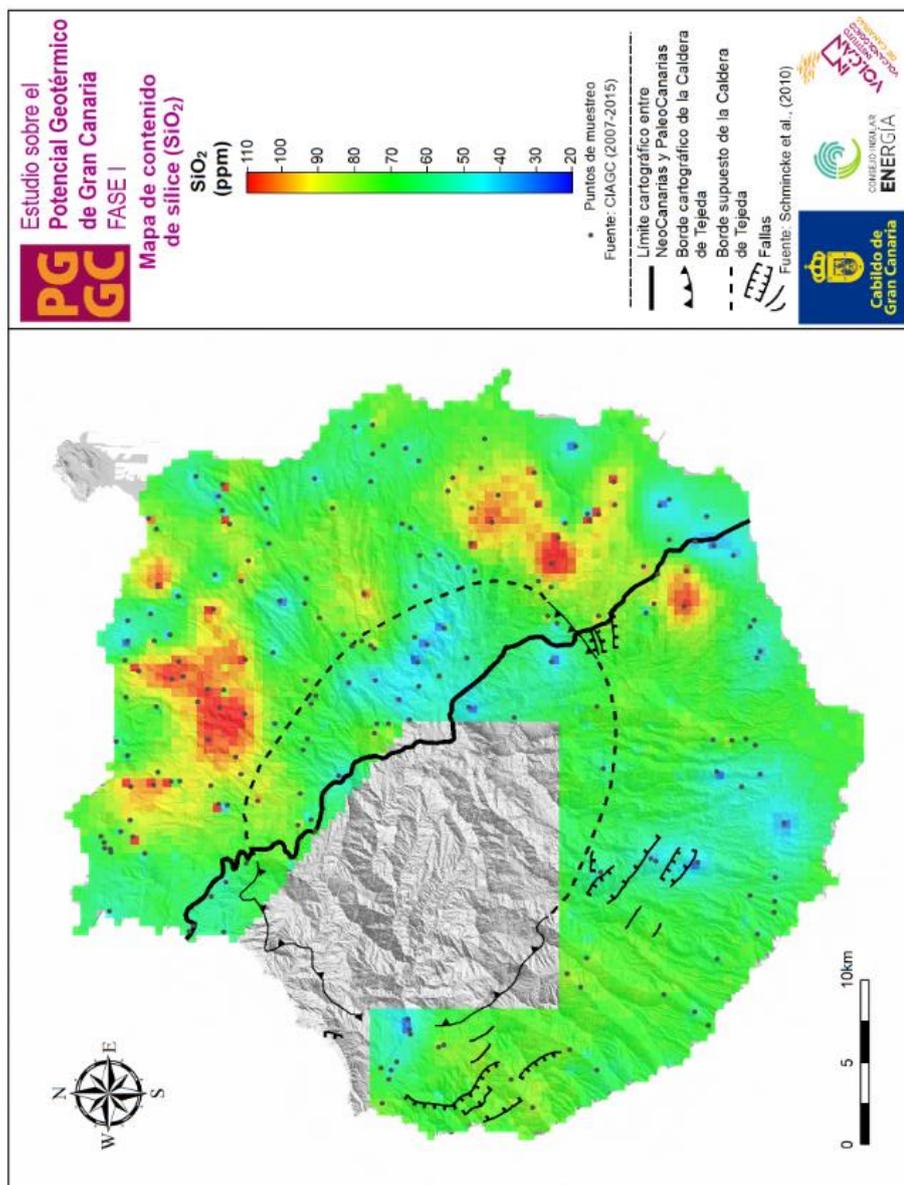


Figura 4.33. Mapa de distribución espacial de los valores de concentración de sílice (SiO_2) en las aguas de los pozos de la base de datos CIAGC, 2007-2015

4.9. EQUILIBRIOS MINERALES Y GEOTERMOMETRÍA

Otro de los métodos geoquímicos aplicados en el análisis y evaluación de los datos hidrogeoquímicos de la isla de Gran Canaria, es el uso de equilibrios minerales como termómetros hidrogeotérmicos con el fin de conocer la temperatura en profundidad a la que ha tenido lugar el último equilibrio agua-roca. Para este estudio se han comparado los resultados obtenidos de los equilibrios minerales Albita-Anortita (Na-K) y cuarzo (SiO_2), siendo totalmente satisfactorios, ya que los valores obtenidos al aplicar ambos métodos de termometría hidrogeoquímica coinciden plenamente.

4.9.1. GEOTERMÓMETRO ALBITA-ANORTITA

4.9.1.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

Los valores de temperatura estimada para el sistema a partir del equilibrio Albita-Anortita de las aguas de los pozos considerados en la base de datos ENADIMSA presentan un rango entre 98°C (Pozo Guriete) y 138°C (Pozo Barranco Las Vacas), con un valor promedio de 117°C. El mapa de distribución espacial (Fig. 4.34) de la temperatura del sistema estimada a través del equilibrio Albita-Anortita muestra que la mayor parte del área de estudio presenta valores entre 110 y 120°C. Los pozos con temperaturas más altas (>130°C) se encuentran localizados al sureste de la isla de Gran Canaria, donde también se encuentra el valor máximo correspondiente al Pozo Barranco Las Vacas.

4.9.1.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

Los valores de temperatura de equilibrio estimados para el sistema Albita-Anortita de las aguas de los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan un rango de valores entre 70°C (5434 TP) y 153°C (5033 TP), con un valor promedio de 116°C. La Figura 4.35 muestra el mapa de distribución espacial de la temperatura de equilibrio del sistema estimada a través del equilibrio Albita-Anortita en los datos de CIAGC. Se puede observar que la mayor parte del área de estudio presenta temperaturas en torno a los 120°C. Los pozos que presentan los valores más altos de temperatura (>130°C) se encuentran localizados al norte y sureste de la isla de Gran Canaria. También se observan valores puntuales relativamente altos de temperatura al oeste de la isla de Gran Canaria.

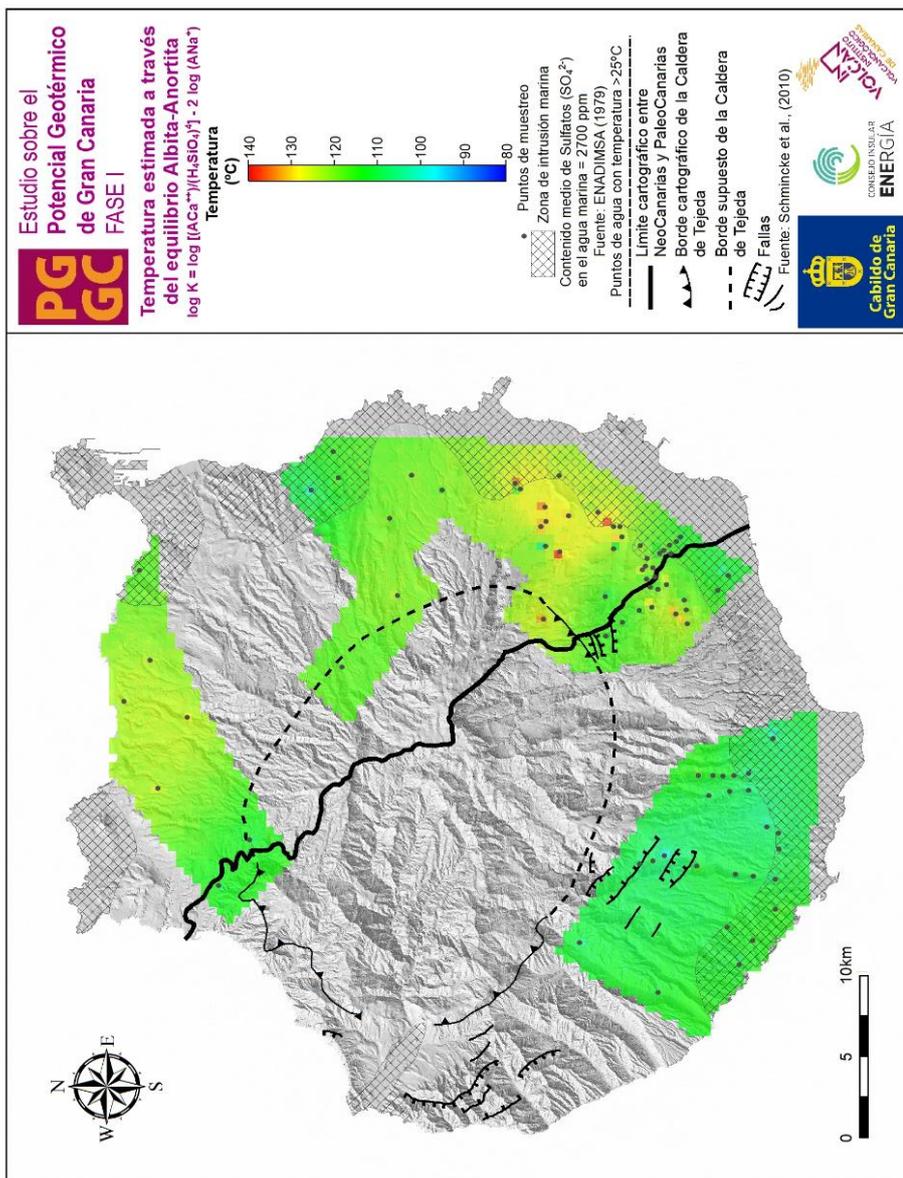


Figura 4.34. Mapa de distribución espacial de los valores de temperatura estimada a través del equilibrio Albita-Anortita de la base de datos ENADIMSA 1979

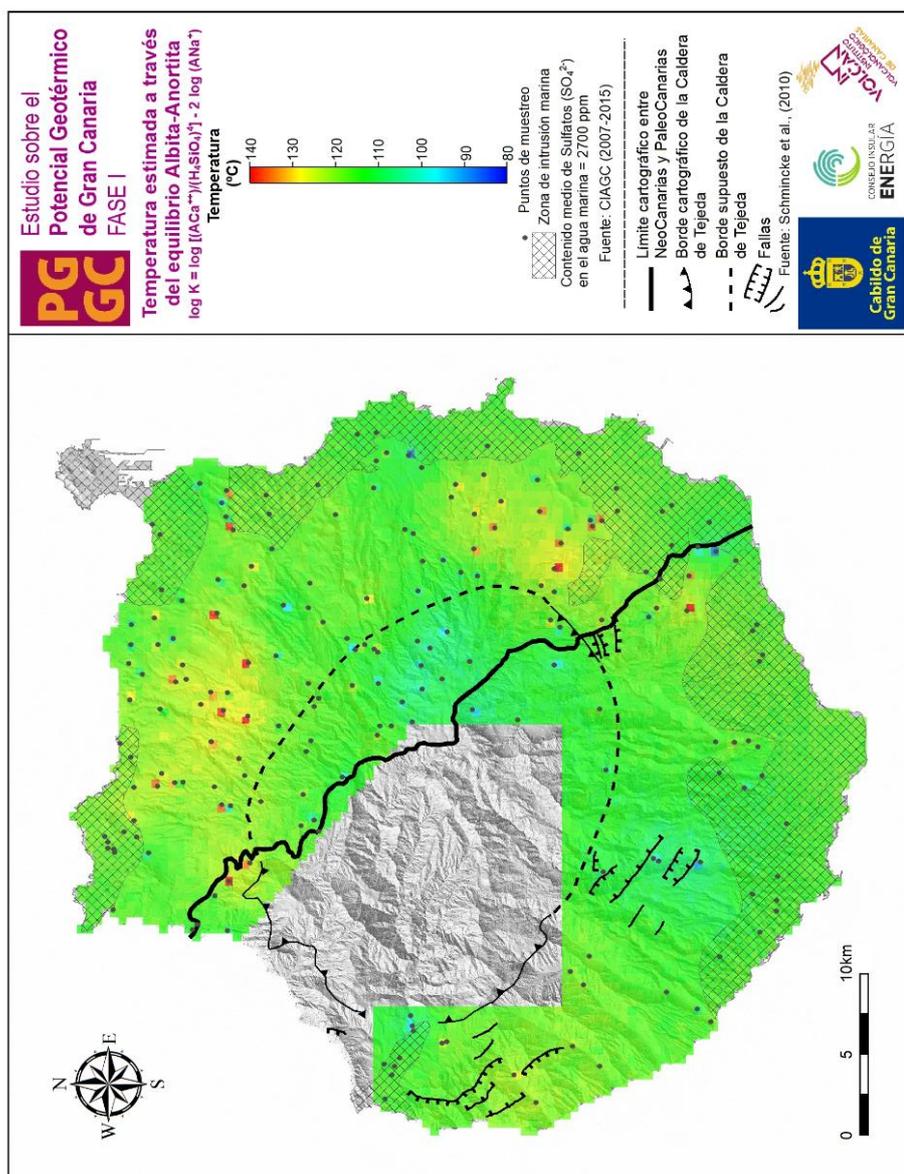


Figura 4.35. Mapa de distribución espacial de los valores de temperatura estimada a través del equilibrio Albita-Anortita correspondiente a la base de CIAGC, 2007-2015

4.9.2. GEOTERMÓMETRO CUARZO

4.9.2.1. FUENTE DE DATOS ENADIMSA, 1979

Los valores de temperatura de equilibrio estimados a partir del geotermómetro de cuarzo con los datos de ENADIMSA presentan un rango de valores entre 86°C (Pozo Horno del Rey) y 152°C (Pozo Barranco Las Vacas), con un valor promedio de 117°C.

El mapa de distribución espacial de temperatura de equilibrio estimada a través del geotermómetro de cuarzo (Fig. 4.36) muestra que la mayor parte del área de estudio presenta valores entre 100 y 130°C. Al sureste de la isla, es donde se observan las mayores temperaturas de equilibrio en profundidad del sistema (140°C), destacando el valor máximo correspondiente al Pozo Barranco Las Vacas (152°C). Otras zonas con valores estimados relativamente altos de la temperatura del sistema los encontramos al norte de la isla de Gran Canaria (>130°C).

4.9.2.2. FUENTE DE DATOS DEL CIAGC, 2007-2015

Los valores de temperatura de equilibrio estimados a partir de los datos de CIAGC presentan un rango de valores entre 54°C (5434 TP) y 164°C (5033 TP), con un valor promedio de 116°C. El mapa de distribución espacial de temperatura de equilibrio estimada a través del geotermómetro de cuarzo (Fig. 4.37) muestra que la mayor parte del área de estudio presenta valores en torno a los 115°C. Los valores estimados más altos de temperatura se localizan al norte y este de la isla de Gran Canaria, con temperaturas >130°C.

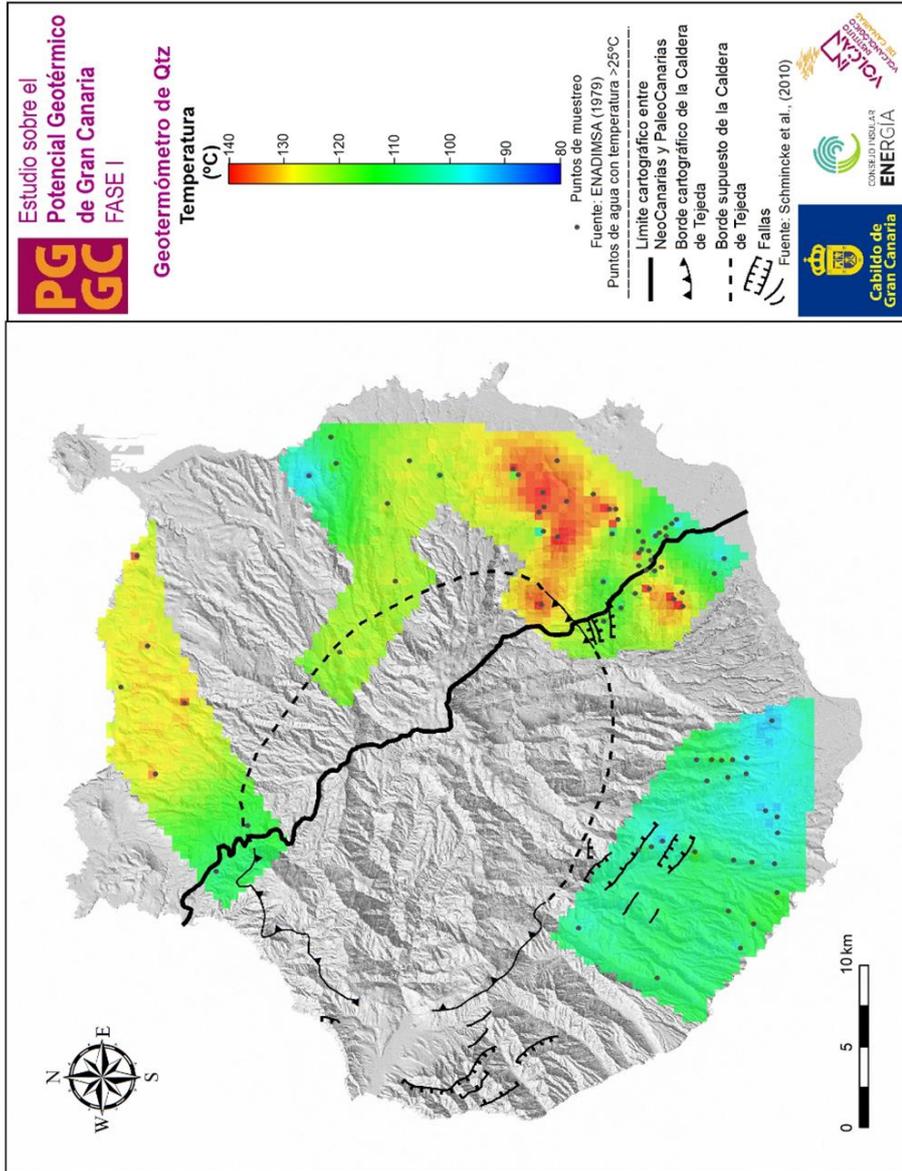


Figura 4.36. Mapa de distribución espacial del geotermómetro de cuarzo de la base de datos ENADIMSA, 1979

5. CONCLUSIONES

A grandes rasgos, el agua evoluciona de ser bicarbonatada sódico-cálcica en las zonas altas a clorurada sódica en las costas, pudiendo tener una componente magnésica si interacciona con basaltos. En zonas del sur de la isla se encuentran aguas con altas salinidades cuyo origen es atribuido a fenómenos de aridificación de la recarga, consistentes en la entrada de agua salina en el acuífero debido a la intensa evaporación que sufre el agua de lluvia antes de su infiltración y a la influencia del spray marino (Custodio, 1992). Es de destacar la existencia de aportes de gases de origen volcánico (CO_2 fundamentalmente) en puntos concretos de la isla ligados a vulcanismo reciente (< 10.000 años), que le confieren al agua un carácter ácido. Ciertas zonas ampliamente cultivadas (en el norte, este y oeste de la isla) han sido declaradas zonas vulnerables a la contaminación por retornos de riego según la Directiva de Nitratos (CEE, 1991) debido a que presentan altos valores de nitratos en el agua subterránea, alcanzando valores de hasta 500 mg.L^{-1} en algunas zonas (Muñoz, 2005). Asimismo, la llanura este estuvo sometida a un profundo estudio hidrogeológico para su posible declaración como acuífero sobreexplotado según la normativa legal vigente (IGME y CIAGC, 1998-2003) debido a la existencia de fenómenos de intrusión marina que han producido una salinización importante del agua subterránea, aunque también los retornos de riego son causa de la salinización.

Con el fin de conocer la temperatura en profundidad a la que ha tenido lugar el equilibrio agua-roca, se aplicaron equilibrios minerales como termómetros hidrogeotérmicos. Para ello se compararon los resultados obtenidos de los equilibrios minerales Albita-Anortita (Na-K) y cuarzo (SiO_2), siendo los resultados obtenidos muy similares. Los valores de temperatura de equilibrio estimados con el geotermómetro Albita-Anortita de las aguas de los pozos considerados en la base de datos ENADIMSA presentaron un rango entre 98°C y 138°C , con un valor promedio de 117°C . Los pozos con temperaturas más altas ($>130^\circ\text{C}$) se encuentran localizados al sureste de la isla de Gran Canaria. Los valores de temperatura de equilibrio estimados con el geotermómetro Albita-Anortita de las aguas de los pozos considerados en la base de datos del CIAGC presentan un rango de valores entre 70°C y 153°C , con un valor promedio de 116°C . Los pozos que presentan los valores más altos de temperatura ($>130^\circ\text{C}$) se encuentran localizados al norte y sureste de la isla de Gran Canaria.

Los valores de temperatura de equilibrio estimados con el geotermómetro de cuarzo con los datos de ENADIMSA presentaron un rango de valores entre 86°C y 152°C , con un valor promedio de 117°C . Las mayores temperaturas de equilibrio en profundidad (140°C) se encuentran al sureste de la isla. Otras zonas con valores estimados

relativamente altos de la temperatura del sistema los encontramos al norte de la isla de Gran Canaria ($>130^{\circ}\text{C}$). Finalmente, los valores de temperatura de equilibrio estimados con el geotermómetro de cuarzo a partir de los datos de CIAGC presentaron un rango de valores entre 54°C y 164°C , con un valor promedio de 116°C . La mayor parte del área de estudio presentó valores en torno a los 115°C . Los valores estimados más altos de temperatura se localizan al norte y este de la isla de Gran Canaria, con temperaturas $>130^{\circ}\text{C}$.

En base a los resultados de las relaciones químicas de especies disueltas en las aguas, se ha observado que las relaciones Na/K son superiores a 5 en casi todas las muestras, tanto para las bases de datos de ENADIMSA como de CIAGC, indicando la existencia de interacciones agua-roca en el ascenso de fluidos a la superficie. Así mismo, los valores de la relación Cl/SO₄ presentan valores en general superiores a 1 tanto para las bases de datos de ENADIMSA como de CIAGC, sugiriendo la existencia de procesos físicos (ebullición, etc) en profundidad.

6. REFERENCIAS

- Abasov M., Djafarov I., Askerov G. (1990): Computer Based System for Exploration, Optimization, and Reserve Estimation at the Bakhar Field, South Apsheron, Azerbaijan, SSR. *Computers & Geosciences*, 16, (2), 245-249.
- Albert J. F. (1975): Los manantiales termales de Cataluña como indicadores de posibles campos geotérmicos, Seminario Internacional sobre Aprovechamiento de la Energía Hidrogeotérmica, Madrid (en prensa).
- Apello C. A. J. y Postma D. (1994): *Geochemistry, groundwater and pollution*. A.A. Balkema Publishers, Amsterdam, The Netherlands. 1ª Edición.
- Armstrong M., Carignan J. (1997): *Géostatistique Linéaire, Application au Domaine Minier*. École de Mines de Paris, 112 pp.
- Brusca L., Aiuppa A., D'Alessandro W., Parello P., Allard P., Michel A. (2001): Geochemical mapping of magmatic gas–water–rock interactions in the aquifer of Mount Etna volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Volume 108, Issues 1–4, 15 August 2001, Pages 199-218 [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00286-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00286-9).
- Cabrera, M.C. Custodio E. (2004): Groundwater flow in a volcanic–sedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Hydrogeology Journal*, 12: 305–320. DOI 10.1007/s1040–003–0316–4. ISSN: 1611.2490.
- Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F. (2003a): Application of stochastic simulation to CO₂ flux from soil: Mapping and quantification of gas release. *J. Geophys. Res.*, 108, B9, 2425, doi:10.1029/202JB002165.
- Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F., Granieri, D., Lewicki, L., Peruzzi, L. (2003b): Accumulation chamber measurements of methane fluxes: application to volcanic-geothermal areas and landfills. *Applied Geochemistry*, 18, 45-54.
- Chica-Olmo M. (1987): *Análisis Geoestadístico en el Estudio de la Explotación de Recursos Minerales*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, España, 387 p.
- Chiodini G., Avino R., Brombach T., Caliro S., Cardellini C., De Vita S., Frondini F., Granieri D., Marotta E., Ventura G. (2004): Fumarolic and diffuse soil degassing west of Mount Epomeo, Ischia, Italy. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 133, 291-309.
- Chiodini, G., Frondini, F. (2001): Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy. *Chemical Geology* 177, 67-83.

- Chiodini G., Frondini F., Cardellini C., Granirei D., Marini M. Ventura G. (2001): CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italia. *Journal of Geophysical Research* 106, (B8), 16.213-16,221.
- Christensen R. (1993): Quadratic Covariance Estimation and Equivalence of Predictions. *Mathemat. Geology* 25, (5), 541-558.
- Cressie N. (1985): Fitting variogram models by weighted least squares. *Mathematical Geology*, 17, 563-586.
- Custodio E. (1978). *Geohidrología de Terrenos e Islas Volcánicas 1–303*, Publ. 128 CEDEX, España. ISBN: 84–500–2891–4
- Custodio (1988): CEDEX (editado por R. Heras y E. Custodio; no indicado) (1988) *Actas del Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos e Islas Volcánicas (Arrecife de Lanzarote, 1974)1–1520*. CEDEX–Gobierno de Canarias.
- Custodio E. (1990): Saline groundwater in the Canary Islands (Spain) resulting from aridity. *Greenhouse Effect, Sea Level and Drought*. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences. Vol. 325. Kluwer Publ Co. Dordrecht: 593–618. ISBN: 0–7923–1017–9.
- Custodio E. and Llamas M.R. (2001): *Hidrología Subterránea* (Omega, Barcelona 2001).
- Custodio E. (2007): Groundwater in volcanic hard rocks. *Groundwater in Fractured Rocks. Selected Papers*, no. 9. (Eds. J. Krásný and J.M. Sharp Jr.). Intern. Assoc. Hydrogeologists. Taylor & Francis, London: 95–108.
- Deutsch C. Journel, A. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 2nd Ed. Oxford University Press, New York, 369 pp.
- Directiva de Nitratos Comunidad Económica Europea (1991): *Diario Oficial de las Comunidades Europeas*, núm. 375, de 31 de diciembre de 1991, páginas 1 a 8 (8 págs.). DOUE-L-1991-82066.
- Drever J. I. (1997). *The Geochemistry of Natural Waters*. (Prentice-Hall, New Jersey 1997).
- Federico C, Aiuppa A, Allard P et al (2002): Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy. *Geochim Cosmochim Acta* 66:963–981.
- Fournier R. (1981): Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: Rybach, L., Muffer, L. (Eds.), *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*. Wiley, pp. 109-143.

- Fournier R. O., Rowe J. J. (1966): Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet steam wells, *Amer. J. Sci.*, 264, pp. 685-697.
- Fournier R., Truesdell A. (1973): An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1.255-1.275.
- Fournier R. O., White D. E., Truesdell A. H. (1974): Geochemical indicators of subsurface temperature. Part 1 : Basic assumptions, *U.S. Geological Survey, Journal of Research*, 2, 3, 259-262. Part 2: Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water, *U.S. Geological Survey, Journal of Research*, v. 2, n.° 3, pp. 263-270.
- Fournier R.O., Thompson J.M., Austin C.F. (1980): "Interpretation of chemical analyses of water collected from two geothermal wells at Coso, California". *Journal of Geophysical Research* 85, p. 2405 – 2410
- Goovaerts P. (1999): Impact of the simulation algorithm, magnitude of ergodic fluctuation and number of realizations on the spaces of uncertainty of flow properties, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 13, (3), 161-182.
- Goovaerts P. (2001): Geostatistical modelling of uncertainty in soil science. *Geoderma*, 103, 3-26.
- Hernández P. A., Mori T., Padrón E., Sumino H., and Pérez N. M. (2011): Carbon dioxide emission from Katanuma volcanic lake, Japan. *Earth Planets Space*, 63, 11, 1151-1156.
- Hernández P.A., Melián G., Giammanco S., Sortino F., Barrancos J., Pérez N.M., Padrón E., López M., Donovan A., Mori T. and Notsu K. (2015): Contribution of CO₂ and H₂S emitted to the atmosphere by visible and non-visible degassing from volcanoes: The Etna Volcano case study. *Survey in Geophysics*, DOI: 10.1007/s10712-015-9321-7.
- Hernández P. A., Pérez N. M., Fridriksson T., Egbert J., Ilyinskaya E., Thorhallsson A., Ivarsson G., Gislason G., Gunnarsson G., Padrón E., Melián G., Mori T. and Notsu K. (2012): Diffuse volcanic degassing and thermal energy release from Hengill volcanic system, Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 74, 2435-2448, DOI: 10.1007/s00445-012-0673-2.
- Hernández P. A., Melián G. V., Somoza L., Arpa M. C., Pérez N. M., Bariso E., Sumino H., Padrón E., Varekamp J. C., Albert-Beltran. J. (2017). The acid crater lake of Taal Volcano, Philippines: hydrogeochemical and hydroacoustic evidences of the 2010-

- 2011 volcanic unrest. *Journal Geological Society of London* 437, <https://doi.org/10.1144/SP437.17>
- IPCS (International Programme on Chemical Safety). 1998. *Environmental Health Criteria 204. Boron*. World Health Organization. Geneva.
- Isaaks E., Srivastava R. (1989): *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford Univ. Press, New York, USA.
- Journel A. (1998): *Principles of environment sampling*, Edited By L. Keith, Am. Chem. Soc., 45-72.
- Journel A., Huijbregts C. (1978): *Mining Geostatistics*, Academic Press, New York, 600 pp.
- Lopoukhine M. (1973): *Rôle de la géochimie dans la recherche géothermique. Application au Territoire Français des Afars et Issac*, Tesis 3.º ciclo, Universidad de París, 164 pp.
- Mahon W. A. J. (1966): *Silica in hot water discharged from drill holes at Wairakei*, New Zealand, *New Zealand Journal of Science*, 9, 135-144.
- Melián G, Pérez N. M. Mora Amador R.A., Hernández A., Ramírez C., Sumino H., Alvarado G.E. Fernández M. (2019): *Diffuse CO₂ Degassing and Thermal Energy Release from Poás Volcano*. Costa Rica. F. Tassi et al. (eds.), *Poás Volcano, Active Volcanoes of the World* https://doi.org/10.1007/978-3-319-02156-0_6
- Melián G. V., Hernández P. A., Padrón E., Pérez N. M., Barrancos J., Padilla G., Dionis S., Rodríguez F., Calvo D., Nolasco D. (2014): *Spatial and temporal variations of diffuse CO₂ degassing at El Hierro volcanic system: relation to the 2011-2012 submarine eruption*. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, DOI:10.1002/2014JB011013.
- Melián G, Tassi F, Pérez N. M., Hernández P, Sortino F, Vaselli O, Padrón E, Nolasco D, Barrancos J, Padilla G, Rodríguez F, Dionis S, Calvo D, Notsu K, Sumino H. (2012): *A magmatic source for fumaroles and diffuse degassing from the summit crater of Teide volcano (Tenerife, Canary Islands): geochemical evidence for the 2004-05 seismic-volcanic crisis*. *Bulletin of Volcanology*, 74(6), 1465–1483. DOI:10.1007/s00445-012-0613-1
- Moral F. (2003): *La Representación Gráfica de las Variables Regionalizadas. Geoestadística lineal*. Servicio de Publicaciones de la Univ. de Extremadura, Badajoz, España. 39 pp.

- Muetterties E.L. (1967): The chemistry of boron and its compounds. New York, John Wiley and Sons, pp. 1-2, 329. En: IPCS (International Programme on Chemical Safety). 1998. Environmental Health Criteria 204. Boron. World Health Organization. Geneva.
- Muñoz J. (2005): Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de La Aldea (Gran Canaria). Tesis doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria.
- Panichi C., Rodríguez Badiola E. (1978): Utilización del Geotermómetro Na-K-Ca en la prospección preliminar de áreas geotérmicas. Instituto Geológico y Minero de España. Boletín Geológico y Minero. T. LXXXIX-V, pp. 459-467.
- Pérez N. M., Padilla G., Padrón E., Hernández P.A., Melián G., Barrancos J., Dionis S., Nolasco D., Rodríguez F., Calvo D. and Hernández I. (2012): Precursory diffuse CO₂ and H₂S emission signature of the 2011-12 El Hierro submarine eruption, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 39, DOI: 10.1029/2012GL052410.
- Pérez N. M., Hernández P. A., Padrón E., Melián G., Nolasco D., Barrancos J., Padilla G., Calvo D., Rodríguez F., Dionis S. and Chiodini G. (2013): An increasing trend of diffuse CO₂ emission from Teide volcano (Tenerife, Canary Islands): geochemical evidence of magma degassing episodes. *Journal of Geological Society of London*, DOI: 10.1144/jgs2012-125.
- Rautman R., Istok I. (1996): Probabilistic assessment of ground-water contamination. 1. Geostatistical framework, *Ground Water*, 34, (5) 899-909.
- Rodríguez F., Pérez N.M., Padrón E., Melián G., Hernández P., Asensio-Ramos M., Dionis S., López G., Marrero R., Padilla G., Barrancos J. and Hidalgo R. (2015): Diffuse helium and hydrogen degassing to reveal hidden geothermal resources in oceanic volcanic islands: The Canarian archipelago case study. *Surveys in Geophysics*, DOI: 10.1007/s10712-015-9320-8.
- Schaug J., Iversen T., Pedersem U. (1993): Comparison of Measurements and Model Results for Airborne Sulphur and Nitrogen Components with Kriging, *Atmospheric Environment*, 27A, 6, 831-844.
- Sigurdur R. y Eugster H.P. (1987): Meteoric water-basalt interactions. I: A Laboratory study. In *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2827-2840.
- Sinclair A. (1974): Selection of thresholds in geochemical data using probability graphs. *Journal of Geochemical Exploration*, 3, 129-149.
- Tennant C., White M. (1959): Study of the distribution of some geochemical data: *Economic Geology*, 54, 1.281-1.290.

- Valentino G.M. G. Cortecchi E. Franco, Stanzione, D. (1999): Chemical and isotopic composition of mineralas and waters from Campi Flegrei volcanic system, Naples, Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91,329-344.
- Weerts H., Bierkens M. (1993): *Geostatistical Analysis of Over Bank Deposits of Anatomising and Meandering Fluvial Systems; Rhine-Meuse Delta. The Netherlands, Sedimentary Geology*, 85, Elsevier Sciences Publishers B.V., 221-232.
- White D. E. (1970): *Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploration of geothermal energy resources, Geotechnics, Special Issue*, 2.
- Weast R.C., Astle M.J., Beyer W.H. (1985): *CRC handbook of chemistry and physics*, 69 th ed. Boca Raton, Florida, CRC Press, Inc., pp B/77, B/129. En: *IPCS (International Programme on Chemical Safety). 1998. Environmental Health Criteria 204. Boron. World Health Organization. Geneva.*
- Abasov, M., Djafarov, I., Askerov, G. (1990): *Computer Based System for Exploration, Optimization, and Reserve Estimation at the Bakhar Field, South Apsheron, Azerbaijan, SSR. Computers & Geosciences*, 16, (2), 245-249.
- Albert, J. F. (1975): *El equilibrio albita-anortita como termómetro hidrogeotérmico en zonas graníticas. Acta Geológica Hbpanica. Año X, n,5, pp. 170.174. Barcelona.*
- Appelo, C.A.J., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution (C.A.J. Appelo, & D. Postma, Eds.) (2nd ed.). CRC Press.*
<https://doi.org/10.1201/9781439833544>
- Armstrong, M., Carignan, J. (1997): *Géostatistique Linéaire, Application au Domaine Minier. École de Mines de Paris*, 112 pp.
- Brusca, L., Aiuppa, A., D'Alessandro, W., Parello, F., Allard, P., & Michel, A. (2001). *Geochemical mapping of magmatic gas–water–rock interactions in the aquifer of Mount Etna volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 108(1-4), 199-218.
- Cabrera, M.C. y Custodio, E. (2004). *Groundwater flow in a volcanic–sedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. Hydrogeology Journal* 12(3): 1431–2174.
- Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F., Avino, R., Bagnato, E., Caliro, S., Lelli, M., Rosiello, A. (2017): *Monitoring diffuse volcanic degassing during volcanic unrests: the case of Campi Flegrei (Italy). Scientific Reports*. 7, 6757, DOI:10.1038/s41598-017-06941-2

- Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F. (2003): Application of stochastic simulation to CO₂ flux from soil: Mapping and quantification of gas release. *Journal of Geophysical Research*, 108, B9, 2425, doi:10.1029/202JB002165.
- CEE, DIRECTIVA 91/676/CEE: RELATIVA A LA PROTECCIÓN DE LAS AGUAS CONTRA LA CONTAMINACIÓN PRODUCIDA POR NITRATOS PROCEDENTES DE FUENTES AGRARIAS. Ref: DOUE-L-1991-82066
- Chica-Olmo, M. (1987): Análisis Geoestadístico en el Estudio de la Explotación de Recursos Minerales, Tesis Doctoral, Univ. de Granada, España, 387 p.
- Chiodini, G., Avino, R., Brombach, T., Caliro, S., Cardellini, C., De Vita, S., Frondini, F., Granirei, D., Marotta, E., Ventura, G. (2004): Fumarolic and diffuse soil degassing west of Mount Epomeo, Ischia, Italy. *J. Volcan. Geophys. Res.*, 133, 291-309.
- Chiodini, G., Frondini, F. (2001): Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy. *Chemical Geology* 177, 67-83.
- Christensen, R. (1993): Quadratic Covariance Estimation and Equivalence of Predictions. *Mathemat. Geology* 25, (5), 541-558.
- Cressie, N. (1985): Fitting variogram models by weighted least squares. *Mathematical Geology*, 17, 563-586.
- Custodio, E., Llamas, M. R. (1976; 1983). *Hidrología Subterránea*. 2ª Edición Corregida. Volumen 1 y 2. Ed. Omega. Barcelona, 2359 pp.
- Custodio, E. (1978). *Geohidrología de terrenos e islas volcánicas*. Instituto de Hidrología. Centro de Estudios Hidrográficos, publicación 128, Madrid. 303 pp.
- Custodio, E. (1989). Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains. *Isotope Techniques in the Study of the Hydrology of Fractured and Fissured Rocks*. STI/PUB/790. International Atomic Energy Agency. Vienna: 87–137.
- Custodio, E. (1992). Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island. *Study and Modelling of Salwater Intrusion*, CIMNE-UPC, Barcelona, 81-98.
- Custodio, E. (2007) Groundwater protection and contamination. *The Global Importance of Groundwater in the 21st Century*. Proc. Intern. Symp. on Groundwater Sustainability (Ed. S. Ragone, A. de la Hera, N. Hernández-Mora). National Ground Water Association Press, Westerville, OH: Sect 4: 219–231.
- Davis, B. T. C., & England, J. L. (1964). The melting of forsterite up to 50 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 69(6), 1113-1116.

- Deutsch, C.V., Journel, A.G. (1998): GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide, 2nd Ed. Oxford University Press, New York, 369 pp.
- Drever, J. I. (1997). The Geochemistry of Natural Waters: Surface and Groundwater Environments. 3ª Edición, Prentice-Hall, New Jersey, 436 pp.
- Federico, C., Aiuppa, A., Allard, P., Bellomo, S., Jean-Baptiste, P., Parello, F., & Valenza, M. (2002). Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(6), 963-981.
- Fournier, R., Rowe, J. J. (1966): Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet steam wells, *Amer. Journ. Sci.* v. 264, pp. 685-697.
- Fournier, R., Truesdell A. H. (1970): Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot springs waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA., *Geothermics, Spec. Issue*, 2, pp. 529-535.
- Fournier, R., Truesdell, A. H. (1974): Geochemical indicators of subsurface temperature. Part 2: Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water, *Journ. Research US. Geol. Survey*, v. 2, nº 3, pp. 263-270.
- Fournier, R. (1980) Application of Water Geochemistry of Geothermal Exploring and Reservoir Engineering. In: Rybach, L. and Muffler, L.J.F., Eds., *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, Wiley, Hoboken, 109-143.
- Fournier, R. (1981): Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: Rybach, L., Muffer, L. (Eds.), *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*. Wiley, pp. 109-143.
- Giggenbach, W.F. (1988): Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 52, Issue 12, 1988, Pages 2749-2765, ISSN 0016-7037, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3).
- Goovaerts, P. (1999): Impact of the simulation algorithm, magnitude of ergodic fluctuation and number of realizations on the spaces of uncertainty of flow properties, *Stochastic Environ. Res. Risk Assess.* 13, (3), 161-182.
- Goovaerts, P. (2001): Geostatistical modelling of uncertainty in soil science. *Geoderma* 103, 3-26.
- Hernández P. A., Mori T., Padrón E., Sumino H., and Pérez N. M. (2011). Carbon dioxide emission from Katanuma volcanic lake, Japan. *Earth Planets Space*, v. 63, n. 11, 1151-1156.

- Hernández P. A., Pérez N. M., Fridriksson T., Egbert J., Ilyinskaya E., Thorhallsson A., Ivarsson G., Gislason G., Gunnarsson G., Padrón E., Melián G., Mori T. and Notsu K. (2012). Diffuse volcanic degassing and thermal energy release from Hengill volcanic system, Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 74, 2435-2448, DOI: 10.1007/s00445-012-0673-2.
- Hernández P.A., Melián G., Giammanco S., Sortino F., Barrancos J., Pérez N.M., Padrón E., López M., Donovan A., Mori T. and Notsu K. (2015). Contribution of CO₂ and H₂S emitted to the atmosphere by visible and non-visible degassing from volcanoes: The Etna Volcano case study. *Survey in Geophysics*, DOI: 10.1007/s10712-015-9321-7.
- Hernández P. A., Melián G. V., Somoza L., Arpa M. C., Pérez N. M., Bariso E., Sumino H., Padrón E., Varekamp J. C. and Albert-Beltran (2017). J. The acid crater lake of Taal Volcano, Philippines: hydrogeochemical and hydroacoustic evidences of the 2010-2011 volcanic unrest. *Journal Geological Society of London* 437, <https://doi.org/10.1144/SP437.17>
- IGME & CIAGC (1998-2003): ESTUDIO HIDROGEOLOGICO PARA LA DEFINICIÓN DE ÁREAS SOBREEXPLOTADAS O EN RIESGO DE SOBREEXPLOTACIÓN EN LA ZONA BAJA DEL ESTE DE GRAN CANARIA; Convenio Específico 1998-2003.
- The International Programme on Chemical Safety (IPCS). ENVIRONMENTAL HEALTH CRITERIA 204: Boron. Geneva, 1998.
- Isaaks, E., Srivastava, R. (1989): *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford Univ. Press, New York, USA.
- Journel, A. (1998): Principles of environment sampling, Edited By L. Keith, *Am. Chem. Soc.*, 45-72.
- Journel, A., Huijbregts, C. (1978): *Mining Geostatistics*, Academic Press, New York, 600 pp.
- Lopoukhine, M. (1973): *Rôle de la géochimie dans la recherché géothermique. Application au Territoire Français des Afars et Issas*, Tesis 3er ciclo, Universidad de Paris, 164 pp.
- Mahon, W. A. J. (1966): Silica in hot water discharged from drill holes at Wairakei, New Zealand, *Jour. Scien*, v. 9, pp. 135-144.
- Matthess G, Harvey JC (1982) *The properties of groundwater*. Wiley, New York
- Melián G, Tassi F, Pérez N. M., Hernández P, Sortino F, Vaselli O, Padrón E, Nolasco D, Barrancos J, Padilla G, Rodriguez F, Dionis S, Calvo D, Notsu K, Sumino H. (2012). A magmatic source for fumaroles and diffuse degassing from the summit crater of

- Teide volcano (Tenerife, Canary Islands): geochemical evidence for the 2004-05 seismic-volcanic crisis. *Bulletin of Volcanology*, 74(6), 1465–1483. DOI:10.1007/s00445-012-0613-1
- Melián G. V., Hernández P. A., Padrón E., Pérez N. M., Barrancos J., Padilla G., Dionis S., Rodríguez F., Calvo D. and Nolasco D. (2014). Spatial and temporal variations of diffuse CO₂ degassing at El Hierro volcanic system: relation to the 2011-2012 submarine eruption. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, DOI:10.1002/2014JB011013.
- Melián, G.V. et al. (2019). Diffuse CO₂ Degassing and Thermal Energy Release from Poás Volcano, Costa Rica. In: Tassi, F., Vaselli, O., Mora Amador, R. (eds) *Poás Volcano. Active Volcanoes of the World*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02156-0_6
- Moral, F. (2003): *La Representación Gráfica de las Variables Regionalizadas. Geoestadística lineal*. Servicio de Publicaciones de la Univ. de Extremadura, Badajoz, España. 39 pp.
- Muetterties (1967). *The Chemistry of Boron and Its Compounds*. Publisher, Wiley, 1967; Original from, the University of Michigan; Digitized, Feb 16, 2010; ISBN, 0471623504, 9780471623502.
- R. Muñoz-Carpena, A. Ritter, Y.C. Li: Dynamic factor analysis of groundwater quality trends in an agricultural area adjacent to Everglades National Park, *Journal of Contaminant Hydrology*, Volume 80, Issues 1–2, 2005, Pages 49-70, ISSN 0169-7722, <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2005.07.003>.
- Panichi, C. y Badiola, E.R. (1978): Utilización del Geotermómetro Na-K-Ca en la prospección preliminar de áreas geotérmicas. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXIX-V:459-467. ISSN: 0366- 0176.
- Pérez N. M., Padilla G., Padrón E., Hernández P.A., Melián G., Barrancos J., Dionis S., Nolasco D., Rodríguez F., Calvo D. and Hernández I. (2012). Precursory diffuse CO₂ and H₂S emission signature of the 2011-12 El Hierro submarine eruption, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 39, DOI: 10.1029/2012GL052410.
- Pérez N. M., Hernández P. A., Padrón E., Melián G., Nolasco D., Barrancos J., Padilla G., Calvo D., Rodríguez F., Dionis S. and Chiodini G. (2013). An increasing trend of diffuse CO₂ emission from Teide volcano (Tenerife, Canary Islands): geochemical evidence of magma degassing episodes. *Journal of Geological Society of London*, DOI: 10.1144/jgs2012-125

- Rautman, R., Istok, I. (1996): Probabilistic assessment of ground-water contamination. 1. Geostatistical framework, *Ground Water*, 34, (5) 899-909.
- Rodríguez F., Pérez N. M., Padrón E., Melián G., Piña-Varas P., Dionis S., Barrancos J., Padilla G., Hernández P., Marrero R., Ledo J., Bellmunt F., Queralt P., Marcuello A. and Hidalgo R. (2015). Surface geochemical and geophysical studies for geothermal exploration at the Southern Volcanic Rift Zone of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Geothermics*, 55, 195–206.
- Rodríguez F., Pérez N.M., Padrón E., Melián G., Hernández P., Asensio-Ramos M., Dionis S., López G., Marrero R., Padilla G., Barrancos J. and Hidalgo R. (2015). Diffuse helium and hydrogen degassing to reveal hidden geothermal resources in oceanic volcanic islands: The Canarian archipelago case study. *Surveys in Geophysics*, DOI: 10.1007/s10712-015-9320-8.
- Schaug, J., Iversen, T., Pedersem, U. (1993): Comparison of Measurements and Model Results for Airborne Sulphur and Nitrogen Components with Kriging, *Atmosph. Environ.* 27A, 6, 831-844.
- Sigurdur R. Gislason, P. Eugster Hans: Meteoric water-basalt interactions. I: A laboratory study, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 51, Issue 10, 1987, Pages 2827-2840, ISSN 0016-7037, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90161-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90161-X).
- Sinclair, A. (1974): Selection of thresholds in geochemical data using probability graphs. *J. Geochem. Explor.* 3, 129-149.
- Tennant, C., White, M. (1959): Study of the distribution of some geochemical data: *Econ. Geol.* 54, 1.281-1.290.
- G.M Valentino, G Cortecchi, E Franco, D Stanzione, Chemical and isotopic compositions of minerals and waters from the Campi Flegrei volcanic system, Naples, Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 91, Issues 2–4, 1999, Pages 329-344, ISSN 0377-0273, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00042-6).
- Weast, R. C., M. J. Astle, and W. H. Beyer, Eds., 1985: *CRC Handbook of Chemistry and Physics*. 66th ed. CRC Press, 2363 pp.
- Weerts, H., Bierkens, M. (1993): Geostatistical Analysis of Over Bank Deposits of Anatomising and Meandering Fluvial Systems; Rhine-Meuse Delta. The Netherlands, *Sedimentary Geology*, 85, Elsevier Sciences Publishers B.V., 221-232.
- White, D. E. (1970): Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploration of geothermal energy resources, *Geothermics*, Special Issue, 2.