



Proyecto GC-GEOTERMIA_01

VOLUMEN I. Recopilación de información científica de interés para la exploración geotérmica de Gran Canaria



ÍNDICE

1.	INTR	ODUCCIÓN	1
	1.1.	ENERGÍA GEOTÉRMICA	1
	1.1.1.	EL RECURSO GEOTÉRMICO	1
	1.2.	ESTADO DEL ARTE	3
	1.2.1.	SITUACIÓN DE LA GEOTERMIA EN ESPAÑA	5
	1.2.2.	GEOTERMIA EN CANARIAS	7
2.	MAR	CO GEOLÓGICO	10
	2.1.	INTRODUCCIÓN	10
	2.2.	GEOLOGÍA DE GRAN CANARIA	12
	2.2.1.	ETAPA DE CRECIMIENTO SUBMARINO	14
	2.2.2.	ETAPA JUVENIL	15
	2.2.3.	ETAPA DE INACTIVIDAD VOLCÁNICA	20
	2.2.4.	ETAPA DE REJUVENECIMIENTO	20
	2.3.	VULCANISMO HOLOCENO	24
3.	ANÁ	LISIS DE LAS BASES DE DATOS Y TRABAJOS PREVIOS DE HIDROGEOLOGÍA E HIDROQUÍMI	CA
	CON	FINES DE EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN LA ISLA DE GRAN CANARIA	29
	3.1.	RESULTADOS PARCIALES PREVIOS DE CARÁCTER HISTÓRICO	31
	3.1.1.	EL PROYECTO SPA-15	31
	3.1.2.	EL ESTUDIO DE ALBERT BELTRAN, J. (CGS-CEPSA, 1976)	46
	3.1.3.	EL ESTUDIO HIDROQUÍMICO PRELIMINAR DE ENADIMSA (1979)	52
	3.1.4.	LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO DE ENADIMSA (1980-1981)	67
	3.1.5.	EL PROYECTO MAC-21 (1977-1983)	90
	3.1.6.	LOS ESTUDIOS DEL IGME SOBRE LA HIDROGEOLOGÍA DE GRAN CANARIA (1990 – 2003)	90
	3.1.7.	CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LOS ACUÍFEROS DE LAS ISLAS DE GRAN	
		CANARIA Y EL HIERRO (SISTEMAS ACUÍFEROS 83 Y 87) (IGME, 1992)	103
	3.1.8.	ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO DE LA ZONA SUR DE GRAN CANARIA. SUBSISTEMAS	
		ACUÍFEROS 83/S/2 Y 83/S/3 (IGME, 1993)	133
	3.1.9.	EL CONVENIO ESPECIFICO IGME – CIAGC (1999 – 2003)	167
	3.1.10.	EL ESTUDIO DEL ITER PARA PETRATHERM (2013)	217
4.	ANÁ	LISIS DE LOS TRABAJOS PREVIOS DE GEOQUÍMICA DE GASES CON FINES DE EXPLORACIÓ	N
	GEO	TÉRMICA EN LA ISLA DE GRAN CANARIA	226
	4.1.	CAMPAÑA DE EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN ATIDAMA, GRAN CANARIA	227
	4.1.1.	METODOLOGÍA	228
	4.1.2.	RESULTADOS	231
5.	ANÁ	LISIS DE LOS TRABAJOS PREVIOS DE GEOFÍSICA CON FINES DE EXPLORACIÓN	
	GEO	TÉRMICA EN LA ISLA DE GRAN CANARIA	237
	5.1.	GRAVIMETRÍA	237
	5.2.	MODELO DE VELOCIDADES DE LAS ONDAS S	239
	5.3.	MAGNETOMETRÍA	244
6.	RFFF	RENCIAS	250



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Usos directos y producción de electricidad a partir de los recursos geotérmicos para baja, media y alta entalpía.	3
Figura 1.2. Principales áreas con potencial de explotación y uso de los recursos geotermales (Bertani 2015).	4
Figura 1.3. Generación bruta de electricidad procedente de fuentes renovables, EU-28, 1990-2016 (Fuente: Eurostat).	5
Figura 2.1. Marco geológico y geodinámico de las Islas Canarias. Se puede observar que el archipiélago se sitúa en el borde continental. (Modificada de Carracedo et al., 1998).	10
Figura 2.2. Mapa de las islas Canarias con la edad de las rocas más antiguas que se han datado del vulcanismo subaéreo (Modificado de Guillou et al., 2004).	11
Figura 2.3. Mapa geológico simplificado de Gran Canaria. En azul se representan los afloramientos de la fase escudo; en rosa, los afloramientos de la fase postescudo; la etapa de rejuvenecimiento se representa en color verde. (Modificado de Schmincke & Sumita, 2010).	13
Figura 2.4. Cuadro resumen de las principales etapas de evolución de Gran Canaria (Schmincke & Sumita, 2010).	14
Figura 2.5. Distribución de los materiales volcánicos correspondientes a la etapa inicial del edificio en escudo, marcando tanto las posibles alineaciones de rift como los deslizamientos ocurridos en esta etapa (14,5 - 14,0 Ma) (Rodríguez-González, 2009).	16
Figura 2.6. Distribución de depósitos traquíticos-riolíticos emitidos en la primera fase de caldera resurgente y delimitación de la Caldera de Tejeda (14,0 - 13,3 Ma) (Rodríguez-González, 2009).	17
Figura 2.7. Distribución de materiales traquítico-fonolíticos en los dominios intra- y extracaldérico y magmatismo intrusivo (14,0 - 7,3 Ma) (Rodríguez-González, 2009).	19
Figura 2.8. Después del periodo de inactividad volcánica de 3 Ma, la actividad volcánica se reactiva a partir de los 5,5 Ma con la formación del estratovolcán Roque Nublo (Rodríguez-González, 2009).	22
Figura 2.9. Distribución del vulcanismo Post-Roque Nublo (3,6 Ma a la actualidad), primeramente ligado a una estructura tipo rift NO-SE y posteriormente con dispersión espacio temporal (Rodríguez-González, 2009).	23
Figura 2.10. Distribución espacial de los depósitos volcánicos holocenos (Modificado de Aulinas, 2008).	24
Figura 2.11. Clasificación TAS de las lavas holocenas de Gran Canaria. BSN-TF, basanita – tefrita; FOI, foidita y B, basalto.	27
Figura 3.1. Actual red de control del CIAGC en la isla de Gran Canaria.	30



Figura 3.2. Mapa de isoyetas medias anuales (mm). Proyecto SPA-15 (1975).	33
Figura 3.3. Recarga anual estimada (mm/año). Proyecto SPA-15 (1975).	33
Figura 3.4. Niveles estáticos (1972-1973). Proyecto SPA-15 (1975).	37
Figura 3.5. Niveles estáticos en verano de 1972. Proyecto SPA-15 (1975).	39
Figura 3.6. Niveles estáticos en invierno de 1971 Proyecto SPA-15 (1975).	39
Figura 3.7. Límites de la intrusión marina. Proyecto SPA-15 (1975).	40
Figura 3.8. Perfil N-S de la temperatura del agua subterránea.	41
Figura 3.9. Mapa de temperatura del agua subterránea. Proyecto SPA-15 (1975).	42
Figura 3.10. Resultados de la termografía aérea publicada en el proyecto SPA-15 (1975).	43
Figura 3.11. Contenido de CO ₂ -libre en el agua subterránea. Proyecto SPA-15 (1975)	44
Figura 3.12. Contenido de Fe ⁺⁺ , Mn ⁺⁺ y Zn en el agua subterránea. Proyecto SPA- 15 (1975).	46
Figura 3.13. Localización de Pozos con T>25ºC (Imagen superior, a); Correlación entre la temperatura (a) y la-profundidad en los pozos calientes (b).(Albert, 1976).	47
Figura 3.14. Correlación O-18 - Deuterio en los pozos con T>25ºC (Albert, 1976).	49
Figura 3.15. Mapa de temperaturas de equilibrio en profundidad (Albert, 1976).	50
Figura 3.16. Puntos con T>25ºC (ENADIMSA, 1979).	52
Figura 3.17. Rangos de temperaturas muestreado (ENADIMSA, 1979).	53
Figura 3.18. Gradientes de Temperatura en la zona N (ENADIMSA, 1979).	58
Figura 3.19. Gradientes de Temperatura en las zonas de Agüimes y Tirajana (ENADIMSA, 1979).	59
Figura 3.20. Correlación O-18/Deuterio de las muestras de ENADIMSA (1979).	62
Figura 3.21. Mapa de isotermas para el equilibrio con el cuarzo (ENADIMSA, 1979).	66
Figura 3.22. Mapa de isotermas para el equilibrio con la cristobalita (ENADIMSA, 1979).	66
Figura 3.23. Mapa de isotermas para el equilibrio albita-anortita (ENADIMSA, 1979).	67
Figura 3.24. Situación de los sondeos de ENADIMSA (1980-1981).	68
Figura 3.25. Imagen satélite de la localización del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).	69
Figura 3.26. Localización del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980- 81).	70
Figura 3.27. Columna litológica del sondeo S-1 Barranco Las Palmas	71



(ENDADIMSA, 1980-81).

Figura 3.28. Perfil térmico a pozo estabilizado del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).	74
Figura 3.29. Temperaturas extrapoladas en el sondeo S-1 Barranco de Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).	75
Figura 3.30. Perfil de temperaturas extrapoladas del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).	76
Figura 3.31. Comparativa de los perfiles de temperatura medidos en el sondeo S- 1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).	77
Figura 3.32. Imagen satélite de la localización del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).	79
Figura 3.33. Situación del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).	79
Figura 3.34. Columna litológica del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-1981).	82
Figura 3.35. Perfil térmico a pozo estabilizado del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).	85
Figura 3.36. Temperaturas extrapoladas en el sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).	86
Figura 3.37. Perfil de temperaturas extrapoladas del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).	87
Figura 3.38. Comparativa de los perfiles de temperatura medidos en el sondeo S- 2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).	88
Figura 3.39. Acuíferos costeros de Gran Canaria (IGME, 1990).	92
Figura 3.40. Subsector Gáldar-Guía. Mapa piezométrico (Nov. 1989) (IGME, 1990).	93
Figura 3.41. Subsector Gáldar-Guía. Mapa de conductividad (Nov. 1989) (IGME, 1990).	94
Figura 3.42. Subsector Telde – Ingenio. Mapa piezométrico (nov. 1989) (IGME, 1990).	96
Figura 3.43. Subsector Telde - Ingenio. Mapa de conductividad (nov. 1989) (IGME, 1990).	97
Figura 3.44. Subsector Arinaga - Tirajana. Mapa piezométrico (nov. 1989) (IGME, 1990).	99
Figura 3.45. Subsector Arinaga - Tirajana. Mapa conductividad (dic. 1989) (IGME, 1990).	100
Figura 3.46. Subsector Maspalomas. Mapa piezométrico (nov. 1989) (IGME, 1990).	102
Figura 3.47. Subsector Maspalomas. Mapa conductividad (dic. 1989) (IGME, 1990).	103
Figura 3.48. Mapa de puntos de agua APAC-BAC del estudio hidroquímico (IGME	104



1992).

Figura 3.49. Distribución de la Temperatura por formaciones geológicas en Gran Canaria (IGME, 1992).	110
Figura 3.50. Distribución de la Conductividad por formaciones geológicas (IGME, 1992).	111
Figura 3.51. Distribución del pH por formaciones geológicas (IGME, 1992).	112
Figura 3.52. Distribución del O ₂ disuelto por formaciones geológicas (IGME, 1992).	112
Figura 3.53. Distribución del CO ₂ disuelto por formaciones geológicas (IGME, 1992).	113
Figura 3.54. Distribución de la Alcalinidad por formaciones geológicas (IGME, 1992).	113
Figura 3.55. Distribución de los Bicarbonatos por formaciones geológicas (IGME, 1992).	114
Figura 3.56. Distribución de los Cloruros por formaciones geológicas (IGME, 1992).	115
Figura 3.57. Distribución de los Sulfatos por formaciones geológicas (IGME, 1992).	115
Figura 3.58. Distribución de la Sílice por formaciones geológicas (IGME, 1992).	116
Figura 3.59. Distribución de los Nitratos por formaciones geológicas (IGME, 1992).	116
Figura 3.60. Distribución del Sodio por formaciones geológicas (IGME, 1992).	117
Figura 3.61. Distribución del Potasio por formaciones geológicas (IGME, 1992).	117
Figura 3.62. Distribución del Calcio por formaciones geológicas (IGME, 1992).	118
Figura 3.63. Distribución del Magnesio por formaciones geológicas (IGME, 1992).	118
Figura 3.64. Diagrama de Piper de las aguas de los Basaltos Antiguos (IGME, 1992).	119
Figura 3.65. Diagrama de Piper de las aguas de la Serie Sálica (IGME, 1992).	120
Figura 3.66. Diagrama de Piper de las aguas del ciclo Roque Nublo (IGME, 1992).	121
Figura 3.67. Diagrama de Piper de las aguas de los ciclos Post Roque Nublo y Recientes (IGME, 1992).	121
Figura 3.68. Diagrama de Piper de las aguas de la Fm. Detrítica de Las Palmas (IGME, 1992).	122
Figura 3.69. Diagrama de Schoeller comparativo de la composición química de los diferentes ciclos volcánicos en la zona N de Gran Canaria (dos muestras representativas por Formación) (IGME, 1992).	123
Figura 3.70. Diagrama de Schoeller comparativo de la composición química de los diferentes ciclos volcánicos en la zona centro de Gran Canaria (dos muestras	124



representativas por Formación) (IGME, 1992).

Figura 3.71. Diagrama de Schoeller comparativo de la composición química de los diferentes ciclos volcánicos en la zona NW de Gran Canaria (dos muestras representativas por Formación) (IGME, 1992).	125
Figura 3.72. Diagrama de Piper de las diferentes facies hidroquímicas agrupadas por Formaciones correspondientes a los ciclos volcánicos (IGME, 1992).	128
Figura 3.73. Evolución de la composición química con la profundidad en los Basaltos Antiguos del sector SW de Gran Canaria (IGME, 1992).	130
Figura 3.74. Evolución de la composición química con la profundidad en los Basalto Antiguos del sector SE de Gran Canaria (IGME, 1992).	131
Figura 3.75. Evolución de la composición química con la profundidad en las Fonolitas y Traquitas de la Serie I de Gran Canaria (IGME, 1992).	132
Figura 3.76. Zona del estudio hidrogeológico del SE de Gran Canaria (IGME, 1993).	134
Figura 3.77. Cortes I de la zona de estudio (IGME, 1993).	137
Figura 3.78. Corte II de la zona de estudio (IGME, 1993).	139
Figura 3.79. Cortes III, IV y V de la zona de estudio (IGME, 1993).	141
Figura 3.80. Cortes VI de la zona de estudio (IGME, 1993).	143
Figura 3.81. Piezometría del SPA-15 (1971 - 72) (IGME, 1993).	150
Figura 3.82. Piezometría del MAC-21 (1979-80) (IGME, 1993).	151
Figura 3.83. Piezometría del Plan Hidrológico de Gran Canaria (1990 - 91) (IGME, 1993).	152
Figura 3.84. Evolución piezométrica 1971-1991 (IGME, 1993).	154
Figura 3.85. Puntos de agua muestreados en 1992 - 93 (IGME, 1993).	157
Figura 3.86. Diagrama de Piper de los puntos de agua muestreados en 1992 - 93 (IGME, 1993).	158
Figura 3.87. Diagrama de Schoeller de la zona Las Tederas – Fataga (IGME, 1993).	159
Figura 3.88. Diagrama de Schoeller de la zona Artedara – Aldea Blanca (IGME, 1993).	161
Figura 3.89. Diagrama de Schoeller de la zona Sabineta – Juan Grande (IGME, 1993).	162
Figura 3.90. Diagrama de Schoeller de la zona El Tablero – Castillo del Romeral (IGME, 1993).	163
Figura 3.91. Diagrama de Schoeller de la zona Maspalomas – Playa Corral de Espino (IGME, 1993).	164
Figura 3.92. Diagrama de Schoeller muestra nº 3 (sur de Fataga) (IGME, 1993).	165
Figura 3.93. Zonación hidroquímica de la zona estudiada (IGME, 1993).	166
Figura 3.94. Mapa de isoconductividades de la zona estudiada (IGME, 1993).	167



Figura 3.95. Zona de estudio IGME-CIAGC (1999 – 2003).	168
Figura 3.96. Isopiezas de niveles estáticos 1980 – 81 (IGME-CIAGC, 2003).	175
Figura 3.97. Isopiezas de niveles estáticos 1990 – 93 (IGME-CIAGC, 2003).	176
Figura 3.98. Isopiezas de niveles estáticos 1997 – 99 (IGME-CIAGC, 2003).	177
Figura 3.99. Isopiezas de niveles dinámicos 1980 - 82 (IGME-CIAGC, 2003).	179
Figura 3.100. Isopiezas de niveles dinámicos 1985 - 87 (IGME-CIAGC, 2003).	180
Figura 3.101. Isopiezas de niveles dinámicos 1990 - 93 (IGME-CIAGC, 2003).	181
Figura 3.102. Isopiezas de niveles dinámicos 1997 - 99 (IGME-CIAGC, 2003).	182
Figura 3.103. Situación de las captaciones muestreadas en los Basaltos Antiguos (IGME-CIAGC, 2003).	189
Figura 3.104. Diagrama de Piper de la Fm. Basaltos Antiguos (IGME-CIAGC, 2003).	190
Figura 3.105. Situación de las captaciones muestreadas en la seie Sálica (ocre) y en la Fonolítica (verde). (IGME-CIAGC, 2003).	191
Figura 3.106. Diagrama de Piper de la serie Sálica (IGME-CIAGC, 2003).	192
Figura 3.107. Diagrama de Piper de la serie Fonolítica (IGME-CIAGC, 2003).	193
Figura 3.108. Situación de las captaciones muestreadas en la seie Roque Nublo (violeta) y en la Fm. Detrítica Las Palmas (amarillo) (IGME-CIAGC, 2003).	194
Figura 3.109. Diagrama de Piper de la serie Fonolítica (IGME-CIAGC, 2003).	195
Figura 3.110. Diagrama de Piper de la Fm. Detrítica Las Palmas (IGME-CIAGC, 2003).	196
Figura 3.111. Diagrama de Piper de la Fm. Detrítica Las Palmas (IGME-CIAGC, 2003).	197
Figura 3.112. Situación de las captaciones muestreadas en la seie Post Roque Nublo (IGME-CIAGC, 2003).	198
Figura 3.113. Isolíneas de Conductividad (μS/cm) en el SPA-15 (1970-74).	201
Figura 3.114. Isolíneas de Cloruros (mg/L) en el SPA-15 (1970-74).	202
Figura 3.115. Isolíneas de Sulfatos (mg/L) en el SPA-15 (1970-74).	204
Figura 3.116. Isolíneas de Nitratos (mg/L) en el SPA-15 (1970-74).	205
Figura 3.117. Isolíneas de Conductividad (μS/cm) (1990-99).	207
Figura 3.118. Isolíneas de Cloruros (mg/L) (1990-99).	208
Figura 3.119. Isolíneas de Sulfatos (mg/L) (1990-99).	210
Figura 3.120. Isolíneas de Nitratos (mg/L) (1990-99).	211
Figura 3.121. Puntos de agua con intrusión marina (1990-99).	214
Figura 3.122. Puntos de agua con vertidos de aguas residuales (1990-99).	215
Figura 3.123. Puntos de agua con vertidos de aguas residuales (1990-99).	216



Figura 3.124. Mapa de puntos de agua utilizados en el informe y situación del permiso de exploración Atidama, propiedad de Petratherm, SA (ITER, 2013).	217
Figura 3.125. Diagramas triangulares del contenido catiónico (izquierda) y aniónico (derecha) en las aguas subterráneas de Gran Canaria disponibles en la GCGDB (ITER, 2013).	218
Figura 3.126. Diagrama de Giggenbach de las aguas subterráneas de Gran Canaria (ITER, 2013).	219
Figura 3.127. El permiso Atidama y el mapa de temperaturas de los pozos de G. Canaria.	220
Figura 3.128. Zonas con el nivel estático por debajo del nivel del mar, según el SPA-15 (ITER, 2013).	220
Figura 3.129. Mapa de pH de las aguas subterráneas (ITER, 2013).	221
Figura 3.130. Concentración de bicarbonatos en las aguas subterráneas (ITER, 2013).	222
Figura 3.131. Concentración de sílice en las aguas subterráneas (ITER, 2013).	222
Figura 3.132. Correlación pH - bicarbonatos en las aguas subterráneas (ITER, 2013).	223
Figura 3.133. Correlación pH – sílice en las aguas subterráneas (ITER, 2013).	223
Figura 3.134. Correlación bicarbonatos – sílice en las aguas subterráneas (ITER, 2013).	224
Figura 3.135. Relación entre Tª, SiO₂ y fases minerales silíceas (ITER, 2013).	225
Figura 4.1. Mapa geológico simplificado de la isla de Gran Canaria (modificado del IGME, 2011), con la ubicación de Atidama, dominio minero estudiado con fines del exploración geotérmica (2012).	228
Figura 4.2. Probabilidad acumulada de la concentración de He en el gas del suelo en el dominio minero de Atidama, Gran Canaria (Modificado de Rodríguez et al., 2015a).	233
Figura 4.3. Probabilidad acumulada de la concentración de H_2 en el gas del suelo en el dominio minero de Atidama, Gran Canaria (Modificado de Rodríguez et al., 2015a).	233
Figura 4.4. Mapa de distribución espacial del ΔHe en el gas del suelo en el área de estudio del dominio minero de Atidama, elaborada a partir del algoritmo de simulación gaussina (sGs) (Modificado de Rodríguez et al., 2015a).	234
Figura 4.5. Mapa de distribución espacial de la concentración de H ₂ en el gas del suelo en el área de estudio del dominio minero de Atidama, elaborada a partir del algoritmo de simulación gaussina (sGs) (Modificado de Rodríguez et al., 2015a).	235
Figura 4.6. Diagrama ternario de N ₂ -Ar-He en los gases del suelo del dominio minero de Atidama. El punto rojo indica la concentración típica del aire y la línea discontinua muestra la dirección en la que se produce la mezcla con el gas	233

endógeno (Modificado de Rodríguez et al., 2015a).

236

Figura 4.7. Diagrama ternario de N_2 -Ar- H_2 en los gases del suelo del dominio



minero de Atidama. El punto rojo indica la concentración típica del aire y la línea discontinua muestra la dirección en la que se produce la mezcla con el gas endógeno (Modificado de Rodríguez et al., 2015a). 236 Figura 5.1. Perfiles gravimétricos a diferentes profundidades obtenido del modelo de anomalía ajustada (Camacho et al., 2000). 238 Figura 5.2. Perfil gravimétrico horizontal de la isla de Gran Canaria con la profundidad (Camacho et al., 2000). 239 Figura 5.3. Mapa que muestra la localización de los perfiles sísmicas y las estaciones registradores. Las líneas gruesas muestran los perfiles radiales principales, mientras que los círculos marcan las estaciones cuyos datos han sido 240 utilizados para el estudio (Ye et al., 1999). Figura 5.4. Transeptos corticales a lo largo de tres perfiles. Las líneas gruesas muestran diferentes unidades estructurales con diferentes funciones de velocidad. Las líneas discontinuas son zonas límites pobremente delimitadas (S. Ye et al., 1999). 242 Figura 5.5. Interpretación de la información obtenida de los transeptos cortical. La corteza pre-volcánica y las estructuras litosféricas están sombreadas, los componentes del edificio volcánico están marcados por diferentes marcas con fondo blanco (Ye et al., 1999). 243 Figura 5.6. Mapa de las anomalías aero-magnéticas de Gran Canaria a una altitud 245 de 3200 metros (Blanco – Montenegro et al., 2003). Figura 5.7. Mapa de anomalías aero-magnéticas observadas por el estudio realizado en 1993 por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) con los perfiles AA' y BB' (izquierda). Alineamientos magnéticos revelados por el mapa de anomalías magnéticas de Gran Canaria, mostrando las fracturas que han controlado el crecimiento de la isla (derecha) (Blanco – Montenegro et al., 2003). 247 Figura 5.8. Representación de la tectónica de la zona que muestra la relación de la falla de salto de dirección Atlantis con el archipiélago canario y el Atlas marroquí (Mantovani et al., 2007). 249



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Zonas de interés geotérmico en el territorio español (fuente: IDAE).	6
Tabla 3.1. Principales estudios de hidrogeológicos realizados en la isla de Gran Canaria desde 1970.	29
Tabla 3.2. Pozos de G.C inventariados en el proyecto SPA-15 (1975).	35
Tabla 3.3.Valores de transmisividad estimados para las diferentes formacionesde Gran Canaria (SPA-15; 1975).	35
Tabla 3.4. Galerías de G.C inventariadas en el proyecto SPA-15 (1975).	36
Tabla 3.5. Permeabilidad y velocidades reales de las diferentes formaciones (SPA-15).	38
Tabla 3.6. Pozos con T>25ºC y con análisis isotópicos (Albert Beltrán, 1976).	49
Tabla 3.7. Resultado de las geotermometrías químicas (Albert Beltrán, 1976).	51
Tabla 3.8. Inventario de pozos con T>25ºC (ENADIMSA, 1979).	54
Tabla 3.9. Análisis isotópicos de tritio, oxígeno-18 y deuterio en pozos de Gran Canaria.	60
Tabla 3.10. Difractometrías de R-X de las muestras de RS (ENADIMSA, 1979).	61
Tabla 3.11. Resultados de los cálculos geotermométricos (ENADIMSA, 1979).	63
Tabla 3.12. Características del sondeo S-1 (Barranco Las Palmas).	68
Tabla 3.13. Características del sondeo S-2 (Agüimes).	78
Tabla 3.14. Parámetros hidráulicos de las formaciones de Gran Canaria (SPA-15).	105
Tabla 3.15. Parámetros hidroquímicos de las diferentes formaciones (IGME,1992).	106
Tabla 3.16. Relaciones iónicas por unidades litológicas (IGME, 1992).	126
Tabla 3.17. Análisis de la demanda en la zona estudiada (IGME, 1993).	135
Tabla 3.18. Parámetros hidráulicos de los bombeos en la zona Sur (IGME, 1993).	146
Tabla 3.19. Parámetros hidráulicos de los sondeos de ELMASA obtenidos por el Servicio Hidráulico de Las Palmas, 1987) (IGME, 1993).	147
Tabla 3.20.Resultados del informe Amurga-1 de noviembre de 1990 (IGME,1993).	148
Tabla 3.21. Resumen de la evolución piezométrica de la isla de Gran Canaria desde 1971 hasta 1991.	153
Tabla 3.22. Balance hídrico de la isla y de la zona de estudio (IGME-CIAGC, 2003).	170
Tabla 3.23. Permeabilidad de los materiales (IGME-CIAGC, 2003).	172



Tabla 3.24.Transmisividad de las formaciones de la zona E deducidas de losensayos de bombeo (IGME-CIAGC, 2003).	184
Tabla 3.25.Caudales específicos (l/s.m) de las formaciones de la zona Ededucidas de los ensayos de bombeo (IGME-CIAGC, 2003).	185
Tabla 3.26. Distribución de captaciones y análisis por formaciones geológicas(IGME-CIAGC, 2003).	188
Tabla 3.27. Grupos hidroquímicos evolutivos para cada formación geológica(IGME-CIAG, 2003).	199
Tabla 4.1. Resumen estadístico de los resultados analíticos de la concentración de gas del suelo de He y H_2 medida en el dominio minero de Atidama para la exploración geotérmica en las Islas Canarias.	232



1. INTRODUCCIÓN

1.1. ENERGÍA GEOTÉRMICA

La energía geotérmica tiene su origen en el calor almacenado en el interior de la Tierra a diferencia de la mayoría de los recursos energéticos renovables que tiene su origen en la radiación solar. Esta fuente de calor que se sitúa a pocos kilómetros de profundidad, se transfiere hacia la superficie principalmente por movimientos de conducción y convección. Los sistemas geotérmicos se encuentran distribuidos en nuestro planeta en diferentes ambientes geológicos y tectónicos. Cada uno de los diferentes tipos de sistemas geotérmicos presenta características peculiares que se reflejan en la química de los fluidos geotermales y sus potenciales aplicaciones. Generalmente, la explotación de los recursos geotérmicos se encuentra ligada a áreas cuyas condiciones geológicas permiten el ascenso vertical de fluidos (principalmente agua en fase líquida o vapor), lo que origina la transferencia de calor desde las partes más internas hacia la parte más externa de la corteza terrestre. El valor medio del gradiente térmico de la corteza se ha calculado en 30ºC por kilómetro de profundidad, lo que produce que las rocas que se encuentran a 2 Km de profundidad tengan una temperatura de 70ºC en áreas donde no existe actividad volcánica. Siendo así, la energía geotérmica se puede considerar como una fuente de energía sostenible, renovable y casi infinita que puede proporcionar calor y electricidad de manera continua a lo largo de todo el año.

La energía geotérmica representa una potencial respuesta a los requisitos de protección ambiental y la posibilidad de llegar a un desarrollo sostenible, siendo una fuente energética que funciona de manera continua, a partir de la explotación del calor natural desde el interior de la Tierra. Según datos de la International Energy Agency (IEA) se espera que la capacidad instalada mundial alcance los 46 GW para 2.035, gracias a una tasa de crecimiento anual promedio de más del 6%.

1.1.1. EL RECURSO GEOTÉRMICO

Dentro del campo de la energía geotérmica, es importante tener conocimiento de conceptos como "el recurso geotérmico". El recurso geotérmico puede ser definido como la fracción de calor que existe en la corteza terrestre cuya extracción puede ser aprovechada de forma económicamente viable en la actualidad o en un futuro próximo. Este concepto abarca un rango tan extenso que engloba desde el calor que se puede encontrar en los horizontes más superficiales del suelo, para los que el calor que proviene del interior terrestre adquiere una importancia insignificante, hasta el



calor almacenado en rocas situadas a las profundidades que se pueden alcanzar con las técnicas de perforación de pozos petrolíferos actuales, más o menos, hasta los 10 km.

Los recursos geotérmicos adoptan una clasificación basada en su nivel de entalpía (nivel de temperatura), factor que claramente condiciona su aprovechamiento. Sin embargo, los valores de temperatura establecidos como límite son variables según los autores. Según la Plataforma Tecnológica Española de Geotermia (GEOPLAT) los recursos geotérmicos presentan la siguiente clasificación:

1) Recursos de muy baja temperatura (<30ºC)

Prácticamente la totalidad de la corteza del planeta cuenta con este tipo de recurso. Las temperaturas de los recursos de muy baja temperatura (<30°C) dependen de la media anual del área donde son captadas. Es la energía térmica almacenada en aguas subterráneas, entre las que se incluyen las que provienen de labores mineras o drenajes de obras civiles, y en el subsuelo poco profundo (<200 m). La aplicación de estos recursos se restringe a los usos directos del calor como calefacción y refrigeración de locales.

2) Recursos de baja temperatura (30-100ºC)

Los recursos de baja temperatura se encuentran en numerosas regiones del planeta, concretamente en cuencas sedimentarias con gradiente geotérmico normal, a profundidades entre los 1.500 y 2.500 m, o ligeramente superior, a profundidades inferiores a 1.000 m. Cabe señalar que los gradientes geotérmicos son más elevados en zócalos jóvenes. La aplicación de estos recursos se centra en usos térmicos para sistemas de climatización-calefacción y agua caliente sanitaria (ACS) urbanos y residenciales, y en diferentes procesos industriales.

3) Recursos de media temperatura (100-150ºC)

La localización de los recursos de media temperatura se encuentran muy extendidos en el planeta principalmente en: cuencas sedimentarias pero a profundidades entre los 2000 y 4000 m, zonas de adelgazamiento litosférico, zonas con alta concentración de isótopos radiactivos o en los mismos contextos geológicos que comprenden los recursos de alta temperatura. Dadas las temperaturas que presentan, su uso es destinado principalmente a la producción de electricidad mediante ciclos binarios, aunque también pueden ser aprovechados en procesos industriales y para el uso térmico y refrigeración en sistemas urbanos.

4) Recursos de alta temperatura (>150ºC)

Este tipo de recursos de alta temperatura se encuentran localizados en zonas geográficas con gradientes geotérmicos extraordinariamente elevados y situados a profundidades muy variables (entre los 1.500 y 3.000 m). Están constituidos por vapor



seco o por una mezcla de agua y vapor. Su aprovechamiento está centrado fundamentalmente para la producción de electricidad.

La Figura 1.1 muestra un cuadro resumen de los principales usos de los recursos geotérmicos en función de su temperatura.



Figura 1.1. Usos directos y producción de electricidad a partir de los recursos geotérmicos para baja, media y alta entalpía.

1.2. ESTADO DEL ARTE

La situación de crisis energética que se vive actualmente a escala mundial, la exigencia por parte de los organismos gubernamentales de una drástica reducción de las emisiones de CO₂ y los avances tecnológicos, llevan a la necesidad de localizar fuentes



alternativas de energía respetuosas con el medio ambiente. La geotermia, por su carácter renovable, su elevado potencial y como una energía con capacidad de suministro permanente, se plante como una opción con fuerte impulso y elevadas garantías. La energía geotérmica se ha producido comercialmente en la escala de cientos de MW en las tres últimas décadas aprovechándose para la generación de electricidad y la utilización directa en muchas partes del mundo. En la Figura 1.2 se muestran los países que para el año 2015 generaban electricidad a partir de fuentes geotérmicas (Bertani, 2015). Como se puede observar, los cinco países con mayor capacidad instalada son Estados Unidos, Filipinas, Indonesia, México y Nueva Zelanda. Por otro lado, la explotación de la energía geotérmica para aplicaciones caloríficas, se encuentra en un estado más avanzado en Europa y países como Rusia y Japón.



Figura 1.2. Principales áreas con potencial de explotación y uso de los recursos geotermales (Bertani, 2015).

En abril de 2015, se celebró en Melbourne (Australia) el World Geothermal Congress donde se ponen en manifiesto el grado de utilización de la energía geotérmica, sus usos directos y los niveles de generación de energía eléctrica a partir de la misma a nivel mundial. En 2015 el total de países que utilizan la geotermia para usos térmicos directos fue de 83, con una capacidad total instalada de 70.329 MWt, este valor, fue de 180 TWh en el año 1991. El 75,6% de la capacidad instalada mundial en 2015 se encuentra centrada en 8 países: China (17.870 MWt), EEUU (17.416 MWe), Suecia (5.600 MWt), Turquía (2.886 MWt), Alemania (2.849 MWt), Francia (2.347 MWt), Japón (2.186 MWt) e Islandia (2.040 MWt). España se encuentra casi en los últimos lugares con 64 MWt. Los países que presentan un mayor crecimiento en potencia instalada (MWt) en los últimos cinco años son: Thailandia, Egipto, India, Corea del Sur y Mongolia. La mayor parte de estos incrementos han sido debidos al uso de



instalaciones con bomba de calor geotérmica. La Figura 1.3 muestra la evolución de la generación bruta de electricidad procedente de fuentes renovables en Europa entre 1990 y 2016. Como se pude observar, la energía hidroeléctrica es la que ha generado el mayor porcentaje de electricidad a lo largo de este período. A partir del año 2000 han comenzado a despuntar otras energías renovables como la eólica o la solar.



Figura 1.3. Generación bruta de electricidad procedente de fuentes renovables, EU-28, 1990-2016 (Fuente: Eurostat).

1.2.1. SITUACIÓN DE LA GEOTERMIA EN ESPAÑA

El potencial geotérmico existente en España es similar o incluso superior al de sus países vecinos, sin embargo, el nivel de desarrollo de la geotermia es muy inferior al de países como Alemania y Francia. Las primeras investigaciones sobre energía geotérmica en España se realizan tras la crisis energética de 1973. Dichas investigaciones fueron realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), que elaboró en 1975 el primer avance de lo que hoy constituye el Inventario General de Manifestaciones Geotérmicas en el Territorio Nacional, en el que se aborda la evaluación del potencial geotérmico del subsuelo. Hasta mediados de los años ochenta, la fase de investigación desarrollada por el IGME y las principales empresas mineras y eléctricas del país, se concentró en la delimitación de zonas en las que se localizan de recursos geotérmicos clásicos. El uso de los recursos geotermales en



España es bastante atractivo. En la Tabla 1.1 se presenta una síntesis de las principales zonas de interés geotérmico en España.

Los estudios realizados en los años 70 sobre los recursos geotérmicos en España llevaron al planteamiento de varios proyectos basados en el uso de la energía geotérmica para aplicaciones relacionadas con la climatización a pequeña escala, a partir de la utilización fluidos con elevada salinidad a profundidades del orden de los 2 km. Las primeras explotaciones de recurso geotérmicos en España comenzaron en 1979, donde la mayoría de los recursos aprovechados fueron de baja entalpía (baja temperatura). Sin embargo, la rentabilidad económica de los proyectos desarrollados no fue suficiente en comparación con la obtenida a partir de otras fuentes de energía, por lo que la mayoría de los proyectos quebraron. El desarrollo de la actividad geotérmica se paralizó por la deficiente planificación y gestión de los proyectos de aprovechamiento debido al desconocimiento de las características del recurso y por planteamientos empresariales y financieros inadecuados.

	ALMACENES SEDIMENTARIOS PROFUNDOS	Cuenca del Tajo : Madrid Cuenca del Duero : León, Burgos y Valladolid Área Prebética e Ibérica : Albacete y Cuenca
Baja Temperatura (T<100ºC)	ZONAS INTRA- MONTAÑOSAS Y VOLCÁNICAS	Galicia: zonas de Orense y Pontevedra Depresiones catalanas: Vallés, Penedés, La Selva y Ampurdán Depresiones internas de las Cordilleras Béticas: Granada, Guadalix, Baza, Cartagena, Mula, Mallorca Canarias: Isla de Gran Canaria.
Media Temperatura (100ºC <t<150ºc)< th=""><th colspan="2">Cordilleras Béticas: Murcia, Almería, Granada Cataluña: Vallés, Penedés, La Selva y Olot Galicia: áreas de Orense y Pontevedra Pirineo Oriental: Zona de Jaca-Sabiñánigo</th></t<150ºc)<>	Cordilleras Béticas : Murcia, Almería, Granada Cataluña : Vallés, Penedés, La Selva y Olot Galicia : áreas de Orense y Pontevedra Pirineo Oriental : Zona de Jaca-Sabiñánigo	
Alta Temperatura (T>150ºC)	Canarias : Tenerife, La Palma y Lanzarote	

Tabla 1.1. Zonas de interés geotérmico	en el territorio español (fuente: IDAE)
--	---



En los últimos 10 años, este panorama ha cambiado. La energía geotérmica se ha convertido en una novedosa fuente de energía renovable con un gran potencial. Un gran porcentaje de este nuevo recurso se centra en la explotación de recursos geotérmicos de muy baja y baja entalpía, que junto con el desarrollo de instalaciones de bombeo de calor, es óptima para climatización y calefacción a nivel residencial e industrial. En lo que se refiere a los sectores convencionales de alta y media temperatura, también se ha observado una gran evolución, por lo que la cantidad de actividad y el número de proyectos dentro del campo de exploración, evaluación y diseminación geotérmica han aumentado significativamente.

1.2.2. GEOTERMIA EN CANARIAS

El archipiélago canario es la única región del territorio nacional que cuenta con recursos geotérmicos de alta temperatura (>150°C) debido a la presencia de un volcanismo activo. Debido a su génesis estructural, al tipo de vulcanismo, a su estadio evolutivo y al régimen de explotación de sus recursos hídricos, cada una de las isla Canarias presenta rasgos y problemáticas de investigación completamente diferentes. La investigación geotérmica presente en Canarias, se ha centrado en las islas de Lanzarote, Tenerife, Gran Canaria y La Palma, mientras que El Hierro, Fuerteventura y la Gomera han quedado fuera del objetivo de reconocimiento inicial.

Los primeros trabajos científicos relacionados con la exploración geotérmica en Canarias fueron los elaborados por el CSIC (Grupo de Volcanología del Museo de Ciencias Naturales de Madrid) a principios de los años 70, centrándose en la isla de Lanzarote. Posteriormente, y debido a la primera crisis del petróleo en 1973 y la elaboración del primer Plan Energético Nacional (PEN) en el año 1974, tiene lugar el primer paso político para introducir el concepto de energías renovables en España. A partir de ese momento, el dinero público para prospección geotérmica se canaliza a través del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras (ENADIMSA), perteneciente al antiguo Instituto Nacional de Industria (INI). Muchos de los trabajos realizados por estos dos organismos, contaron con el apoyo del CSIC, mediante la firma de convenios de colaboración específicos para cada proyecto. Los trabajos se centraron, principalmente, en las islas de Lanzarote, Gran Canaria, Tenerife y La Palma. A continuación, se enumeran cronológicamente, los trabajos elaborados por dichas organizaciones (*Manual de Geotermia de Canarias; Documento 1: Estado de conocimiento*):

- 1974-76: Inventario nacional de manifestaciones geotérmicas.
- **1977**: Evaluación del potencial geotérmico de la isla de Lanzarote y selección de anomalías en las Islas Canarias.



- **1978**: Sondeo geotérmico Lanzarote-1.
- **1979**: Prospección de energía geotérmica en Gran Canaria (Fase preliminar).
- 1981: Estudio geotérmico de las Montañas de Fuego (Lanzarote) por métodos magnetotelúricos y electromagnéticos.
- **1981**: Estudio del gradiente geotérmico en zonas anómalas de Gran Canaria (Sondeos S-1 y S-2).
- **1982-84**: Prospección geofísica y geoquímica de las posibilidades geotérmicas de las islas de Tenerife y La Palma.
- **1983**: Informe del trabajo de investigación del área geotérmica del Teneguía (isla de La Palma) mediante termometría subterránea.
- **1984-86**: Prospección geotérmica de la caldera de las Cañadas del Teide (Tenerife): volcanología, geoquímica y vuelo en IRT.
- **1987**: Investigación geotérmica de las Islas Canarias y evaluación de recursos y reservas Geotérmicas en España.
- **1990-93**: Investigación de la anomalía térmica de Timanfaya (Lanzarote) (*"Shallow HDR geotermal field in Lanzarote -Canary Islands- Potential evaluation and heat extraction tests"*)
- 1991-93: Investigación geotérmica en el área central de la isla de Tenerife y realización de un sondeo termométrico en una zona anómala detectada mediante las primeras campañas de geofísica magnetotelúrica (MT) y geoquímica.

Posteriormente a los trabajos citados, la investigación geotérmica experimentó un fuerte descenso y sólo unos pocos proyectos en materia de recursos geotérmicos se mantuvieron activos desde 1994 a 2006. Fue en este año cuando la empresa Petratherm, llega a España con el fin de desarrollar la energía geotérmica tanto en la península como en el archipiélago Canario. En el 2007, dicha empresa firma un convenio con el Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) para realizar estudios conjuntos sobre geotermia en Canarias. Es en esta etapa, cuando Petratherm obtiene cuatro permisos de exploración, tres en Tenerife y uno en Gran Canaria para estudios de teledetección e interpretación geo-estructural, campañas geoquímicas y campañas de sondeos de geofísica magnetotelúrica. En el 2010, el Servicio de Minas de la Dirección General de Industria y Energía del Gobierno de Canarias otorgó otros 4 permisos de investigación en Tenerife los cuales fueron renovados en junio de 2013. En las islas de Gran Canaria y de La Palma también se otorgaron otros permisos, aunque en la isla de La Palma no se llegaron a desarrollar trabajos.

Hasta la realización del proyecto GEOTHERCAN (2011-2015), los trabajos de exploración geotérmica realizados en Canarias han consistido fundamentalmente en la recopilación y análisis de información ya existente para la búsqueda de recursos



geotérmicos, selección y definición de los permisos de investigación minera donde se realizarán los trabajos de exploración geotérmica con el objeto de realizar prospecciones geoquímicas de gases y volátiles en el ambiente superficial de las zonas de estudio seleccionadas, y el desarrollo de prospecciones geofísicas, fundamentalmente magnetotelúrica, para evaluar el potencial geotérmico existente en el subsuelo. El abastecimiento energético de las Islas Canarias depende en la actualidad en más de un 95% de fuentes de combustible fósiles, constituyendo la investigación geotérmica una actuación estratégica, más si cabe en el ámbito insular, que podría reducir de manera significativa esta dependencia energética y sus niveles de emisiones de CO₂.



2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. INTRODUCCIÓN

Las Islas Canarias están localizadas en el interior de la placa tectónica africana, a unos 100 km del margen continental africano. Este archipiélago está formado por ocho islas principales, cinco islotes y numerosos montes submarinos. Las islas Canarias se encuentran asentadas sobre un basamento constituido por corteza oceánica, perteneciente a la placa africana, que presenta un movimiento lento, cerca de un margen continental pasivo (Fig. 2.1). La datación de las islas a partir de datos paleomagnéticos se ha estimado entre los 150 y los 170 Ma, indicando que la formación de las mismas tuvo lugar durante las primeras fases de la apertura del Océano Atlántico en el Jurásico Medio, Fase tipo Mar Rojo (Hayes & Rabinowitz, 1975; Verhoef et al., 1991; Roest et al., 1992).



Figura 2.1. Marco geológico y geodinámico de las Islas Canarias. Se puede observar que el archipiélago se sitúa en el borde continental. (Modificada de Carracedo et al., 1998).



Las Islas Canarias presentan una larga historia eruptiva que se inició a principios del Terciario, es decir, aproximadamente hace 65 Ma. Sin embargo, la edad de las rocas subaéreas más antiguas del archipiélago se encuentran datadas en 20 Ma. Estas rocas corresponden a piroclastos intercalados entre los sedimentos marinos y los complejos basales de las islas orientales (Balogh et al., 1999), siendo Fuerteventura y Lanzarote las islas más antiguas (20,2 Ma), seguidas por Gran Canaria (14,6 Ma). Las islas occidentales: Tenerife, La Gomera, La Palma y El Hierro, cuentan con un vulcanismo emergido de una edad aproximada de unos 10 Ma (Guillou et al., 2004), siendo en estas islas donde se concentra la actividad eruptiva durante el periodo Cuaternario. La Figura 2.2 muestra la edad geológica de cada una de las islas del archipiélago Canario en el que se observa un envejecimiento del vulcanismo que aumenta en sentido W-E.



Figura 2.2. Mapa de las islas Canarias con la edad de las rocas más antiguas que se han datado del vulcanismo subaéreo (Modificado de Guillou et al., 2004).

Los edificios insulares en el archipiélago Canario se caracterizan por una evolución dividida en una serie de estadios, que ocurre simultáneamente con el desplazamiento de la placa y el ensanchamiento del Atlántico. Es por ello, que las islas han ido situándose sobre un suelo oceánico cada vez más profundo, que actualmente llega a los 4.000 m en las islas más occidentales. Dichas etapas son la etapa de fase juvenil, etapa o periodo de reposo y una etapa de profunda erosión (gap) o fase de rejuvenecimiento. Teniendo en cuenta las diferentes etapas de construcción y destrucción de las islas oceánicas intraplaca podemos establecer en qué fase se encuentra cada una de las islas del archipiélago de Canarias:



- La Palma y el Hierro se encuentran en fase en escudo (etapa de formación)
- La Gomera es la única que está en periodo de reposo
- Tenerife se encuentra en la etapa de rejuvenecimiento y en su máximo desarrollo
- Gran Canaria está en la parte final de esta etapa de rejuvenecimiento con inicio de desmantelamiento
- Lanzarote y Fuerteventura, se encuentran en pleno proceso de desmantelamiento erosivo.

Cabe reseñar que las islas de Gran Canaria, Tenerife, La Palma, El Hierro y Lanzarote han presentado vulcanismo Holocénico, es decir que han tenido lugar erupciones en los últimos 10000 años, mientras que solo Tenerife, La Palma, El Hierro y Lanzarote han presentado vulcanismos histórico (presentan referencias documentase). Cabe señalar que una característica muy importante de este archipiélago es la existencia de un amplio rango de composición de rocas, desde rocas básicas y subsaturadas hasta productos más evolucionados. Tanto la fase en escudo como el vulcanismo posterosivo están caracterizados por un magmatismo dominantemente alcalino con un gran desarrollo de términos evolucionados (Carracedo et al., 1992).

2.2. GEOLOGÍA DE GRAN CANARIA

La isla de Gran Canaria se encuentra localizada en el centro del archipiélago canario y presenta una planta casi circular (Fig. 2.3). Con unos 1.532 km² de extensión, es la tercera isla más grande por superficie, posee 45 km de diámetro y una elevación máxima de 1.950 m.s.n.m. en su zona central (Pico de las Nieves). Las principales características geomorfológicas y estructurales de la isla, la dividen en dos partes iguales siguiendo una línea con dirección NW-SE. La parte más antigua (SW), conocida como Palaeocanaria, se caracteriza por barrancos profundos distribuidos de forma radial desde la cumbre hasta la costa, y está formada, principalmente, por materiales de edad miocena. Por otro lado, la parte más joven (NE), denominada Neocanaria, posee un relieve suave y pendientes poco pronunciadas siendo en esta zona, donde se concentra el volcanismo Plio-Cuaternario (Boucart & Jérémine, 1937; Carracedo et al., 2002; Guillou et al., 2004).

Al igual que el resto de las islas del archipiélago, la isla de Gran Canaria ha sido objeto de numerosas investigaciones y estudios geológicos desde finales del siglo XVIII. Estos estudios abarcan una serie de trabajos monográficos que han proporcionado un detallado conocimiento geológico, entre los que destacan los trabajos de Bourcart & Jeremine (1937), Hausen (1962), Fúster et al. (1968) y Schmincke (1976, 1993). Es importante señalar que la división cronoestratigráfica de la isla ha ido experimentado



una gran evolución en el tiempo, siendo objeto de numerosas revisiones, algunas de las cuales se muestran contradictorias entre sí. A groso modo, la evolución geológica de Gran Canaria está representada por las etapas características de las islas volcánicas originadas por punto caliente (Fig. 2.4), dividiéndose así en tres ciclos magmáticos separados por periodos de inactividad volcánica (Fúster et al., 1968; Lietz & Schmincke 1975; Schmincke, 1976, 1982, 1993):

- 1) Etapa de crecimiento submarino. En Gran Canaria, no hay constancia de afloramientos de los materiales de esta etapa, por lo que no se tienen suficientes datos de la misma.
- Etapa de volcanismo juvenil (14,5 a 8,0 Ma). Incluye la fase en escudo (formación de un volcán en escudo basáltico), un colapso vertical de caldera y volcanismo post-caldera (resurgencia sálica post-caldera).
- 3) Intervalo de inactividad volcánica (3 Ma)
- Etapa de rejuvenecimiento o volcanismo post-erosivo (Aprox. 5,0 Ma hasta la actualidad). Incluye el grupo Roque Nublo (5,0 4,0 Ma) y el grupo Post-Roque Nublo (4,0 Ma Actualidad)



Figura 2.3. Mapa geológico simplificado de Gran Canaria. En azul se representan los afloramientos de la fase escudo; en rosa, los afloramientos de la fase post-escudo; la etapa de rejuvenecimiento se representa en color verde. (Modificado de Schmincke & Sumita, 2010).





Figura 2.4. Cuadro resumen de las principales etapas de evolución de Gran Canaria (Schmincke & Sumita, 2010).

A continuación, se desarrolla de detalladamente cada una de las fases y sub-fases que forman parte de la evolución geológica de la isla de Gran Canaria.

2.2.1. ETAPA DE CRECIMIENTO SUBMARINO

Gran Canaria no cuenta con afloramientos volcánicos submarinos que se correspondan a esta etapa de crecimiento. No obstante, existen datos de esta etapa procedentes de campañas oceanográficas como la desarrollada en el año 1994 dentro del programa ODP (Ocean Drilling Project), en el que se realizó una campaña de perforación de las faldas sumergidas de la isla y cuyos resultados fueron publicados en el volumen 157 del mismo (Weaver et al., 1998). Los perfiles sísmicos y batimétricos sugieren que esta etapa supone más del 90% del volumen total de la isla (Schmincke & Sumita, 1998). En lo que se refiere a los sondeos, solo se pudo perforar unos 300 m de materiales,



principalmente tobas de hialoclastitas y depósitos de debris flow, los cuales fueron interpretados como materiales resultantes de erupciones submarinas someras (<500 m) (Schmincke & Segschneider, 1998). Cabe señalar que no existe una discordancia entre estos depósitos y de los derivados de erupciones subaéreas, sino que, al contrario, en ciertos testigos de sondeo se observan intercalados. Así mismo, los datos geoquímicos indican una fuente magmática común para ambos materiales (Schmincke & Segschneider, 1998). Por tanto, todo esto sugiere que la transición submarina-subaérea de la isla viene marcada por un cambio en el estilo eruptivo y ambas etapas forman parte de un mismo proceso magmático constructivo. Es precisamente a lo largo de este proceso constructivo donde se registran las mayores velocidades de aporte de materiales a las "faldas" sumergidas (apron) de la isla, más de 150 m/M.a., lo cual da idea de la rapidez con que se desarrolló. Por ello, aunque no se tienen datos geocronológicos precisos para la etapa submarina, autores como Schmincke & Sumita (1998), estiman que no se extendió más allá de los 16 M.a.

2.2.2. ETAPA JUVENIL

Esta etapa representa el estadio de mayor duración en el crecimiento de la isla, extendiéndose desde los 14,5 hasta los 8,8 Ma. Está formada por fases muy diferenciadas que representan el crecimiento de volcanes en escudo, el desarrollo de una caldera de colapso y una posterior reactivación de la actividad volcánica post-caldera.

• EDIFICIO EN ESCUDO

Esta fase corresponde a la emisión de más de 1.000 km² de lavas que formaron un edificio volcánico complejo en escudo. Los materiales subaéreos alcanzaron alturas máximas de 2.000 m y el diámetro del edificio sería aproximadamente el de la isla actual (Balcells et al., 1992; Schmincke, 1993; Carracedo et al., 2002; Pérez Torrado, 2008). Actualmente, los afloramientos de estos materiales se observan fundamentalmente en los acantilados costeros del W y SW de la isla, alcanzando potencias de hasta 1000 m (Fig. 2.5). El tipo de emisión subaérea durante esta fase fue de tipo hawaino, es decir, una emisión continúa de lavas y escasas intercalaciones de emisión piroclástica. Las edades datadas para esta fase se encuentran entre 14,5 y 14,0 M.a. (McDougall & Schmincke, 1976; Bogaard et al., 1988; Bogaard & Schmincke, 1998).





Figura 2.5. Distribución de los materiales volcánicos correspondientes a la etapa inicial del edificio en escudo, marcando tanto las posibles alineaciones de rift como los deslizamientos ocurridos en esta etapa (14,5 - 14,0 M.a.) (Rodríguez-González, 2009).

Cabe reseñar que en SW de la isla aparece un contacto discordante entre materiales de esta fase. La morfología de este contacto, la presencia de un potente nivel de brechas a lo largo del mismo y la pequeña diferencia de edad entre las lavas situadas encima y debajo, parecen sugerir la existencia de un gran deslizamiento gravitacional que afectó al flanco SW del edificio volcánico (Schmincke, 1976, 1993). Por otro lado, la morfología costera en arco que se extiende en el NW de la isla (desde La Aldea hasta Agaete), también ha sido sugerida como cicatriz de otro gran deslizamiento gravitacional (Coello-Bravo & Coello-Bravo, 1999).

• CALDERA DE COLAPSO

En la etapa final de la formación del volcán en escudo, se originó una cámara magmática riolítica cuyo emplazamiento fue a escasa profundidad (entre 4-5 km), que podría haber sido alimentada periódicamente por un reservorio basáltico más profundo, más o menos a 14 km de profundidad (Freundt & Schmincke, 1992). La naturaleza riolítica de dicha cámara provocó las primeras erupciones explosivas de la isla y la posterior formación de ignimbritas tipo HARI (high aspect ratio ignimbrite). Por



tanto, el colapso de la zona sumital del edificio insular y formación de la llamada Caldera de Tejeda (Fig. 2.6), pudo ser debido a la combinación de la rapidez de emisión de las lavas del vulcanismo en escudo junto al brusco vaciado de la cámara magmática riolítica. Esta Caldera denominada Caldera de Tejeda, presenta una forma elíptica en planta, con aproximadamente 20 km en su eje mayor con dirección (NW-SE) y unos 17 km en el menor (NE-SW) y un salto de aproximadamente 1000 m. Esta Caldera es considerada el rasgo tecto-volcánico más importante de la isla de Gran Canaria. Actualmente, solo puede observarse su mitad occidental, marcada por la presencia de unos niveles de alteración hidrotermal que afecta a los depósitos piroclásticos intracaldéricos.



Figura 2.6. Distribución de depósitos traquíticos-riolíticos emitidos en la primera fase de caldera resurgente y delimitación de la Caldera de Tejeda (14,0 - 13,3 Ma) (Rodríguez-González, 2009).

Al mismo tiempo que se inició el colapso de la caldera, la cámara magmática riolítica estaba siendo rellenada por magma basáltico, el cual, debido a la presión ejercida por el bloque hundido, fue violentamente expulsado a través de las fisuras presentes en la caldera a modo de nuevas erupciones ignimbríticas. El conjunto de estos depósitos ignimbríticos riolíticos a basálticos, forman una unidad de enfriamiento (cooling-unit) denominada P1 en la nomenclatura de Schmincke (1976, 1993) de hasta 30 m de



potencia, que recubre a los basaltos del edificio en escudo sobre una superficie mayor (400 km²) alrededor de la caldera. Esta amplia distribución superficial, así como la relación causa-efecto del colapso de la caldera, hace de esta unidad P1 un excelente nivel guía para la reconstrucción de aspectos tan importantes como edad del colapso, morfología de los márgenes de la caldera o saltos de fallas. Datado por Bogaard et al. (1988) y Bogaard & Schmincke (1998) en unos 14 m.a., esta edad debe ser considerara como la de la formación de la Caldera de Tejeda. La existencia de esta depresión de colapso ha permitido distinguir para esta formación dos dominios, intracaldera y extracaldera (Balcells et al., 1992).

• VOLCANISMO POST-CALDERA

Este estadio está caracterizado por la emisión de grandes volúmenes de materiales desde los bordes de la caldera (ring fractures) que presenta una naturaleza sálica (\approx 1.000 km³). La mayoría de estos materiales son depósitos ignimbríticos con textura en flamas que reafirman unas temperaturas de emplazamiento elevadas (>650°C) y unos mecanismos eruptivos tipo colapso instantáneo de la columna piroclástica (boiling over). En este estadio se distinguen dos fases, una primera fase en la que abundan los materiales de composición riolítica peralcalinatraquítica y una segunda dominada por traquitas-fonolitas. En las dos fases los magmas fueron emitidos por cámaras magmáticas someras, periódicamente rellenadas por materiales basálticos más profundos, siendo afectados por mecanismos de diferenciación, generalmente cristalización fraccionada.

La primera fase (14,0 a 13,3 M.a., volumen emitido ≥300 km³), se inició con la emisión de la unidad P1, y sus materiales fueron distribuidos en dos dominios diferentes: intra y extracaldérico. En el dominio extracaldérico, el apilamiento de unas 15 unidades ignimbríticas de enfriamiento con espesores locales de hasta 300 m, van a recubrir una gran parte del edifico en escudo (Schmincke, 1976, 1993). Las medidas de direcciones de flujo en estos depósitos, con pendientes originales de 7 a 9º hacia el mar, ponen de manifiesto su procedencia desde los bordes de la caldera (Schmincke & Swanson, 1967). Por otro lado, la casi ausencia de depósitos epiclásticos intercalados nos indica un proceso de emisión muy rápido. Respecto al dominio intracaldérico, el apilamiento de estos materiales riolíticotraquíticos parece rellenar en gran medida la caldera originada. Debido a los episodios intrusivos que tienen lugar con posterioridad en este dominio intracaldérico, no resulta posible la correlación estratigráfica entre materiales de ambos dominios. Sin embargo, parece evidente que todos estos materiales proceden de los mismos centros eruptivos ubicados en los márgenes de la caldera.



En la segunda fase (13,3 a 8,8 M.a., volumen emitido \geq 500 km³), se suceden los depósitos ignimbríticos junto con un importante número de lavas, sobre todo a techo de la sucesión, formando paquetes tabulares con ligera inclinación hacia el mar y con espesores locales de hasta 1.000 m. La presencia de un importante número de depósitos epiclásticos intercalados, pone de manifiesto la existencia de una serie de hiatos en la actividad volcánica que Bogaard & Schmincke (1998), han cifrado para los periodos comprendidos entre 12,33 a 12,07 M.a., 11,36 a 10,97 M.a. y 9,85 a 8,84 M.a. Los centros eruptivos parecen seguir situándose en los márgenes de la caldera, si bien la existencia en el centro-sureste de la isla de un importante apilamiento de lavas, así como de numerosas inyecciones de domos y diques, y una fuerte alteración hidrotermal de los materiales, apuntan a la existencia de un edificio estratovolcánico en esta zona (Schmincke, 1976, 1993).

En el dominio intracaldérico las manifestaciones magmáticas son de carácter intrusivo, distinguiéndose tres episodios principales que son:

- 1) Sienitas alcalinas (12,3 a 9,8 M.a. en la parte anular de la caldera y 8,9 M.a. en la parte central).
- 2) Complejo cónico de diques (cone-sheet) (11,7 a 7,3 M.a.).
- 3) Domos fonolítico-nefeliníticos (8,5 M.a.)

Químicamente, todos estos materiales intrusivos presentan semejanzas con las ignimbritas y lavas traquítico-fonolíticas, lo que unido a la similitud de sus edades, permite suponerlos como sus equivalentes subvolcánicos (Fig. 2.7).



Figura 2.7. Distribución de materiales traquítico-fonolíticos en los dominios intra- y extracaldérico y magmatismo intrusivo (14,0 - 7,3 Ma) (Rodríguez-González, 2009).



2.2.3. ETAPA DE INACTIVIDAD VOLCÁNICA

Con la finalización de la etapa juvenil, Gran Canaria experimenta un largo periodo de inactividad volcánica que se extiende durante más de 3 M.a. Sin embargo, en sectores del N de la isla se cree que pudieron existir eventos eruptivos de naturaleza fonolítica durante dicho periodo de letargo (Pérez Torrado, 2000; Schneider et al., 2004). Cabe señalar que el rasgo más característico de esta etapa de inactividad es el desarrollo de un relieve erosivo que se asocia a una red radial de barrancos, que excavaron los materiales de naturaleza sálica hasta llegar a los materiales basálticos del volcán en escudo. Además, esta red de barrancos condicionó la distribución de los depósitos volcánicos posteriores.

Los materiales de la actividad erosiva se acumularon en las zonas litorales del NE, E y S de la isla, dando lugar al denominado Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas. No obstante, es en el presente periodo donde se alcanzan valores mínimos de acumulación de materiales en las faldas submarinas de la isla, indicando que las mismas crecen, generalmente, en las épocas de mayor intensidad volcánica.

2.2.4. ETAPA DE REJUVENECIMIENTO

La etapa de rejuvenecimiento o etapa post-erosiva se prolonga desde los 5,5 M.a. hasta la actualidad. Esta etapa comprende varias fases de actividad volcánica que se agrupan en dos periodos: Grupo Roque Nublo y Grupo Post-Roque Nublo (Este último comprende, a su vez el vulcanismo reciente y el vulcanismo holoceno).

La etapa de rejuvenecimiento presente en la isla, se caracteriza por ser bastante más compleja y dilatada en el tiempo que la observada en otros modelos de islas de punto caliente. Durante este periodo, en Gran Canaria se superan los 200 km³ de material emitido, con formación de un gran edificio central y una dispersión espacio-temporal típica de la etapa final de su evolución. No obstante, esta etapa evolutiva supuso una gran disminución en el volumen de material emitido respecto a las etapas previas y el progresivo aumento en la alcalinidad de los magmas.

• GRUPO ROQUE NUBLO (PLIOCENO)

Esta actividad volcánica se desarrolló entre los 5,5 y 3,0 Ma. Se denomina Grupo Roque Nublo, por ser los materiales que constituyen este monolito los más representativos de esta fase. Los primeros signos de actividad volcánica (5,5 M.a.), se caracterizaron por erupciones de tipo estromboliano en los sectores meridionales y centrales de Gran Canaria. Esta actividad generó una serie de conos piroclásticos, con



algunas lavas nefeliníticas asociadas, que se alinearon según dirección NW-SE. Posteriormente, hacia los 4,6 M.a., la actividad se desplazó hacia los sectores centrales de la isla (Ayacata, La Culata de Tejeda, Las Mesas, Tenteniguada) donde se mantuvo durante un periodo de unos 1,5 M.a. dando lugar a la formación de un complejo edificio volcánico denominado estratovolcán Roque Nublo (Pérez Torrado et al., 1995; Pérez Torrado, 2000). Sus primeras erupciones, de carácter efusivo, emitieron lavas de composición basanítica-basaltos alcalinos. Se emitieron, en una primera fase, coladas que se extendieron hacia el este, oeste y norte principalmente, rellenando los barrancos. Estos materiales se observan actualmente en la base de los escarpes situados en la pared septentrional de la Caldera de Tirajana, en la Caldera de Tejeda, especialmente bajo la Mesa del Junquillo, y en el norte insular, donde llegaron al mar como puede observarse en algunas playas fósiles en el Rincón y Caleta del Guincho (Cabrera & Pérez Torrado, 1988). Dichos relieves también ocupando amplios relieves en resalte, como son las divisorias existentes entre el Barranco de Valsequillo y el Guiniguada y entre éste último y Teror. Parte de estas lavas, las canalizadas hacia el N-NE y en menor medida las canalizadas hacia el W, alcanzaron la costa y penetraron en el mar, desarrollando estructuras de hialoclastitas y pillow-lavas sobre el Miembro Medio de la FDLP (Fig. 2.8). A medida que prosigue la actividad efusiva del volcán, la composición del magma va evolucionando hacia términos traquítico-fonolíticos, alcanzados los cuales el volcán desarrolla mecanismos eruptivos más explosivos. Así, hacia los 3,9 M.a. comienza la emisión de los depósitos ignimbríticos que se asocian a erupciones de carácter vulcaniano freatomagmático (Pérez Torrado et al., 1997). La actividad volcánica termina con la intrusión de numerosos domos de composición fonolítica hacia los 2,9-3 Ma. Los domos endógenos del Rincón de Tenteniguada, el Saucillo, la Montaña del Lechugal, en Valsequillo, y Risco Blanco, en Tirajana, se corresponden con esta fase de emisión.

La distribución geográfica y geometría de dichos depósitos, con un volumen global del orden de unos 200 km³, indican que el estratovolcán Roque Nublo pudo alcanzar una altura superior a los 2.500 m. El Roque Nublo presentó una morfología asimétrica, constituida por laderas septentrionales (N) prolongadas y de pendientes relativamente suaves, y laderas meridionales (S) cortas y pronunciadas (Pérez Torrado et al., 1995). Al final de su evolución, este edificio contó con una serie de colapsos gravitacionales, tanto en sus flancos septentrionales como en los meridionales, generando estos últimos una serie de depósitos de avalanchas volcánicas que pueden seguirse durante más de 25 km hasta la costa meridional de la isla (García Cacho et al, 1994; Mehl & Schmincke, 1999) y que han sido también reconocidos en los sondeos submarinos del proyecto ODP (Schmincke & Sumita, 1998). La mitad SW de la isla fue poco afectada por la actividad del estratovolcán Roque Nublo, y sus relieves, los más evolucionados de la isla desde el punto de vista geomorfológico, continúan desarrollándose desde



que se formaron hace más de 8,5 M.a. Hacia el E, en la amplia área entre el Barranco de Silva y el de Temisas, no se han encontrado depósitos de este grupo sin que pueda explicarse con facilidad su ausencia.



Figura 2.8. Después del periodo de inactividad volcánica de 3 Ma, la actividad volcánica se reactiva a partir de los 5,5 Ma con la formación del estratovolcán Roque Nublo (Rodríguez-González, 2009).

• **GRUPO POST-ROQUE NUBLO**

Muchos autores han considerado que al Ciclo Roque Nublo sigue un período de tranquilidad de más de 500.000 años, con actividad erosiva y tectónica, iniciándose a continuación el Ciclo Post-Roque Nublo de 2,4 a 0,6 Ma. (McDougall & Schmincke, 1976; Schmincke, 1976, 1993; Balcells et al., 1992). Aunque en los sectores de medianías y costeros el estratovolcán debió sufrir un progresivo desmantelamiento erosivo anterior a la emisión de los materiales de esta nueva fase, parece existir, en los sectores surorientales y noroccidentales de la isla, una contemporaneidad entre las intrusiones fonolíticas de finales del ciclo Roque Nublo y las primeras erupciones basaníticas del Post-Roque Nublo (Pérez Torrado et al., 1995; Guillou et al., 2004). Por otro lado, los materiales epiclásticos considerados como representativos de este



supuesto periodo de inactividad volcánica, han sido reinterpretados en diversos momentos de la evolución de la isla. Así, el denominado "Miembro Superior de la Formación Detrítica de Las Palmas" (Gabaldón et al., 1989; Balcells & Barrera, 1990; Balcells et al., 1992), constituido por depósitos de carácter aluvial, es coincidente en gran parte con la emisión de ignimbritas del estratovolcán Roque Nublo, y responde, a la actividad erosiva de barrancos drenando las laderas de ese edificio volcánico mientras aún era activo.

La actividad volcánica en esta fase está caracteriza por erupciones estrombolianas asociadas a una estructura tipo rift con orientación NW-SE, lo que origina una serie de campos de conos piroclásticos entre los que discurren las sucesivas lavas de composición basanítico-nefelinítica a traquibasálticas (Fig. 2.9). En conjunto, estos materiales van a cubrir a los de estadios anteriores en amplias superficies de la mitad septentrional de la isla, alcanzando potencias locales de hasta 500 m, suponiendo un volumen de emisión que diversos autores sistemáticamente han cifrado en unos 10 km³, y otros, en base a cálculos más detallados, asciende a >30 km³. Las dataciones realizadas en ellos, parecen indicar que la mayor parte de la actividad volcánica de esta fase se desarrolló entre los 3 a 1,5 Ma. (McDougall & Schmincke, 1976, Balcells et al., 1992, Guillou et al., 2004).



Figura 2.9. Distribución del vulcanismo Post-Roque Nublo (3,6 Ma a la actualidad), primeramente ligado a una estructura tipo rift NO-SE y posteriormente con dispersión espacio temporal (Rodríguez-González, 2009).



A partir de 1,9 M.a., aproximadamente, la actividad volcánica deja de estar centralizada en la estructura de rift y se hace mucho más dispersa. En este periodo de tiempo, tuvo lugar la formación de conos estrombolianos (que actualmente conservan parcialmente su morfología) y campos de lava asociados que cubrieron la parte NE de la isla formando grandes plataformas que actualmente se extienden hasta el mar. La actividad volcánica de esta unidad tuvo lugar hasta aproximadamente 1,4 M.a. cuando empezó un periodo de inactividad volcánica de aproximadamente medio millón de años.

2.3. VULCANISMO HOLOCENO

Hace 1,0 M.a. la actividad volcánica a Gran Canaria se reactivó con la formación de conos estrombolianos, maares y lavas asociadas que rellenaron antiguos barrancos o formaron pequeñas plataformas. El vulcanismo holoceno queda delimitado geográficamente a tres áreas al norte de la isla (Fig. 2.10). Este vulcanismo comprende una serie de pequeños conos estrombolianos monogenéticos, ocasionalmente hornitos y fisuras de las cuales emerge directamente el flujo de lava y calderas freatomagmáticas, aparentemente alineados en dirección NO-SE que dejan huellas de este tipo de erupciones incluso a decenas de kilómetros del centro de emisión. En la actualidad, la última cartografía geológica llevada a cabo por Rodríguez-González (2018), se han identificado 24 eventos eruptivos, incluyendo pequeños edificios adicionales como conoletes, hornitos y salideros, suponiendo un total de 29.



Figura 2.10. Distribución espacial de los depósitos volcánicos holocenos (Modificado de Aulinas, 2008).


La característica geomorfológica diferencial que permite separar las erupciones volcánicas holocenas de todas las precedentes es la posición de sus lavas a fondo de los cauces de los barrancos que apenas los rellenan. Dependiendo del caudal de emisión, las coladas pueden cubrir áreas extensas y hasta alcanzar la costa, con longitudes desde los 100 m hasta los 10 km. Sólo algunos centros de menor envergadura muestran lavas de corto recorrido, no habiendo sido suficiente su volumen como para poder inundar los cauces (Rodríguez González et al., 2008). Las coladas basálticas son las más frecuentes en estas erupciones, las cuales se emiten con elevadas temperaturas y se comportan como un fluido, discurriendo a favor de la pendiente topográfica. La morfología es variada, desde una colada rellenando una depresión con una disyunción columnar o en bolas hasta coladas en canal o tubo. Los espesores o potencias medias de las coladas varían desde 1 a 20 m, con anchos medios desde 50 a 400 m. La morfología de las coladas es, en la mayoría de los casos, de tipo a'a.

El volumen total de materiales generados de las erupciones es poco significativo, por lo que no tienen la capacidad de modificar los rasgos morfo-estructurales generales de la isla. Pese a esto, el vulcanismo holoceno si ha significado un enriquecimiento de las morfologías de detalle, un aumento de los volúmenes topográficos y, en determinadas áreas, una modificación importante o una fosilización de los relieves preexistentes.

La degradación natural y antrópica a la que se ve afectada la isla, ha afectado de forma distinta a los edificios volcánicos. Mientras que las lavas cuentan con una elevada resistencia a la erosión, los conos muestran una gran tasa de denudación. Cabe señalar, que los volcanes situados en la cumbre están mejor conservados que los volcanes del sector NE de la isla que soportan una mayor presión urbanística.

La datación por ¹⁴C es el mejor método disponible para obtener las edades absolutas en el vulcanismo Holoceno. Nogales & Schmincke (1969), dataron la erupción del volcán Montañón Negro en unos 3.500 años y la catalogaron como la última acaecida en la isla. Sin embargo, se han realizado numerosas dataciones ¹⁴C, que ponen de manifiesto que la erupción de Bandama la última actividad volcánica de la isla, enmarcándola en tiempos prehistóricos y de la que los aborígenes fueron testigos, datada en 1.970 ± 70 años antes del presente (Alberto-Barroso & Hansen, 2003). Además, la posición estratigráfica y los cambios geomorfológicos de los edificios volcánicos se utilizan para controlar la variable temporal en las erupciones en las que no se han encontrado materiales para datar.



• ESTUDIOS PETROLÓGICOS

En Gran Canaria se han realizado numerosos estudios sobre vulcanismo Holoceno, entre los que destacan los elaborados por Pérez Torrado (1992), Carracedo (2002), Aulinas (2008), Rodríguez-González (2009) y Hansen (2009). Durante la realización de los mismos, una parte del trabajo se enfocó a la recolección de muestras de lava con el objeto de realizar la caracterización, desde el punto de vista petrológico y geoquímico, de esta última etapa de vulcanismo en la isla. Los resultados generales que se han obtenido, reflejan una cierta homogeneidad textural de las muestras, con ligeras variaciones en el grado de cristalinidad y vesicularidad. Mayoritariamente muestran texturas porfídicas, en ocasiones glomeroporfídicas, con moderada a alta vesicularidad y mesostasis microcristalina a hipohialina. Las principales fases minerales que constituyen los fenocristales son el olivino y el clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino son euhédricos a subhédricos, siendo rara la presencia de este mineral como microfenocristales en la masa vítrea. Los clinopiroxenos, por su parte, están presentes como fenocristales, microfenocristales y como microlitos en la masa vítrea. En muy pocos casos aparecen sólo como microlitos dispersos homogéneamente en la mesostasis. Desde el punto de vista textural hay dos tipos de clinopiroxenos: unos en forma de fenocristales subhédricos, microfenocristales o microlitos de colores marrones; los segundos siempre como fenocristales verdes redondeados. Estos últimos conforman la parte central de cristales inversamente zonados. En estos fenocristales zonados se diferencian tres zonas principales: un núcleo verde alotriomorfo rodeado por un manto ocre y en la mayoría de casos por un borde externo marrón. Dependiendo del color verde de los núcleos, los fenocristales fueron divididos en tres tipos siguiendo el esquema de Duda & Schmincke (1985): (a) núcleos ligeramente o fuertemente pleocroicos de color verde aceituna, (b) núcleos poco o nada pleocroicos de color verde hierba y (c) núcleos ligeramente pleocroicos de color verde-gris. Los tres tipos son muy comunes y no es raro encontrarlos en una misma muestra. Normalmente coexisten con piroxenos marrones en las muestras básicas como basanitas y tefritas. Diferentes estudios realizados apuntan a que este tipo de clinopiroxenos podrían tener tres orígenes. En el primero se considera que los núcleos de los clinopiroxenos zonados están genéticamente relacionados con el manto del cristal y el borde que les rodea (fases connatas, es decir, coexistencia de dos magmas composicionalmente diferentes y con fases minerales que pueden ser químicamente distintas). Esta zonación inversa puede ser debida a un incremento en la fugacidad del oxígeno o por hundimiento de los cristales en una cámara magmática convectiva en donde la base se caracteriza por tener magmas más calientes y más básicos (ricos en Mg). El segundo origen considera que los núcleos de los clinopiroxenos inversamente zonados son xenocristales accidentales relacionados con el material encajante.



Finalmente, el tercer origen considera que los núcleos son xenocristales connatos, es decir, son el producto de cristalización de un magma evolucionado que posteriormente se mezcla con un magma más primitivo.

• ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

A parte de los estudios petrológicos mencionados previamente, también se han realizado análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas de roca total en las lavas muestreadas (utilizando las técnicas de ICP-OES, ICP-MS y XRF), así como análisis químicos puntuales de los microfenocristales y fenocristales de las mismas muestras (mediante microsonda electrónica). La clasificación de las rocas volcánicas analizadas se ha realizado de acuerdo con el diagrama TAS de sílice vs. total de álcalis (Le Bas et al., 1986) y las normas CIPW (Le Maitre et al., 2002), una vez han sido ajustados los resultados analíticos al 100% sobre una base anhidra y usando la relación Fe₂O₃/FeO según Le Maitre (1976). Para el tratamiento de datos se utilizó el software SINCLAS (Verma et al., 2002). La Figura 2.11 representa la clasificación TAS de las lavas holocenas de Gran Canaria donde se puede apreciar que la gran mayoría de las muestras quedaron clasificadas en el campo de las basanitas, unas pocas como tefritas y solo una muestra como foidita y otra como basalto alcalino.



Figura 2.11. Clasificación TAS de las lavas holocenas de Gran Canaria. BSN-TF, basanita – tefrita; FOI, foidita y B, basalto.



El análisis con microsonda electrónica mostró que los fenocristales y microfenocristales de olivino son muy homogéneos en cuanto a composición, clasificándose como crisolitas. Por otro lado, y como quedó evidenciado en el análisis petrológico, composicionalmente se distinguen dos tipos de clinopiroxenos: los marrones tienen una composición diopsídica, mientras que los verdes se clasifican como salita. La relación entre ellos permite definir condiciones termobarométricas sobre las fuentes magmáticas (Aulinas & Gimeno, 2007).

En síntesis, desde el punto de vista petrogenético el estudio de los clinopiroxenos, especialmente los intensamente zonados, son minerales muy importantes por el hecho de ser buenos geobarómetros, es decir, su composición química es útil para estimar las condiciones de P y T de evolución de los magmas. Por este motivo, la descripción de petrografía y química mineral de la mayoría de los estudios realizados, se centra en el análisis de esta fase mineral. En cuanto a los clinopiroxenos marrones, en los cálculos P-T realizados se evidenció como la T de cristalización de los piroxenos variaba entre 1.203-1.233°C, a profundidades de 19 a 28 km (Aulinas, 2008). Para el caso de los clinopiroxenos inversamente zonados, y pese a que su utilización para los cálculos de T y P puede superar el error tolerable, se estimó que la cristalización de los mantos ocres de los clinopiroxenos se dio a profundidades entre 12 y 20 km, corteza y la parte más somera del manto (P = 3,7 – 5,9 kbar y T = 1.118 – 1.175°C). En el caso de los bordes, los cálculos estimaron una cristalización de éstos entre 6 y 9 km de profundidad (P = 1,8 – 2,7 kbar y T = 1.101 – 1.125°C).

A partir de estos resultados se cree que en estas profundidades se mezclaron (mixing/mingling) magmas básicos procedentes del manto profundo y magmas evolucionados caracterizados por la presencia de clinopiroxenos verdes, es decir, la mayoría de magmas básicos procedentes del manto profundo ascendieron casi de forma adiabática hasta la barrera manto – corteza (MOHO), punto el que se produjo la separación de los magmas. Algunos de esos magmas continuaron su ascenso hacia la superficie sin apenas variar la relación P-T, mientras que otros pudieron estancarse en pequeñas cámaras magmáticas y posteriormente prosiguieron su ascenso distribuyéndose por áreas de forma más dispersa.



3. ANÁLISIS DE LAS BASES DE DATOS Y TRABAJOS PREVIOS DE HIDROGEOLOGÍA E HIDROQUÍMICA CON FINES DE EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN LA ISLA DE GRAN CANARIA

En la isla de Gran Canaria se han llevado a cabo numerosos y diferentes estudios hidrogeológicos que han permitido comparar resultados entre las bases de datos más antiguas (niveles piezométricos más altos y menos alteraciones costeras) y las más recientes (mayor explotación y contaminación química y antropogénica). En la Tabla 3.1 se presentan los principales estudios hidrogeológicos realizados en la isla de Gran Canaria.

Tabla 3.1.	Principales	estudios	de hidro	geológicos	realizados	en la	isla de	Gran	Canaria	desde
1970.										

ESTUDIO	INSTITUCIÓN	AÑO
Estudio Científico de los Recursos de Agua en las Islas Canarias SPA/69/515 (SPA 15)	FAO-MOP	1970-1975
Inventario de captaciones y obras de almacenamiento en la isla de Gran Canaria	CIAGC	1980
Proyecto de planificación y explotación de los recursos de agua en el Archipiélago canario. Comisión interministerial coordinadora de las actuaciones del Estado en materia de aguas en las Islas Canarias (Proyecto MAC-21, 1977-1981)	Cabildo Insular de Gran Canaria	1983
Control piezométrico, hidrométrico y de la calidad de las aguas subterráneas en las islas de Tenerife, Gran Canaria y La Gomera	IGME	1988-1990
Caracterización hidrogeoquímica de los acuíferos de las islas de Gran Canaria y El Hierro	IGME	1992
Estudio hidrogeológico para la definición de áreas sobreexplotadas o en riesgo de sobreexplotación en la zona baja del Este de Gran Canaria	IGME-CIAGC	1998-2003
Inventario de captaciones	CIAGC	1997-1998
Plan Hidrológico Insular de Gran Canaria	CIAGC	1999
Red de control hidrogeológico insular	CIAGC	Actualidad
Diversas tesis doctorales sobre aspectos de la hidrogeología de la isla	Universidad de Las Palmas	-

La actual red de control hidrogeológico de Gran Canaria se estableció en el año 2007 y se adapta a la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE de 23 de octubre) delimitando las masas de agua (10 unidades) y una red WISE (*Water Information System for Europe*)



conformada por 60 puntos de control, que se enriquece con otra complementaria de 136 puntos (Fig. 3.1) (http://www.aguasgrancanaria.com). La mencionada Directiva define el concepto de masa de agua como un volumen claramente diferenciado de aguas de un acuífero o acuíferos.



Figura 3.1. Actual red de control del CIAGC en la isla de Gran Canaria.

La primera acción a desarrollar, es poder disponer de la base de datos analítica más reciente del CIAGC, y obtener los inventarios hidroquímicos de alguno de los grandes proyectos insulares (SPA- 15, MAC-21 y/o IGME) con el fin de comparar resultados actuales con los más antiguos.

Ambas bases de datos, la más reciente y la más antigua, deberán ser comparables en cantidad y calidad de información, de manera que sus bases de datos puedan ser tratadas de manera similar con el fin de obtener resultados comparables.



3.1. RESULTADOS PARCIALES PREVIOS DE CARÁCTER HISTÓRICO

3.1.1. EL PROYECTO SPA-15

El primer trabajo sistemático en el que se evaluaron los recursos hídricos del archipiélago canario, fue el conocido como "Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias", conocido como "Proyecto SPA-15", llevado a cabo por el Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo y la UNESCO en el primer lustro de los años setenta.

El desarrollo económico de las islas en todos sus sectores, aunque fundamentalmente primaban la agricultura y el creciente turismo, estaba condicionado a la existencia de agua en cantidad y calidad suficiente, sobre todo en una época en la que la desalación de agua marina todavía no era contemplada como una alternativa tecnológica y económicamente razonable. La racionalización del uso del agua exigía, como requisito previo, un conocimiento científico profundo de la hidrogeología de las islas: conocer los balances hídricos de cada una de ellas, tan dispares respecto a sus parámetros climáticos; delimitar sus unidades hidrogeológicas; conocer el funcionamiento, características y dinámica de los acuíferos en ellas integrados; cuantificar sus recursos y reservas; determinar y cuantificar la demanda en cada uno de los sectores implicados...todo ello encaminado a diseñar y establecer una política hidráulica adecuada y viable.

El proyecto Proyecto SPA-15 fue realizado con abundante despliegue de medios, se recolectaron gran cantidad de datos, se aplicó un riguroso método científico y participaron gran cantidad de técnicos, expertos y consultores nacionales e internacionales. Todavía hoy en día sigue siendo el punto de partida y referente en cualquier estudio hidrogeológico del archipiélago. Las conclusiones de este proyecto ratificaron la gravedad de la situación en la que se encontraba la isla: los acuíferos registraban importantes deterioros porque la demanda superaba a las posibilidades de aprovechamiento, el sistema de explotación permitía que buena parte del caudal se perdiera en el mar a través del subsuelo y las extracciones de agua eran en su mayoría a costa de reservas fósiles.

• EL BALANCE HÍDRICO

Del balance hídrico llevado a cabo por el SPA-15 y, referido a un período de 23 años (1949 – 1972), se obtiene, en síntesis, los siguientes resultados:

- Superficie total: 1.558 km²



- Precipitación media anual (1949 -1972): 370 mm
- Total precipitación: 576 hm³/año
- Coeficiente de evapotranspiración: 0,65
- Total de evapotranspiración real: 374 hm³/año
- Coeficiente de escorrentía total: 0,35
- Aportaciones totales media anuales: 202 hm³/año
- Coeficiente escorrentía superficial : 45% escorrentía total
- Escorrentía superficial: 92 hm³/año
- Coeficiente infiltración: 55% escorrentía total
- Total infiltración: 110 hm³/año

Del total de recursos que anualmente, como media, se recogen en la isla de Gran Canaria (202 hm³/año), una parte se traduce en escorrentía superficial (92 hm³/año), de la que un porcentaje pequeño se aprovecha y el resto se pierde torrencialmente en el mar. La otra parte, se traduce en infiltración subterránea (110 hm³/año), distribuyéndose posteriormente en las extracciones de aguas, acumulación de reservas (prácticamente nula) y surgencias subterráneas al mar.

La cuantía del flujo subterráneo que finalmente alcanza el mar se cifra entre 17 y 40 hm³/año, según sea la metodología utilizada para su cálculo. Se trató de localizar estas salidas mediante termografía aérea infrarroja, cuyos resultados se recogieron en un informe interno editado con anterioridad a la publicación del SPA-15. Se llevaron a cabo otras evaluaciones referidas a otras series estadísticas, aunque todas coinciden en los grandes números.

De las isoyetas elaboradas para el período 1949-1950 a 1966-1967, en base a 161 estaciones, se deduce en el SPA-15 una precipitación media para la isla de 401 mm. El valor obtenido para los cinco años más recientes de este proyecto (1967-1972), utilizando los datos de 173 puntos previamente seleccionados y comprobados, resultó de 350 mm. Otros datos cifran la pluviometría media de Gran Canaria, para períodos suficientemente largos, en 370 mm. La Figura 3.2 representa el mapa de isoyetas medias anuales en mm. Por otro lado, la Figura 3.3 representa la recarga anual estimada (mm/año), alcanzando los 400 mm en las cumbres y disminuyendo de manera concéntrica hacia la costa.





Figura 3.2. Mapa de isoyetas medias anuales (mm). Proyecto SPA-15 (1975).



Figura 3.3. Recarga anual estimada (mm/año). Proyecto SPA-15 (1975).



• LA BASE DE DATOS

La primera base de datos fidedigna sobre captaciones de agua en la isla de Gran Canaria data de 1933 (Ministerio de Industria y Comercio, 1934), fecha en la que se contabilizaron 285 manantiales, 303 pozos y 42 galerías. El inventario de puntos de agua particulares del SPA-15 en la isla de Gran Canaria se basó en la ordenación de los expedientes de pozos y galerías que llevaron a cabo entre los años 1968-1969 los Servicios Geológico e Hidráulico de Las Palmas, consignándose para cada punto su situación, propietario, profundidad, explotación anual y potencia instalada. El inventario abarcó 1.879 pozos, que es la modalidad de captación de agua subterránea más común en la isla. De este número, aproximadamente un tercio (643) no se explotaba, ya sea porque en su día resultaron improductivos o por los subsiguientes descensos de los niveles.

El SPA-15 determinó que la extracción era de 100 hm³ frente a los 6,4 hm³ obtenida de los 303 pozos inventariados en 1933.

La construcción de los pozos a principios de los años 70 era totalmente artesanal: excavación de la roca, a mano en los primeros tiempos y con ayuda de explosivos después. En la isla eran menos de una decena los perforados con máquina de percusión. Los pozos así construidos solían tener un diámetro de 2,5 – 3,0 m, para permitir las labores manuales. Una vez alcanzado el nivel estático, se continuaba avanzando mientras lo permitía la capacidad de la bomba de achique utilizada y la seguridad de la obra. Era común la excavación de galerías laterales en el fondo, con el fin de incrementar el radio efectivo, o de sondeos de pequeño diámetro en cualquier dirección, denominados catas.

La longitud total excavada en forma de pozos, cuantificada en el SPA-15, fue de 172 km. (sin contar galerías ni catas a fondo de pozo) lo que supone una profundidad media de 92 m; sin embargo, los pozos realmente productivos tenían una profundidad de 125- 150 m. (Tabla 3.2). Siempre según la memoria del SPA-15, los pozos producen caudales entre 4 y 30 I/seg, con espesores saturados entre 10 y 70 m, por lo que los caudales específicos oscilan entre los 0,06-3 I/seg/m. No resultó posible establecer un estudio estadístico de los rendimientos por formaciones litológicas, dado que se desconocían las columnas litológicas de la mayor parte de los pozos, así como la presencia de galerías laterales asociadas. La única excepción la constituyen los basaltos antiguos del escudo basal, por formar el substrato geológico de la isla: en este caso la productividad media en 44 puntos de la zona sur resultó ser de 0,45 I/seg/m, y de 0,27 la mediana.



Municipie	Nº de pozos			Longitudes (km)			Producción	Longitudes medias (m)		
wunicipio	Productivos	Abandonados	Total	Productivos	Abandonados	Total	(Hm ³ /año)	Productivos	Abandonados	
Agaete	9	9	18	0,40	0,40	0,80	0,9	44	44	
Agüimes	70	47	117	10,80	3,90	14,70	11,3	154	83	
Artenara	2	3	5	0,36	0,22	0,58	0,2	180	73	
Arucas	25	45	70	3,09	3,20	6,29	2,5	124	71	
Firgas	20	20	40	3,01	1,71	4,72	2,2	150	85	
Gáldar	41	27	68	5,25	1,70	6,95	6,0	128	63	
Guía	65	33	98	9,28	3,62	12,90	9,5	143	109	
Ingenio	44	39	83	7,94	4,90	12,84	5,6	180	125	
Mogán	51	33	84	2,84	1,30	4,14	5,8	55	39	
Moya	40	26	66	6,62	2,04	8,66	6,0	165	78	
Las Palmas	15	72	87	1,71	3,90	5,61	0,8	- 114	54	
San Bartolom	e 46	32	78	5,62	2,33	7,95	12,3	122	73	
San Mateo	5	31	36	7,69	2,00	9,69	3,6	145	64	
San Nicolás	397	25	422	11,92	0,50	12,42	2,5	30	20	
Sta. Brígida	37	73	110	6,03	8,40	14,43	2,3	163	115	
Sta. Lucía	45	21	66	6,31	3,16	9,47	10,3	140	150	
Tejeda	1	7	8	0,05	0,18	0,23	0,05	50	25	
Telde	168	45	213	17,13	4,20	21,33	16,2	102	93	
Teror	13	18	31	2,05	1,89	3,94	1,3	158	105	
Valsequillo	43	26	69	5,49	1,70	7,19	3,3	128	65	
Valleseco	48	11	59	6,88	0,91	7,79	5,5	143	83	
Total o media	1.185	643	1.828	120,47	52,16	172,63	108,15	97	80	

Tabla 3.2. Pozos de G.C inventariados en el proyecto SPA-15 (1975).

Parece ser que la media de las fonolitas de la zona de Las Palmas – Tejeda - Gando se manifestó bastante alta (0,48 l/seg/m. en 32 puntos), aunque la mediana era de sólo 0,15 lo que indica un comportamiento más irregular e inferior al de los basaltos basales. Los valores de transmisividad obtenidos para las diferentes formaciones litológicas fueron se detallan en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3. Valores de transmisividad estimados para las diferentes formaciones de Gran Canaria (SPA-15; 1975).

Materiales	Transmisividad m ² /día		
- Basaltos Antiguos	5 - 20		
- Fonolitas, Complejo Traqui-Sienítico e Ignimbritas	5 - 10		
- " (zonas excepcionales)	10 - 25		
- Roque Nublo (aglomerados)	25 - 50		
- Roque Nublo (niveles basálticos y sedimentos)	50 - 200		
- Basaltos Modernos (contactos con Fonolitas, Basaltos Antiguos, etc.)	10		
- '' (condiciones variables)	40 - 200		
- Depósitos aluviales	200 - 800		



En lo que respecta a las galerías, el SPA-15 inventarió un total de 339 {productivas o no}, que totalizaban 177 km de longitud y suministraban aproximadamente 20 hm³/año (Tabla 3.4), unas 2,5 veces más de lo que proporcionaban las 42 existentes en 1933. Para los 124 km perforados, la productividad media resultaba algo superior a 5 l/seg/km, frente a los 7 l/seg/km de la isla de Tenerife. Este proyecto concluyó que, en las ya construidas, el caudal disminuía con el tiempo de forma aproximadamente exponencial, ya que al principio tiene lugar un drenaje relativamente rápido de la masa de agua más cercana y que la vida media de las galerías de la isla es relativamente alta (25-30 años).

Respecto a los manantiales, en el inventario de 1933 existían en Gran Canaria 285, con un caudal medio de 3,7 l/seg, y una producción anual de 33 hm³. La mayor parte de este volumen surgía en los municipios de Agaete, Gáldar, Guía, Moya, Firgas, Tejeda, Valleseco y Valsequillo, donde muchos manantiales tenían caudales superiores a 10 l/seg.

El SPA-15 apenas logró inventariar 100 manantiales, con una producción total doce veces menor (3 hm³/año). Sólo unos veinte tenían un caudal superior a 1 l/seg, y su producción suponía el 75% de la total. Estaban todos situados en las partes altas de las cuencas de Tejeda y Agaete. En todos los demás casos se trataba de pequeños rezumes asociados a la presencia de diques o almagres.

Municipio	Nº de galerías			Longitud perforada (km)			Longitud media (m)		Producción	Productividad
Municipio	Productivas	Estériles	Total	Productivas	Estériles	Total ·	Productivas	Estériles	(Hm ³ /año)	(I/seg/km)
Agaete	0	12	12	0	0,89	0,89	-	0,07	0	
Agüimes	9	6	15	7,40	2,54	8,94	0,82	0,42	1,2	5,14
Artenara	4	2	6	4,49	0,67	5,16	1,12	0,33	0,3	2,12
Arucas	1	8	9	1,50	2,43	3,93	1,50	0,28	0,1	2,11
Firgas	3	5	8	1,55	1,36	2,91	0,51	0,27	0,1	2,04
Gáldar	11	8	19	7,30	2,91	10,21	0,66	0,36	1,8	7,82
Guía	3	20	23	2,50	3,77	6,27	0,83	0,18	0,1	1,27
Ingenio	2	6	8	10,91	3,35	14,26	5,46	0,55	0,4	1,16
Mogán	2	2	4	0	0,30	0,30		0,15	0,05	-
Moya	10	14	24	4,53	5,64	10,17	0,45	0,40	0,5	3,50
Las Palmas	2	4	6	0,88	0,89	1,77	0,44	0,22	0,02	0,72
S. Bartolomé	11	8	19	6,11	2,13	8,24	0,55	0,26	0,4	2,07
San Mateo	30	19	49	20,56	6,65	27,21	0,84	0,35	7,7	11,8
San Nicolás	0	5	5	0	1,28	1,28	-	0,25	0	
Sta. Brígida	0	3	- 3	0	1,98	1,98	-	0,66	0	
Sta. Lucía	6	4	10	1,51	1,60	3,11	0,25	0,40	2,4	76,6
Tejeda	1	6	7	3,80	1,55	5,35	3,80	0,26	0,2	1,67
Telde	14	10	24	13,24	4,25	17,49	0,94	0,42	1,2	2,87
Teror	2	12	14	3,86	2,36	6,22	1,98	0,20	0,1	0,82
Valsequillo	41	17	58	28,47	5,12	33,59	0,69	0,30	2,5	2,78
Valleseco	9	7	16	5,54	1,24	6,78	0,61	0,17	0,7	4,00
Total o media	161	178	339	124,15	52,91	176,06	0,77	0,30	19,77	5,06

Tabla 3.4. Galerías de G.C inventariadas en el proyecto SPA-15 (1975).



• RESULTADOS CON IMPLICACIÓN GEOTÉRMICA

A expensas del tratamiento especializado necesario para abordar la base de datos del SPA-15 con criterios de investigación geotérmica, que es el objeto del presente estudio, se adjuntan una serie de mapas de este proyecto que ponen de manifiesto la importancia de este primer gran inventario llevado a cabo a comienzos de los setenta y que aportan la foto fija de la isla hace más de 40 años.

1) Mapas de niveles estáticos y dinámicos verano-invierno

El SPA-15 presenta tres mapas piezométricos basados en un inventario de 350-450 puntos de agua, la mayoría de ellos situados en la mitad nororiental de la isla.

El mapa de niveles estáticos corresponde al año hidrológico 1972-1973. La superficie piezométrica es de forma concéntrica, alcanzándose máximos de 1.400 m. en el centro de la isla (Fig. 3.4). El flujo es pues sensiblemente radial con gradientes medios del 7 al 12%; pendientes mayores son normales en distancias cortas. Cerca de la costa, los gradientes suelen ser del 4 al 6%. En la Tabla 3.5 Se presentan la permeabilidad y velocidades reales del flujo subterráneo según la formación que resultan de la aplicación de la Ley de Darcy.



Figura 3.4. Niveles estáticos (1972-1973). Proyecto SPA-15 (1975).



Formación	Permeabilidad (m/día)	Velocidades reales del agua (m/día)
Basaltos Antiguos Fonolitas, Ignimbritas Roque Nublo Basaltos Modernos Terraza de Las Palmas Depósitos Aluviales	$\begin{array}{rrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrr$	0,75 - 1,25 - 2,50 1,50 - 5

Tabla 3 5 Permeabilidad y	v velocidades reales de las diferentes formacion	les (SPA-15)
abid 5.5. Permeabilidad	y velociuades reales de las diferentes formación	les (SPA-15).

En general, la transmisividad no es muy elevada, variando entre los 200 m²/día de los Basaltos modernos a los 10 m²/día de los Basaltos Antiguos y Fonolitas-Ignimbritas.

Como puede apreciarse, y a pesar de la baja permeabilidad de los materiales, las velocidades de circulación son muy semejantes a las que suelen darse en materiales más productivos; en definitiva, la permeabilidad de los materiales volcánicos se ve compensada por unos gradientes nada usuales, lo que hace posible el transporte hacia la costa de la infiltración generada en la zona lluviosa central de la isla.

En esta situación estática destaca la existencia de una depresión permanente, con niveles de 0 a 50 m por debajo del nivel del mar, de unos 14 km. de longitud y 50 km² de extensión, ocasionada por dos núcleos de sobrebombeo que explotan Basaltos Antiguos en Agüimes y Sardina. Varios pozos de la zona ya se habían abandonado por exceso de salinidad.

En las Figuras 3.5 y 3.6 quedan representada las condiciones piezométricas dinámicas de invierno (diciembre de 1970 y enero de 1971) y verano (julio y agosto de 1972), respectivamente. En invierno las mayores extracciones tienen lugar en la mitad sur (cultivo del tomate), mientras que en verano se bombea sobre todo en el norte (plataneras). La zona deprimida por debajo del nivel del mar en la costa oriental se extiende considerablemente en invierno, apareciendo otro importante cono de bombeo en el sur (zona de Maspalomas). Ambas totalizan unos 175 km².





Figura 3.5. Niveles estáticos en verano de 1972. Proyecto SPA-15 (1975).



Figura 3.6. Niveles estáticos en invierno de 1971 Proyecto SPA-15 (1975).



2) Límites de la intrusión marina

La zona con niveles por debajo del mar ocupaba en 1975 una depresión de 50 km² de manera permanente. En la franja costera oriental, entre el sur de Telde y Tirajana, los niveles del agua durante el bombeo quedaban estacionalmente bajo el nivel del mar, dando lugar al bombeo de aguas salobres en esas zonas, de modo que los elevados valores de la conductividad eléctrica y de Cl encajaban con las depresiones de los niveles del agua subterránea y también con los valores anómalos de las relaciones hidroquímicas.

El límite aproximado de la zona de bombeo costera coincide con la curva de 3.500 mg/l de sales disueltas y con la de 700 mg/l de Cl, es decir, 0,10 y 0,30 de la concentración en el agua del mar respectivamente. Tal como se indica en la Figura 3.7, estos valores se pueden tomar como posibles límites de intrusión de agua del mar y parecen coincidir con la curva de cota a 0 m. del techo de los Basaltos Antiguos que subyacen la región afectada.



Figura 3.7. Límites de la intrusión marina. Proyecto SPA-15 (1975).



3) Mapa de temperatura de agua subterránea

Por lo general, la temperatura del agua subterránea se corresponde con la temperatura media del aire y por lo tanto decrece con la altitud topográfica, en el supuesto de que no concurran anomalías en los gradientes geotérmicos o que se trate de agua subterránea profunda.

En el caso de Gran Canaria, la Figura 3.8 se muestra, en una sección norte-sur, la relación existente entre la temperatura media atmosférica y la del agua subterránea. Mientras que las temperaturas del aire tienen un perfil bastante regular, las del agua muestran una gran variación, en parte debida a diferencias de profundidad y en parte a anomalías térmicas. No obstante, es posible trazar una línea media: en la mitad norte la temperatura del agua es más o menos paralela a la del aire, con un descenso de 10°C/100m de elevación indicando que la recarga se realiza de forma distribuida.



Figura 3.8. Perfil N-S de la temperatura del agua subterránea.



En la mitad meridional de la isla, el gradiente térmico en relación con la altitud del nivel freático (10°C por cada 22 m), es cinco veces superior al del norte, lo que significa que las aguas subterráneas son de circulación más profunda.

La Figura 3.9 muestra la distribución de la temperatura en la isla de Gran Canaria, observándose un área central con una media de 15°C, rodeada por zonas concéntricas sucesivas de temperaturas crecientes. Destacan 90 puntos en que la temperatura sobrepasa los 25°C y 15 en que es superior a 30°C. Cinco de estos últimos puntos se encuentran en una línea entre Ingenio y Bahía de Santa Agueda, en Arguineguín, La ubicación de estos puntos más calientes, así como su alineación, no coincide con ninguno de los fenómenos tectónicos conocidos. Existen también zonas anómalas en las proximidades de Marzagán y al norte de Guía, que el SPA-15 las relaciona posiblemente con la actividad volcánica reciente.



Figura 3.9. Mapa de temperatura del agua subterránea. Proyecto SPA-15 (1975).



4) Mapa termográfico de descargas de aguas subterránea al mar

El informe de este vuelo en IRT parece constituir un informe interno independiente del SPA-15. La única referencia que se hace en la memoria final es el mapa de la Figura 3.10, en el que se referencian una serie de descargas de agua fría y de agua caliente, siempre respecto a la temperatura del agua del mar.



Figura 3.10. Resultados de la termografía aérea publicada en el proyecto SPA-15 (1975).

5) Presencia de CO2-libre en el agua subterránea

La existencia de CO₂ libre en el agua subterránea en cantidades apreciables constituye un indicio de actividad volcánica remanente. En Gran Canaria, las emanaciones de CO₂ son muy extensas en la mitad NE, donde aparecen las formaciones geológicas más recientes.

En la Figura 3.11 se puede observar la existencia de seis grandes áreas con un contenido de CO₂ en el agua subterránea superior a 150 mg/L. Existen también muchas



otras áreas de menor extensión, con contenidos que oscilan entre 25 y más de 600 mg/L. Las zonas centrales, mitad SW y una gran parte de las altitudes medias están libres de CO_2 en concentraciones anormalmente altas.

Cabe señalar que en S. Mateo, Sta. Brígida y Arucas, el CO₂ no se manifestó hasta que los pozos rebasaron una cierta profundidad.



Figura 3.11. Contenido de CO₂-libre en el agua subterránea. Proyecto SPA-15 (1975).

6) <u>Contenido en sílice (SiO₂)</u>

En el proyecto SPA-15 no se contempla un mapa de isocontenidos de sílice, tan solo dice, textualmente:

"La concentración del SiO₂ en las aguas subterráneas está normalmente en el intervalo de 20-40 mg/L y, por lo tanto, no difiere de los valores medios establecidos universalmente para las aguas subterráneas de las formaciones de rocas carbonatadas e ígneas.

Los valores mayores se encuentran en la mitad nordeste, donde existen las rocas más modernas y donde se localizan además seis zonas de gran contenido, que destaca



sobre el regional; prácticamente todas ellas coinciden con los focos de CO₂ mencionados previamente y en ellas la concentración varía entre 40 y 112 mg/L. Esas seis zonas son:

Zonas	mg/l SiO₂		
- Guía - Gáldar	40 a 50		
- Moya - Firgas - Fontanales	50 a 80		
- Tenoya	Aprox. 80		
- Parte superior del Valle de Agaete	50 a 75		
- Agüimes - Ingenio	70 a 112		
- Tirajana inferior	50 a 90		
(Oeste de Sardina)			

Los pequeños focos existentes en Tafira, en las proximidades de Santa Brígida y en Teror también se pueden relacionar con centros de emisión volcánica recientes, donde coexiste un elevado contenido de CO₂.

Esta coincidencia entre las zonas de emanación de CO_2 y los altos valores de SiO_2 se relacionan con la mayor agresividad del agua.

La temperatura crece a lo largo de las secciones con algunas irregularidades que coinciden con notables elevaciones en el contenido en CO₂ disuelto y disminución del pH, hasta valores tan bajos como 4,2; simultáneamente se produce un incremento en sílice, aunque más suave.

Es importante notar que los tramos con un muy elevado contenido en CO₂ disuelto se corresponden con una mayor rapidez en la tendencia al incremento en la mineralización. Sin embargo, pasados esos tramos la salinidad tiende a reducirse de nuevo, lo cual indica que existe poca movilidad horizontal del agua"

7) <u>Contenido en hierro y manganeso</u>

En terrenos cristalinos ricos en compuestos ferromagnésicos, sean volcánicos o intrusivos, la presencia de Fe⁺⁺ y Mn⁺⁺ en las aguas subterráneas suele ir siempre asociada a condiciones de pH ácido-neutro y potenciales redox oxidantes, compatibles casi siempre con la presencia de CO₂ libre en el agua.

En la Figura 3.12 se indica el contenido en Fe, Mn y Zn de las aguas muestreadas. El SPA-15 concluye que la amplia distribución del Zn en el agua subterránea de la isla de Gran Canarias puede atribuir a contaminación por las tuberías galvanizadas que se instalan en los pozos. Por el contrario, existe una clara relación entre el mapa de Fe y



Mn con el de CO_2 libre (Fig. 3.10), con anomalías en la mitad NE de la isla. Como ejemplo de este fenómeno, cabe citar la parte alta del Valle de Agaete, con más de 1,0 mg/L de Fe (total) y, particularmente, el manantial de Los Berrazales, donde alcanza excepcionalmente 19 mg/L de Fe con 800 mg/L de CO_2 libre.



Figura 3.12. Contenido de Fe⁺⁺, Mn⁺⁺ y Zn en el agua subterránea. Proyecto SPA-15 (1975).

3.1.2. EL ESTUDIO DE ALBERT BELTRAN, J. (CGS-CEPSA, 1976)

Un año después de ser publicado el proyecto SPA-15 y con motivo del 1^{er}. *Simposium Internacional de Aprovechamiento de la Energía* celebrado en Las Palmas de Gran Canaria en octubre de 1976, el Dr. José Albert Beltrán, llevó a cabo una primera interpretación de las anomalías térmicas del inventario del SPA-15 mediante el estudio de los contenidos de sílice dentro del marco de las investigaciones que CGS-CEPSA llevaban a cabo para el IGME. La base de datos le fue cedida por el, ya desaparecido, Servicio Geológico de Obras Públicas de Gran Canaria

Para dicho estudio, se seleccionaron los puntos de agua con temperatura superior a 25°C (Fig. 3.13a), un total de 73, siendo en todos los casos pozos de profundidad comprendida entre 22 y 526 m de profundidad, aunque su valor medio está comprendido entre 100 y 250 m.





Figura 3.13. Localización de Pozos con T>25ºC (Imagen superior, a); Correlación entre la temperatura (a) y la-profundidad en los pozos calientes (b).(Albert, 1976).



A pesar de que en Gran Canaria se han perforado pozos en toda su extensión, las captaciones con agua caliente se localizan hacia a periferia de la isla, distribuidas en cuatro núcleos diferenciados (Fig. 3.13a): uno en el sector SSW (Mogán - Maspalomas), un segundo en la zona ESE (barrancos de Tirajana - Guayadeque), el tercero abarca una circunferencia de unos 6 km de radio con centro en Telde, y por último un cuarto núcleo en el norte de la isla entre los meridianos de Gáldar y Tamaraceite.

Las temperaturas varían entre el citado límite inferior (25°C), fijado por el S.G.O.P. en su inventario, y 41°C, con valores medios de 29°-33°C. No se observa ninguna relación entre temperatura y distribución geográfica. Respecto a la relación entre temperatura y profundidad, si se comparan en una gráfica ambos parámetros se advierte un lógica correlación, aunque con gran dispersión de la nube de puntos (Fig. 3.13b). No obstante, poco significa la temperatura del agua en estas captaciones someras respecto a la temperatura original en profundidad, ya que en último extremo es la composición química, en condiciones de equilibrio termodinámico y ausencia de mezcla, la que permite determinar la temperatura de este equilibrio en profundidad.

Bajo el punto de vista geológico, las captaciones presentan una notable variedad. Mientras en los sectores SSW y ESE de la isla se emplazan en los materiales más antiguos (traquitas y fonolitas miocenas de los grupos Mogán – Fataga de la fase postescudo), la mayor parte de los restantes pozos (zona E y N) están construidos sobre los materiales recientes plio-cuaternarios. Es de hacer notar que la mayor densidad de pozos con agua termal corresponde a la zona del barranco de Tirajana – barranco de Guayadeque por donde se sitúa la zona de posible gran fractura con desplazamiento vertical que atravesaría la isla en dirección NE-SW y delimitada en la actualidad por los barrancos de Agaete y Tirajana.

Con los análisis de estos puntos de agua con temperatura mayor de 25°C, se aplicaron geotermómetros de sílice, Na-K, Na-K-Ca y el basado en el equilibrio albita-anortita. En aquellos años la única manera de suponer que se había alcanzado el equilibrio químico en profundidad era poner de manifiesto, mediante análisis de tritio, que el agua era lo suficientemente antigua para presuponerle un equilibrio agua-roca y que no existían mezclas posteriores con aguas más recientes.

De entre los puntos anómalos seleccionados, solo se disponía de seis análisis de tritio y otros de isótopos estables (Tabla 3.6).

Los datos de tritio anómalos en las aguas procedentes de los pozos con temperatura mayor a 25°C indican que se trata de aguas meteóricas de infiltración, sin alteraciones por intercambios isotópicos por efecto de temperatura ni interacción con CO₂ endógeno, pues quedan sobre la recta de aguas meteóricas sin tipo alguno de deriva



(Fig. 3.14). Solo la muestra 3014 presenta un ligero intercambio con CO_2 (agua ligeramente carbónica con 1.155 mg/L de bicarbonatos).

N.º S.G.O.P.	H3-(U.T)	δ.D (%)	δ.018 (%0)
2074	-	_	-5,31
3002	$4,1 \pm 1,0$	-	
3014	$1,7 \pm 0,2$	-24,5	-5,12
4001	0.3 ± 0.2	- 19,3	-3,67
4005	$4,1 \pm 0,3$	- 19,0	-3,78
8009	$5,5 \pm 0,3$	-12,5	-2,70
8018	()	-15,1	-2,96
8023	1.0 ± 0.2	-18.0	-3,54

Tabla 3.6. Pozos con T>25ºC y con análisis isotópicos (Albert, 1976).



Figura 3.14. Correlación O-18 - Deuterio en los pozos con T>25ºC (Albert, 1976).

Por otra parte, las bajas concentraciones de tritio indican que las aguas no corresponden a los aportes de los últimos 20 años, lo cual favorece la posibilidad de alcanzar un cierto equilibrio termodinámico. Este mismo bajo contenido indica una escasa o nula mezcla con aguas superficiales o de infiltración reciente.

La aplicación de los geotermómetros antes referidos ofrecen los resultados indicados en la Tabla 3.7. El geotermómetro de sílice, en sus diferentes ecuaciones experimentales de diversos autores (Fournier, Siever...) resulta siempre muy fiable para todo rango de temperaturas. No sucede igual con el Na/K, que sobreestima mucho las temperaturas por debajo de los 160ºC por falta de puntos de ajuste experimental en la concepción del geotermómetro original. El Na/K resulta de dudosa



aplicación, al igual que la corrección de Ca en muchos casos. Solo la sílice y el equilibrio albita – anortita presentan resultados coherentes al ser válidos para sistemas hidrotermales de baja y media entalpía.

En la Tabla 3.7, los valores considerados aberrantes se han indicado entre paréntesis. Como puede apreciarse, los equilibrios en profundidad se generan a temperaturas comprendidas entre los 80º y 110ºC. Estos mismos resultados se representan en la Figura 3.15 sobre el mapa de los puntos de agua.

Como se puede observar en la Figura 3.15, las temperaturas superiores a 100°C aparecen con profusión en el sector ESE, en la zona comprendida entre los barrancos de Tirajana y Guayadeque, donde resultan cuantitativamente importantes en cuanto a número de puntos, seguida de la zona N, entre Gáldar y Las Palmas.

En el estudio se concluye también que se desconoce la profundidad a la que se produce el equilibrio, dado que no existen medidas de gradiente en la isla. Por gradiente geotérmico normal conductivo, estas temperaturas deberían encontrarse sobre los 2.500 m de profundidad. Si existieran convecciones, estas profundidades podrían ser mucho menores. Otras aguas (2058, 2009, 2045, 3034, 4025, etc.) evidencian una circulación mucho más somera con temperaturas de equilibrio cercanas incluso a las de captación, como es el caso concreto de la 3034 y 402.



Figura 3.15. Mapa de temperaturas de equilibrio en profundidad (Albert, 1976).



	T	TERMOMETRIAS					
Muestra SGOP	Temp. (°C) captación.	SiO2 FOURNIER	SiO SIEVER	Na/K	Na-K-Ca	Alb-Anort.	T.ª media
1038	25,3	105°	94°	(322°)	105°	83°	97°
1050	25,0	100°	88°	(336°)	(156°)	100°	960
1067	26,0	115°	106°	(305°)	136	(30-)	119
1079	26,0	-	48	(151°)	(135°)	(95°)	-
10/9	25,0	120°	113°	(154°)	(416°)	108°	113°
1125	25,1	121°	114°	(222°)	(203°)	110°	115°
2010	26,0	105°	94°	(224°)	90°	75°	91°
2058	25,2		50°	(105°)	(143°)	65	5/*
2062	26,4	75°	55°	(103°)	(140°)	60°	48°
2069	25,0	99°	86°	(145°)	(181°)	105°	96°
2081	25,0	122°	115°	119°	93°	120°	114°
2084	31,4	-	55°	(154°)	(179°)	85°	70°
2085	25,8	1058	48°	(151°)	(88°)	105°	103°
2086	25,4	105°	94°	(171°)	97°	70°	82°
2094	27.8	-	43°	86°	(135°)	70°	66°
3002	28,0	117°	110°	(142°)	89°	90°	101°
3005	28,1	128°	122°	(239°)	63°	80°	980
3006	31,8	134	129	(185°)	(187°)	95	1100
3007	28,0	128°	122°	87°	100°	100°	107°
3009	33,0	136°	131°	(201°)	72°	98°	109°
3011	29,0	137°	135°	(232°)	77°	68°	104°
3014	34,6	117°	110°	(208°)	72°	90°	97°
3018	33,0	120°	1220	147°	710	78°	970
3024	27,0	128°	122°	138°	67°	80°	107°
3027	31,0	99°	86°	(161°)	(194°)	99°	94°
3029	30,0	82°	70°	(158°)	(183°)	68°	73°
3034	25,0	1059	48°	(212°)	(217°)	30°	39°
3036	25,0	980	83°	(177°)	92°	66°	85°
3042	28,0	-	29°	(133°)	(92°)	30°	29°
4001	28,2	103°	92°	138°	80°	70°	96°
4002	33,3	128°	122°	(175°)	87°	81°	104°
4005	27,0	105%	940	(196°)	104°	78°	97-
4007	29.5	102°	90°	(143°)	97°	(65°)	96°
4025	29,8	-	36°	(167°)	(92°)	35°	35°
4027	27,2	92°	79°	(1709)	-	-	82°
4030	26,1	88°	/5*	(1/9")	(90%)	(40°) /1°	84°
4031	29,0	_	_	(186°)	(92°)	-	_
4045	32,6	102°	90°	(160°)	95°	68°	89°
5001	28,0	105°	94°	(267°)	65°	50°	78°
7001	28,1	-	56°	78°	(154°) 97°	60°	58°
7002	25,0	-	56°	(125°)	(101°)	45°	50°
7005	28,2	105°	94°	87°	40°	37°	72°
7013	25,4	98°	85°	92°	107°	77°	92°
7014	25,2	98°	86°	101°	75°	65°	89°
8001	26,5	99°	77°	143°	42°	69°	98°
8003	28,0	92°	80°	125°	107°	60°	93°
8004	29,8	90°	75°	114°	54°	76°	82°
8005	26,7	105°	94°	1000	(35°)	85°	96°
8006	30,2	92°	/9° 67°	(122°)	(1/9°)	60°	690
8007	26,2	90°	77°	111°	93°	70°	88°
8009	26.0	95°	82°	122°	73°	60°	86°
8010	29,2	93°	80°	(142°)	117°	69°	89°
8011	29,2	91°	77°	(130°)	(110°)	70°	79°
8014	25,2	910	56°	(119°)	(120°)	60°	58°
8018	25.8	83°	70°	101°	92°	64°	82°
8021	30,4	98°	86°	124°	88°	68°	93°
8022	27,2	-	54°	(127°)	(89°)	44°	49°
8023	25,8	810	105°	138°	(9/°) 80°	1120	110°
8035	31.0	95°	80°	101°	75°	64°	83°
8036	29,3	95°	80°	(116°)	(123°)	80°	85°
8999	41,0	-	-	(40°)	(111°)	-	-

Tabla 3.7. Resultado de las geotermometrías químicas (Albert, 1976).



3.1.3. EL ESTUDIO HIDROQUÍMICO PRELIMINAR DE ENADIMSA (1979)

Debido a los interesantes resultados obtenidos por el trabajo del Dr. J. Albert Beltrán presentados en el Simposium de Energía de Las Palmas de Gran Canaria en 1976, el Instituto Geológico y Minero de España promueve un estudio oficial sobre la materia. Se encarga a la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras (ENADIMSA), con presupuesto del Plan Energético Nacional (PEN). 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. El inventario se basó, por tanto en 83 puntos de agua, que fueron muestreados y analizados nuevamente (Fig. 3.16). De esta manera, se adjunta la tabla del inventario con las coordenadas de situación de cada punto y la presencia o ausencia de gas (Tabla 3.8). Se llevaron a cabo, además de los análisis convencionales, 40 difractometrías de R-X del residuo seco y 7 determinaciones isotópicas (tritio, O-18 y deuterio).



Figura 3.16. Puntos con T>25ºC (ENADIMSA, 1979).



ENADIMSA, con el fin de sistematizar mejor el inventario, lo dividió en tres zonas:

- Zona 1 (N): Telde, Arucas, Firgas, Agaete
- Zona 2 (E y SE): Gando, Ingenio, Sta. Lucía, Juan Grande
- Zona 3 (S y SW): Maspalomas, Arguineguín, Mogán.

La profundidad de los pozos de este estudio varía entre los 23 y los 318 m, y la temperatura del agua en el inventario lo hace entre 21º y 39ºC (Fig. 3.17). La distribución de las temperaturas indica que:

- Un 58% de las captaciones presentan una temperatura entre 25º y 30ºC
- El 37% de las captaciones tiene una temperatura entre 30º y 39ºC.
- El 5% presentan temperaturas inferiores a 25ºC.



Figura 3.17. Rangos de temperaturas muestreado (ENADIMSA, 1979).



POZO	COORDENADAS LAMBERT	COTA APROXIMADA (m)	PROFUNDIDAD (m)	CAUDAL (1/s)	HORAS DE BOMBEO AL DIA	OBSERVACIONES
GC-01	X: 420.800 Y: 328.000	150	167	20	24	No tiene gas
GC-02	X: 420.150 Y: 327.700	170	190	25	24	"
GC-03	X: 419.700 Y: 327.800	210	145	25	24	U S
GC-04	X: 418.400 Y: 327.900	220	250	15	24	
GC-05	X: 417.350 Y: 329.300	370	125	20	24	ji Na na na di
GC-06	X: 419.450 Y: 327.700	180	128	10	24	P
GC-07	X: 422.250 Y: 326.900	110	125	7	8	
GC-08	X: 421.750 Y: 327.400	120	170	8	24	B
GC-09	X: 421.600 Y: 327.500	120	190		24	
GC-10	X: 421.700 Y: 327.000	120	143	30	24	
GC-11	X: 420.000 Y: 328.250	205	155	. 11	24	,
GC-12	X: 423.000 Y: 326.000	90	140	25	24	н на на л 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1919 - 1
GC-13	X: 428.550 Y: 326.450	100	164	14	24	
GC-14	X: 419.500 Y: 327.250	170	300	18	24	11
GC-15	X: 419.600 Y: 324.050	100	178	20	7	u .
GC-16	X: 419.250 Y: 325.900	150	173	12	24	11
GC-17	X: 418.150 Y: 326.250	200	220	40	24	ал 11 21 ¹² 2
GC-18	X: 418.800 Y: 326.250	230	250	30	24	
GC-19	X: 420.500 Y: 323.750	60	85	21		

Tabla 3.8. Inventario de pozos con T>25ºC (ENADIMSA, 1979).



POZO	COORDENADAS LAMBERT	COTA APROXIMADA (m)	PROFUNDIDAD (m)	CAUDAL (1/s)	HORAS DE BOMBEO AL DIA	OBSERVACIONES
GC-20	*X: 420.250 Y: 325.700	120	146	15	24	No tiene gas
GC-21.	X: 422.000 Y: 328.450	150	168	15	24	11
GC-22	X: 420.750 Y: 328.300	180	206	30	24	H
GC-23	X: 420.600 Y: 328.550	185	230	10	7	, <mark>у</mark>
GC-24	X: 421.250 Y: 328.200	160	175	23	24	H
GC-25	X: 425.000 Y: 330.650	-80	108		Variable	Tiene poco gas
GC-26	X: 423.700 Y: 331.300	105	177	12	24	Tiene gas
GC-27	X: 423.700 Y: 331.750	110	162	23	24	н
GC-28	X: 421.950 Y: 329.900	150	167	16	24	No tiene gas
GC-29	X: 407.900 Y: 324.100	210	?	12	12	H
GC-30	X: 407.950 Y: 323.600	150	180	11	24	ų
GC-31	X: 407.900 Y: 323.400	150	185	16	24	11
GC - 32	X: 408.100 Y: 322.750	100	190	40	24	11
GC-33	X: 407.950 Y: 322.000	90	180	15	Variable	n
GC-34	X: 417.600 Y: 334.300	700	261	30	24	Tiene gas
GC-35	X: 421.750 Y: 333.250	250.	205	11	12	No tiene gas
GC-36	X: 419.000 Y: 330.700	270	?	10	6	"
GC-37	X: 416.400 Y: 330.600	400	?	12	24	N
GC-38	X:422.900 Y:328.300	120	147	25	24	



POZO	COORDENADAS LAMBERT	COTA APROXIMADA (m)	PROFUNDIDAD (m)	CAUDAL (1/s)	HORAS DE BOMBEO AL DIA	OBSERVACIONES
GC-39	X: 425.950 Y: 336.000	220	~210	20	24	Tiene gas
GC-40	X: 423.600 Y: 334.400	300	315	6	24	
GC-41	X: 423.850 Y: 334.250	300	280	15	24	
GC-42	X: 424.500 Y: 334.150	230	318	15	24	, n
GC-43	X: 422.100 Y: 334.150	420	185	8	Variable	n bas do
GC-44	X: 423.950 Y: 332.700	150	200	9	15	U
GC-45	X: 424.500 Y: 331.600	105	190	20	24	μ
GC-46	X: 406.750 Y: 324.100	225	243	12	24	No tiene gas
GC-47	X: 407.000 Y: 322.800	180	180	40	24	u.
GC-48	X: 407.000 Y: 322.800	180	203	-3	24	
GC-49	X: 403.900 Y: 319.850	200	200	28	24	"
GC-50	X: 405.000 Y: 320.000	160	196	18	24	11
GC-51	X: 404.900 Y: 320.950	180	206	15	5	
GC-52	X: 410.250 Y: 320.500	80	100	20	24	"
GC-53	X: 397.700 Y: 332.650	325	114	10	5	n
GC-54	X: 394.550 Y: 327.800	80	90	30	14	. 11
GC-55	X: 396.250 Y: 322.100	<u></u> 20	<u>_</u> 25	25	18	
GC-56	X: 398.900 Y: 323.400	100	116	10	12	۲
GC-57	X: 398.100 Y: 321.400	20	75	20	12	۳



POZO	COORDENADAS LAMBERT	COTA APROXIMADA (m)	PROFUNDIDAD (m)	CAUDAL (1/s)	HORAS DE BOMBEO AL DIA	OBSERVACIONES
GC-58	X: 400.100 Y: 320.600	100	115	20	10	No tiene gas
GC-59	X: 402.600 Y: 328.700	200	120	20	8	
GC-60	X: 402.700 Y: 327.600	150	100	25	24	. "
GC-61	X: 402.700 Y: 327.600	150	75	7.7	Variâble	. "
GC-62	X: 402.650 Y: 325.250	120	60	10	12	
GC-63	X: 402.000 Y: 323.000	80	46	52	24	"
GC-64	X: 401.950 Y: 321.250	80	75	10	24	۳.
GC-65	X: 401.750 Y: 320.400	140	132	10	24	u
GC-66	X: 415.500 Y: 347.000	640	148	10	7	n
GC-67	X: 419.200 Y: 343.450	525	203	5	12	Tiene [®] gas
GC-68	X: 426.400 Y: 346.400	150	170	10	6	No tiene gas
GC-69	X: 427.900 Y: 346.800	60	100	12	Variable	"
GC-70	X: 425.150 Y: 340.400	260	213	8	24	Tiene gas
GC-71	X: 426.050 Y: 342.550	170'	180	5	24	No tiene gas
- GC-72	X: 425.300 Y: 336.150	250	318	20	24	Tiene gas
GC-73	X: 425.650 Y: 348.350	100	70	10	3 - 4	No tiene gas
GC-74	X: 426.850 Y: 333.400	75	125	12	Variable	Tiène gas
- GC-75	X: 423.550 Y: 343.900	300	90	15	3	No tiene gas
- GC-76	X: 412.600 Y: 360.050	170	27	70	4	Tiene gas

POZO	COORDENADAS LAMBERT	COTA APROXIMADA (m)	PROFUNDIDAD (m)	CAUDAL (1/s)	HORAS DE BOMBEO AL DIA	OBSERVACIONES
GC-77	X: 415.100 Y: 358.400	160	175	14	24	Tiene gas
GC-78	X: 411.300 Y: 353.500	450		1		11
GC-79	X: 406.850 Y: 357.600	450	211	10	6	R
GC-80	X: 411.600 Y: 356.350	. 250		. 1	1	ب
GC-81	X: 420.550 Y: 359.150	70	68	10	Variable	n
GC-82	X: 404.100 Y: 352.600	875	200			No tiene gas
GC-83	X: 401.100 Y: 357.200 ⁻	150	30	15	Variable	Tiene gas



ENADIMSA llevó a cabo una correlación entre temperatura y profundidad con los 83 puntos inventariados. Finalmente, resultó un gradiente medio de 4°C/100 m con una gran dispersión de puntos y un coeficiente de correlación muy bajo. Ante este resultado se pasó a estudiar el gradiente por zonas, obteniéndose resultados algo mejores (coeficientes de correlación de 0,7 – 0,8) que se adjuntan en las Figuras 3.18 y 3.19.

Como se puede observar en la Figura 3.18, la zona N presenta un gradiente muy bajo $(1,9^{\circ}C/100 \text{ m})$ debido a la gran dispersión de puntos existente. En la zona de Agüimes, por el contrario, resulta un gradiente de 4,1°C/100 m con un posible ajuste máximo de 7°C/100 m y en la zona de Tirajana alcanzan valores de 5,3°C y 8°C/100 m respectivamente (Fig. 3.19).



Figura 3.18. Gradientes de Temperatura en la zona N (ENADIMSA, 1979).





Figura 3.19. Gradientes de Temperatura en las zonas de Agüimes y Tirajana (ENADIMSA, 1979).



Las anomalías térmicas de los sectores E-SE y S-SW coinciden con los mapas de depresión de los niveles estáticos (Figs. 3.4 y 3.5) e intrusión marina (Fig. 3.7) publicados por el proyecto SPA-15. ENADIMSA sugiere la posibilidad de que la depresión creada por la fuerte explotación en dichas zonas, pueda originar el movimiento hacia ellas de aguas más profundas y, por tanto, más calientes.

Para cuantificar estas temperaturas, ENADIMSA aplica los geotermómetros sugeridos en el estudio de Albert (1976): sílice y albita-anortita, eliminando ya de entrada los basados en el equilibrio Na-K y Na-K-Ca cuya validez se puso en cuestión en el estudio de 1976.

Las difractometrías de R-X llevadas a cabo sobre 40 muestras de residuo seco, encuentran cristobalita en 12 de ellas (Tabla 3.9). El objetivo era aplicar el geotermómetro de sílice con mayor precisión.

Con el fin de justificar la correcta aplicación de los geotermómetros, vuelven a hacer suyos los criterios del estudio de Albert (1976), intentando justificar el posible equilibrio químico con siete análisis isotópicos de tritio, oxígeno-18 y deuterio, cuyos resultados se indican en la Tabla 3.10

<u>Muestra</u> nº	Tritio	Deuterio	(D °/)	Oxigeno-18	3 (0 ^{18 .} °/)	
GC-1	1,1 <u>+</u> 0,2	-	19,6	-	3,7	
GC-4	3,3±0,3	-	18,5	-	4,2	
GC-18	0,9±0,2	-	15,1	-	3,3	
GC-35	4,1±0,3	-	18	-	3,5	
GC-41	3,2±0,3	-	17	-	3,25	
GC-44	4,5 <u>+</u> 0,3	-	20	-	3,7	
GC-78	3,3±0,3	-	11,8	- `	3,7	

Tabla 3.9. Análisis isotópicos de tritio, oxígeno-18 y deuterio en pozos de Gran Canaria.

Los isótopos estables, referidos a las rectas de precipitación calculadas en el SPA-15, indican con claridad que se trata de aguas de recarga meteórica sin ningún tipo de deriva motivada por temperatura o intercambio con CO_2 (Fig. 3.20).

Los análisis de tritio, por su parte, ponen de manifiesto que todas las muestras son anteriores a 1954, por lo que tenían un tiempo de tránsito en 1979, superior a 25 años, resultados coincidentes con los del SPA-15 y que permiten presuponer el equilibrio químico. La Tabla 3.11 resume los resultados de la aplicación de los geotermómetros seleccionados.


N°de Muestra	Halita	Aragonita	Kutnahorita Cálcica	Cristo- balita	Silvina	Amorfos	OBSERVACIONES
1	++	++	-	-	+	-	
4	++	++	+	+	+	-	Pequeñas reflexiones
6	++	++	++	+		-	
9	++	-	++	-	+	-	
10	++	+++	-	-	-	-	
15	++	+++	-	-	-	-	pequeñas reflexiones no identi- ficadas
17	++	++	-	+	-	-	
18	++	+	++	+	-	-	
22	+++	++	++	-	-	-	
23	++	+	++	+	+	-	
24	++	+	+	-	+	-	
26	++	+	+	+	-		pequeñas reflexiones no identi- ficadas
27	++	+	+	+	-	-	pequeñãs reflexiones no identi- ficadas
28	++	++	+	-	-	-	
31	+++	++	+	-	-	-	
34	++	++	+	+	-	-	Pequeñas reflexiones no identi- ficadas
35	++	-	++	+	+	-	
36	+	++	+	-	-	-	-
37	++	+	+	+	-	-	
40	++	++	-	-	-	-	
42-	++	++		+		-	
44	++	++	+		-	-	
45	. ++	-	+	+	-	-	pequeñas reflexiones no identifi- cadas
47	++	-	+	-	+	-	-
49	++	+++	-	-	-	-	
50	++	+++	-	-	-	-	
51	++	+++	-	-	-	-	cadas
52	+++	+	-	-	-	-	-
53	+++	-	++	-	-	-	
54	+++	-	+	-	-	-	
56	+++	+	+	-	+	-	
57	++++		dan k ara a			-	
60	+++	++		-	-	-	
62	++ .		++	+		-	
66	+	+++	+	-		+	
68	+ .	++	. +	-	-		
71		+++			-	+	
73	· · · · · · · · · · · ·		11.13 . 11. 11	1.1.4		-	
78	·· ·· · ··· ·	++	· · · · ·			+++	
80	+	++	++			++	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·

Tabla 3.10. Difractometrías de R-X de las muestras de RS (ENADIMSA, 1979).

+++ Abundante y mayoritario

++ Abundante

+ Presente

- Ausente





Figura 3.20. Correlación O-18/Deuterio de las muestras de ENADIMSA (1979).



			TEMPERATURAS CALCULADAS					
N ² DE MUESTRA	SiO ₂ p.p.m.	t°C	CUA	RZO	CRISTOBA LITA	CALCEDONIA	ALBITA- ANORTITA	
			Founier	Siever				
GC-1	68	29	116	104	61	87	84	
GC-2	72	31	119	107	65	90	87	
GC-3	78	32	124	112	70	95	90	
< GC-4	102	35	138	128	90	111	96	
GC-5	· 74	27	121	109	67	92	85	
GC-6	70	30	118	106	63	89	87	
GC-7	43	25	95	81	33	63	65	
GC-8	54	30	105	92	46	75	86	
GC-9	58	30	109	96	50	78	88	
GC-10	61	28	111	98	54	81	82	
GC-11	75	33	122	110	67	92	89	
GC-12	45	28	97	83	35	65	73	
GC-13	61	29	111	99	54	81	82	
GC-14	87	31	129	118	78	101	91	
GC-15	61	32	111	99	54	81	90	
GC-16	88	31	130	119	79	102	95	
GC-17	110	36	142	133	96	116	104	
GC-18	112	34	143	134	98	117	101	
GC-19	·44	28	96	82-	34	64	81	
GC-20	69	29	117	105	62	88	91	
GC-21	68	28	117	104	61	87	91	
GC-22	70	29	118	106	· 63	89	85	
GC-23	93	35	133	122	83	105	.100	
GC-24	67	30	116	104	60	86	85	
GC-25	112	29	143	134	98	117	94	
GC-26	105	32	140	130	93	113	95	
GC-27	95	31	134	124	85	107	98	
GC-28	59	27	110	97	51	79	85	
GC-29	55	31	106	93	47	76	90	
GC-30	62	34	112	ee	55	82	93	

Tabla 3.11. Resultados de los cálculos geotermométricos (ENADIMSA, 1979).



		m. t°C	TEMPERATURAS CALCULADAS					
Nº DE MUESTRA	SiO ₂ p.p.m.		CUA	RZO	CRISTOBA LITA	CALCEDONIA	ALBITA- ANORTITA	
			Founier	Siever				
GC-31	60	33	110	98	53	80	89	
GC-32	59	32	110	97	. 52	79	90	
GC-33	45	28	97	83	35	65	83	
GC-34	11	33	143	133	97	116	122	
GC-35	130	33	152	144	111	127	117	
GC-36	59	29	110	97	52	79	76	
GC-37	68	27	117	104	61	87	82	
GC-38	60	28	110	98	53	80	91	
GC-39	122	36	148	139	105	123	95	
GC-40	100	39	137	127	.89	110	85	
GC-41	105	34	140	130	93	113	86	
GC-42	125	31	150	141	107	124	93	
GC-43	52	26	104	90	44	73	64	
GC-44	. 100	37	137	127	89	110	102	
GC-45	85	29	128	117	76	100	97	
- GC-46	52	35	104	90	44	73	92	
GC-47	53	31	105	91	45	74	87	
GC-48	49	30	101	87	40	70	86	
GC-49	45	32	97	83	35	65	90	
GC-50	45	31	.97	83	35	65	90	
GC-51	42	32	.94	80	31	62	91	
GC-52	38	27	89	75	26	57	78	
GC-53	49	27	[.] 101	87	40	7.0	84	
GC-54	58	28	109	96	50	78	79	
GC-55	50	25	102	88	41	76	93	
GC-56	59	32	110	97	52	79	89	
GC-57	63	29	113	100	56	83	104	
GC-58	65	31	114	102	58	87	100	
GC-59	51	30	103	89	43	72	87	
GC-60	56	26	107	94	48	77	83	
GC-61	38	25	- 89	75	26	57	75	
GC-62	65	26	114	102	58	87	92	
GC-63	55	25	106	93 .	47	76	80	



	SiO ₂ p.p.m.	-	TEMPERATURAS CALCULADAS						
Nº DE MUESTRA		siO ₂ t°C	CUARZO		CRISTOBA LITA	CALCEDONIA	ALBITA- ANORTITA		
			Founier	Siever					
GC-64	55	27	106	93	47	76	89		
GC-65	48	28	100	86	39	69	85		
GC-66	76	24	122	111	68	93	78		
GC-67	80	30	125	114	72	96	120		
GC-68	64	28	114	101:_	57	84	106		
GC-69	64	25	114	101	57	84	109		
GC-70	70	25	118	106	63	89	88		
GC-71	80	27	125 .	113	72	96	101		
GC-72	70	35	118	106	63	89	80		
GC-73	35	23	- 86	71	22	54	79		
GC-74	95	29	134	124	85	107	94		
GC-75	80	25	125	114	72	96	109		
GC-76	84	25	128	105	76	99	106-		
GC-77	90	27	131	120	81	103	102		
GC-78	120	22	147	138	104	122	84		
GC-79	95	27	134	123	85	107	77		
GC-80	100	26	137	127	89	110	101		
GC-81	100	25	137	127	89	109	111		
GC-82	60	16	110	. 98	53	80	63		
GC-83	55	21	106	93	47	76	72		

Las Figuras 3.21, 3.22 y 3.23 muestran los mapas de isotermas para el equilibrio de cuarzo, cristobalita y albita-anortita, respectivamente (ENADIMSA, 1979). Los resultados de los tres geotermómetros resultan muy similares, aunque con variaciones de temperatura del orden del 20%. El cuarzo alcanza temperaturas máximas del orden de 130-140°C mientras que la cristobalita tiene como límite los 110°C, al igual que el equilibrio albita-anortita, aunque este último tiende a temperaturas un 10% menor que la cristobalita.





Figura 3.21. Mapa de isotermas para el equilibrio con el cuarzo (ENADIMSA, 1979).



Figura 3.22. Mapa de isotermas para el equilibrio con la cristobalita (ENADIMSA, 1979).





Figura 3.23. Mapa de isotermas para el equilibrio albita-anortita (ENADIMSA, 1979).

3.1.4. LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO DE ENADIMSA (1980-1981)

En 1980 y como consecuencia de los resultados obtenidos en el estudio hidrogeotérmico de 1979, ENADIMSA decidió llevar a cabo dos sondeos de 700 m a rotopercusión en los dos lugares de Gran Canaria, donde las anomalías térmicas eran cuantitativa y cualitativamente más importantes: la zona del barranco de Tirajana y la de Agüimes. El trabajo se denominó *"Estudio del gradiente geotérmico en zonas anómalas de Gran Canaria"*. Dicho trabajos se dieron por finalizados en marzo de 1981.

El emplazamiento de la zona del barranco de Tirajana se eligió en el barranco de Las Palmas, al sur de Aldea Blanca (**sondeo S-1** o Sondeo del Barranco Las Palmas, según la nomenclatura de ENADIMSA) y el del sector de Agüimes se emplazó muy cercano a esta localidad (**sondeo S-2** o Sondeo Agüimes) (Fig. 3.24).





Figura 3.24. Situación de los sondeos de ENADIMSA (1980-1981).

3.1.4.1. EL SONDEO S-1 (BARRANCO LAS PALMAS)

Las principales características del sondeo S-1, Barranco Las Palmas, al sur de Aldea Blanca (sondeo S-1 o Sondeo del Barranco Las Palmas, según la nomenclatura de ENADIMSA) se detallan en la Tabla 3.12.

RESUMEN				
SITUACIÓN	450241W 3079721 N			
СОТА	239 m.s.n.m			
PROFUNDIDAD	670 m			
TEMPERATURA	64ºC			
GRADIENTE GEOTÉRMICO	6,5ºC/100m			
SALINIDAD AGUA	10.000 μS/cm a fondo de pozo			
PROBLEMAS EN LA PERFORACIÓN	A partir de los 220 m			
DIAGRAFÍAS	Imposibilidad de sobrepasar los 200 m, por la posible caída de las paredes.			

Tabla 3.12. Características del sondeo S-1 (Barranco Las Palmas).



1) Situación, entubados y columna litológica

Emboquillado en el cauce del barranco de Las Palmas, junto a un palmeral, en las coordenadas anteriormente indicadas (Figs. 3.25 y 3.26). Los primeros 200 m se perforaron a Ø 300 mm y entubados a Ø 9". El resto del sondeo, hasta su profundidad total de 670 m se perforó a Ø 200 mm. El sondeo presentó grandes problemas de perforación a partir de los 220 m, que no se solucionaron con las sucesivas cementaciones y reperforaciones a las que fue sometido. Estos incidentes motivaron que no se pudieran correr diagrafías a su finalización a pozo abierto por caídas de las paredes del pozo entre 200 y 250 m. Afortunadamente sí que se pudo introducir el Kuster para llevar a cabo los perfiles de temperatura.

Los primeros 127 m del sondeo atraviesan los materiales diferenciados emitidos por la Caldera de Tejeda (principalmente coladas fonolíticas e ignimbritas traquíticas). Los 543 m restantes discurren en basaltos plagioclásicos y olivínicos del volcán en escudo basal. Todo el sondeo atraviesa, por tanto, los materiales del primer ciclo de actividad volcánica de la isla (14.5 - 8.5 Ma).



Figura 3.25. Imagen satélite de la localización del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).





Figura 3.26. Localización del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).

La columna de detalle, según la describe el informe de ENADIMSA se presenta en Figura 3.27.

0 - 9	Fonolita masiva					
9 - 21	Ignimbrita traquítica de color claro					
21 - 26	Ignimbrita traquítica de color terroso					
26 - 33	Dique de basalto plagioclásico					
33 - 37	Ignimbrita traquítica de color terroso					
37 - 42	Ignimbrita traquítica de color claro					
42 - 59	Ignimbrita traquítica de color claro más fina					
59 - 78	Ignimbrita traquítica parda, vítrea, algo alterada					
78 - 96	Ignimbrita traquítica con gruesos cristales de feldespato					
96 – 115	Ignimbrita traquítica de color terroso					
115 – 127	Ignimbrita traquítica rojiza con textura fluidal muy marcada					
127 - 160	Coladas y escorias de basalto plagioclásico con escasos rellenos					
160 - 163	Escoria basáltica					
163 - 175	Coladas y escorias de basalto plagioclásico con escasos rellenos					
175 – 180	Escoria basáltica					
180 - 233	Coladas y escorias de basalto plagioclásico con rellenos de carbonatos, zeolitas y óxidos de hierro					



233 – 270	Coladas y escorias de basalto plagioclásico de color verdoso muy alterado
270 – 300	Colada muy compacta de basalto augítico vacuolar con rellenos
300 – 394	Coladas, escorias y tramos de basalto olivínico escoriáceo muy alterado
394 – 396	Almagre
396 – 450	Coladas y escorias de basalto olivínico muy alterado. Trazas de alteración hidrotermal (talco y sílice secundaria)
450 – 456	Basalto olivínico plagioclásico alterado
456 – 474	Basalto olivínico oscuro compacto
474 – 670	Coladas y escorias de basalto olivínico muy alterado. Alteración sericítica de las plagioclasas



Figura 3.27. Columna litológica del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENDADIMSA, 1980-81).



2) Estudio petrológico de los niveles atravesados

LP-1	15 – 18 m	Ignimbrita traquítica : Roca ignimbrítica vítrea con fenocristales de anortoclasa y egirina. Algún opaco de gran tamaño. Textura típica con flamas y bandeado de flujo.
LP-2	27 – 33 m	Dique de basalto plagioclásico : Basalto plagioclásico microlítico. Todos los fragmentos iguales. Microlitos de augita y olivino, este algo alterado. Abundantes fisuras sin trazas de rellenos.
LP-3	48 – 51 m	Ignimbrita traquítica: Ignimbrita traquítica igual a la LP-1.
LP-4	62 – 66 m	Ignimbrita traquítica : Ignimbrita traquítica sin fenocristales, bastante más vítrea que la LP-3. Escasamente alterada y con algunos rellenos
LP-5	99 – 102 m	Ignimbrita traquítica : Ignimbrita traquítica con grandes fenocristales de anortoclasa y opacos. Algunos fragmentos muy vítreos y otros microcristalinos. Textura bandeada típica con flamas. Sin rellenos
LP-6	135 – 138 m	 Coladas y escorias de basalto plagioclásico augítico: En esta muestra aparecen dos tipos bien definidos de fragmentos: a) Basalto microcristalino con augita, plagioclasa y opacos, todos en forma de microlitos. Algún fenocristal muy aislado de augita. b) Basalto vacuolar, vítreo, con algunos microlitos de plagioclasa
LP-7	168 – 177 m	Coladas y escorias de basalto plagioclásico augítico : Muestra Idéntica a la anterior
LP-8	222 – 225 m	 Coladas y escorias de basalto plagioclásico: Aparecen dos tipos de fragmentos: a) basalto plagioclásico con microlitos de plagioclasa y opacos. Huecos rellenos de óxidos de hierro y algún carbonato. b) basalto vítreo vacuolar. Vacuolas rellenas de óxidos de hierro y zeolitas. Esta muestra se diferencia de las LP-6 y LP-7 en la mayor cantidad de rellenos secundarios, que ocupan totalmente los huecos.
LP-9	267 – 273 m	Coladas y escorias de basalto plagioclásico : Muestra igual a la LP-8 pero con escasa proporción de rellenos
LP-10	297 – 300 m	Basalto compacto plagioclásico-augítico vacuolar : Basalto vacuolar con fenocristales de plagioclasa y augita. Microlitos en la pasta de plagioclasa, augita y opacos. Abundantes fisuras y vacuolas, totalmente rellenas de carbonatos y sílice secundaria (ópalo).



LP-11	342 – 345 m	Escorias y coladas de basalto olivínico muy alterado . Muestra compuesta por fragmentos de un basalto criptocristalino con algún fenocristal de gran tamaño de olivino totalmente transformado y microlitos de plagioclasa y olivino, y otros fragmentos de un basalto
		muy vitreo, con vacuolas rellenas de carbonatos y zeolitas. Esta muestra indica un cambio tanto en composición como en grado de alteración, que es mayor que en los materiales suprayacentes
LP-12	414 – 417 m	Escorias y coladas muy alteradas de basalto olivínico . Muestra similar a la anterior. Los fragmentos vítreos están muy alterados y tienen las vacuolas y huecos rellenos de carbonatos, zeolitas, talco (alteración hidrotermal) y sílice secundaria (ópalo).
LP-13	450 – 456 m	Coladas y escorias de basalto olivínico – augítico alterado. Basalto olivínico plagioclásico. Fenocristales de olivino muy iddingsitizado y plagioclasas. Microcristales de plagioclasa, augita y opacos. Existen también otros fragmentos de material más porfídico con grandes cristales de olivino y augita con pasta hipovítrea. Algunos fragmentos de material vítreo con los huecos rellenos de carbonatos y zeolitas.

3) Medidas de temperatura

Las medidas de temperatura se realizan cuando el sondeo está térmicamente estabilizado. En este estudio, se llevaron a cabo con Kuster utilizando dos métodos con el fin de comparar ambos resultados:

- a) El primer método se basa en dejar estabilizar térmicamente el sondeo a su terminación y llevar a cabo un perfil de temperaturas al cabo de un mínimo de 30 días. En este caso el tiempo esperado fue de 62 días. Los resultados se representan en la Figura 3.28, habiéndose obtenido un gradiente de 6,5°C/100m.
- b) El segundo método se basa en medir la temperatura a medida que se va perforando, aprovechando una parada para extrapolar la curva de estabilización a cada profundidad. Se toman medidas de temperatura a tiempos sucesivos mientras el sondeo está parado sin circulación. En este caso, la temperatura medida es función lineal del logaritmo del cociente entre la suma de los tiempos de enfriamiento.





Figura 3.28. Perfil térmico a pozo estabilizado del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).



La Figura 3.29 indica las medidas efectuadas y los resultados obtenidos con este método de extrapolación. Con las temperaturas extrapoladas a cada profundidad se construye la gráfica del perfil térmico del sondeo y se calcula su correspondiente gradiente, que en este caso es de 6,2°C/100 m (Fig. 3.30). La Figura 3.31 resume y compara ambas técnicas, obteniéndose un gradiente de 6,5°C/100 m.



Figura 3.29. Temperaturas extrapoladas en el sondeo S-1 Barranco de Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).





Figura 3.30. Perfil de temperaturas extrapoladas del sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).





Figura 3.31. Comparativa de los perfiles de temperatura medidos en el sondeo S-1 Barranco Las Palmas (ENADIMSA, 1980-81).



3.1.4.2. EL SONDEO S-2 (AGÜIMES)

Las principales características del sondeo S-2, (AGÜIMES) se detallan en la Tabla 3.13.

RESUMEN					
SITUACIÓN	456130W 3085569 N				
СОТА	164 m.s.n.m				
PROFUNDIDAD	648 m				
TEMPERATURA	66°C				
GRADIENTE GEOTÉRMICO	6,7-7,5 ^o C/100m				
SALINIDAD AGUA	8.000 μS/cm a 400 m de profundidad				
POROSIDAD MEDIA DE LA FORMACIÓN	(Basaltos escudo) hasta 350 m: 22 %				
DIAGRAFÍAS biagrafías pérdidas totales a partir de esta					
CAUDAL EMERGENTE DURANTE LA PERFORACIÓN	10-12 L/seg				

Tabla 3.13. Características del sondeo S-2 (Agüimes).

1) Situación, entubados y columna litológica

Situado en la margen izquierda de la carretera GC-100 que conecta Agüimes con la autopista del Sur, a la altura del km. 2 (Figs. 3.32 y 3.33). Los primeros 20 m están perforados a \emptyset 350 mm y entubados con tubería metálica de \emptyset 300 mm cementada hasta superficie. El intervalo entre 20 y 250 m se perforó a \emptyset 250 mm cementándose en su totalidad. A continuación, se re-perforó el cemento a \emptyset 200 mm continuando a este diámetro hasta fondo de pozo a 648 m.

El sondeo presentó pérdidas totales a los 470 m, lo cual impidió el muestreo a partir de esta profundidad. No obstante, al estar emboquillado en los basaltos plagioclásicos y olivínicos del escudo basal, no presenta problemas de serie estratigráfica.





Figura 3.32. Imagen satélite de la localización del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).



Figura 3.33. Situación del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).



La columna de detalle, según la describe el informe de ENADIMSA es la siguiente (Fig. 3.34):

0 – 9 m	Basalto augítico olivínico alterado				
9 - 12 m	Escorias basálticas rojizas				
12 - 21 m	Basalto augítico olivínico alterado				
21 - 30 m	Escorias basálticas rojizas con mucho relleno de material secundario				
30 - 36 m	Basalto olivínico alterado				
36 - 39 m	Escorias rojizas con mucho relleno				
39 - 45 m	Lapilli basáltico alterado				
45 - 63 m	Coladas y escorias de basalto augítico olivínico, alteradas y con rellenos				
63 - 68 m	Basalto augítico olivínico compacto muy alterado				
68 - 75 m	Coladas y escorias de basalto augítico olivínico, alteradas y con relleno de secundarios				
75 - 87 m	Escorias rojizas alteradas con rellenos				
87 - 96 m	Basalto compacto augítico olivínico alterado				
96 - 98 m	Escorias basálticas rojizas alteradas				
98 - 117 m	Basalto augítico olivínico alterado				
117 - 120 m	Escorias rojizas alteradas				
120 - 129 m	Basalto augítico olivínico alterado				
129 - 132 m	Escorias basálticas alteradas				
132 - 139 m	Basalto augítico olivínico compacto, poco alterado				
139 - 153 m	Comienza una serie en la que alternan paquetes de basaltos plagioclásicos y augítico-olivínicos				
153 - 157 m	Basalto augítico olivínico alterado				
157 – 178 m	Basalto plagioclásico alterado				
178 - 196 m	Basalto augítico olivínico alterado con algunos niveles de lapilli y escorias				
196 - 198 m	Escorias basálticas				
198 - 204 m	Basalto augítico olivínico compacto alterado				
204 - 210 m	Basalto plagioclásico vacuolar poco alterado				
210 - 214 m	Basalto augítico olivínico alterado				
214 - 225 m	NR (No hay recuperación de cutting)				
225 - 237m	Basalto plagioclásico vacuolar alterado, verdoso, con rellenos				



237 - 261 m	NR
261 - 267 m	Basalto augítico olivínico alterado con rellenos
267 - 282 m	NR
282 - 285 m	Basalto augítico olivínico alterado
285 - 294 m	NR
294 - 300 m	Coladas y escorias de basalto augítico- olivínico alterado
300 - 306 m	NR
306 - 309 m	Coladas y escorias de basalto augítico- olivínico alterado
309 - 336 m	NR
336 - 342 m	Basalto augítico olivínico compacto
342 - 345 m	Nivel de suelo encalichado (superficie de erosión) con cantos de basalto Plagioclásico y de ignimbritas traquíticas
345 - 354 m	Basalto plagioclásico vacuolar alterado de aspecto verdoso
354 - 360 m	Basalto augítico olivínico alterado con gran cantidad de rellenos
360 - 366 m	NR
366 - 369 m	Basalto augítico olivínico compacto muy alterado
269 - 378 m	NR
378 - 381 m	Basalto augítico olivínico vacuolar con rellenos
381 - 402 m	NR
402 - 438 m	Basalto plagioclásico vacuolar
438 - 450 m	NR
450 - 456 m	Basalto plagioclásico vacuolar con poco relleno
456 - 462 m	NR
462 - 471 m	Basalto augítico olivínico vacuolar muy alterado con muchos rellenos
471 - 648 m	NR





Figura 3.34. Columna litológica del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-1981).

2) Estudio petrológico de los niveles atravesados

Piroclasto basáltico:Vidrio basáltico (lapilli) muy
alterado. Fenocristales de augita egirínica y microlitos de
plagioclasa. Fragmentos de vidrio basáltico perlítico.
Vacuolas rellenas de sílice secundaria y gran cantidad de
zeolitas



AG-2	45 - 48 m	Basalto (coladas y escorias) augítico-olivínico : Basalto de textura microporfídica. Fenocristales de augita y microlitos de plagioclasa, olivino muy alterado a iddingsita y opacos. Alteración global escasa, salvo la iddingsitización de los olivinos. Algunos fragmentos de vidrio tobáceo con rellenos de carbonatos en huecos y fisuras.
AG-3	63 - 66 m	Basalto augítico-olivínico compacto y poco alterado : Basalto microporfídico. Fenocristales de augita y olivino. Microlitos de plagioclasa, olivino y opacos. Iddingsitización avanzada de los olivinos. Material bastante fresco, sin fisuración ni rellenos. Algunos fragmentos de basalto plagioclásico con muchos opacos.
AG-4	72 - 75 m	Basalto augítico-olivínico y sus escorias : Basalto microporfídico. Fenocristales de augita y alguno aislado de olivino alterado. Microlitos de plagioclasa, olivino y opacos. Abundantes fisuras rellenas de carbonatos. Bordes de las fisuras con óxidos de hierro. Algunos fragmentos de escorias basálticas vítreas.
AG-5	132 - 135 m	Basalto augítico-olivínico compacto : Basalto con fenocristales de augita y bastantes olivinos alterados. Microlitos de plagioclasa, olivino y gran cantidad de opacos (más del 50%). No presenta fisuración ni alteración salvo la de los olivinos. Algunos rellenos de zeolitas. Indicios de circulación.
AG-6	150 - 153 m	Basalto augítico-olivínico vacuolar : Basalto con fenocristales de Plagioclasa y augita. Pasta con microlitos de plagioclasa, augita y abundantes opacos. Algún cristal aislado de olivino alterado. Vacuolas con bordes tapizados de minerales secundarios, principalmente óxidos de hierro.
AG-7	183 - 186m	Basalto augítico-olivínico con algún nivel de lapilli o escorias: Basalto con fenocristales de augita y alguno aislado de olivino muy alterado. Textura microporfídica. Microlitos de plagioclasa y opacos con alguno de augita y olivino, este último muy alterado. Material muy teñido de óxidos de hierro. Algún fragmento de vidrio basáltico, posiblemente lapilli alterado o escorias.
AG-8	204 -207 m	Basalto plagioclásico vacuolar poco alterado : Basalto microlítico vacuolar. Microlitos de plagioclasa y opacos. Algún fragmento de vidrio basáltico microfracturado y tapizado con óxidos de hierro. Vacuolas sin rellenos secundarios.
AG-9	234 - 237 m	Basaltoplagioclásicovacuolarconalgunaescoria:Basaltoconfenocristalesdeplagioclasasyopacos.



		Vacuolas rellenas de carbonatos y óxidos de hierro. Algún fragmento de vidrio con microlitos de plagioclasa
AG-10	306 - 309 m	Basalto augítico – olivínico y escorias : Basalto plagioclásico microlítico. Fenocristales de augita, olivino alterado a iddingsita y opacos. Fisuras y vacuolas rellenas de carbonatos y óxidos de hierro. Algún fragmento de vidrio de escorias basálticas.
AG-11	342 - 345 m	Basalto microcristalino con fenocristales de plagioclasa y alguno raro de augita y olivino totalmente iddingsitizado. Algunos fragmentos totalmente transformados en carbonatos (¿caliche?). Cantos de escorias (basalto vítreo) con carbonatos y zeolitas.

3) Medidas de temperatura

Las medidas directas con Kuster a pozo térmicamente estabilizado se llevaron a cabo a los 28 días de estar el sondeo en reposo, obteniéndose un gradiente geotérmico medio de 7,5°C/ 100m (Fig. 3.35). Este registro final de temperatura solo alcanzó los 477 m de profundidad debido a la presencia de las cavernas que provocaron las pérdidas totales a partir de los 470 m. No obstante se disponía de otros registros estabilizados realizados durante la perforación hasta fondo de pozo aprovechando paradas técnicas y las temperaturas medidas en las diagrafías, por lo que pudo completarse el perfil.

Las medidas extrapoladas a tiempo de estabilización se indican en la Figura 3.36, mientras que en la Figura 3.37 se representa el perfil térmico construido con las medidas extrapoladas. El gradiente geotérmico resultante fue de 6,7°C/100 m, algo menor que el medido a pozo estabilizado.

La Figura 3.38 resume y compara ambas técnicas. Se adopta un gradiente medio de 7,5°C /100 m, superior al de 6,5°C/100 m obtenido en el sondeo S-1 del Barranco de Las Palmas. Ambos pozos revelaron un gradiente geotérmico algo superior al doble del normal (3°C/100 m) con perfil claramente conductivo. Hasta aquí los esperanzadores datos objetivos. Según estos resultados, los 100°C necesarios para la vaporización se alcanzarían aproximadamente a los 1.000 – 1.200 m de profundidad.





Figura 3.35. Perfil térmico a pozo estabilizado del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).





Figura 3.36. Temperaturas extrapoladas en el sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).





Figura 3.37. Perfil de temperaturas extrapoladas del sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).





Figura 3.38. Comparativa de los perfiles de temperatura medidos en el sondeo S-2 Agüimes (ENADIMSA, 1980-81).



4) <u>Diagrafías</u>

En este estudio, se llevaron a cabo una serie de diagrafías hasta fondo de pozo, siendo las mismas: Gamma ray, caliper, dual guard-foxo, neutron, density, sonic y temperatura. El análisis de los diferentes logs pusieron de manifiesto que:

- Los perfiles eléctricos miden bien las zonas permeables, existiendo una buena separación entre las curvas de investigación profunda y somera.
- Los perfiles neutrón y densidad generan medidas fiables.
- El sónico responde con valores de Δt muy altos que posiblemente sean debidos a efecto salto de ciclo ocurridos por causa de las fracturas existentes; además, la velocidad del sonido depende principalmente de la porosidad primaria, por lo que los valores de porosidad obtenidos no responden a la realidad al existir una importante permeabilidad por fracturación.
- El potencial espontáneo no funcionó por falta de contraste entre el agua de formación y las resistividades del filtrado
- El gamma ray tampoco resultó de utilidad por ser los valores de las formaciones atravesadas muy homogéneos, al tratarse de la misma litología.

De los resultados de los perfiles de resistividad, neutrón y density se identifican los siguientes tramos permeables: 334 - 345 m, 353 - 357 m, 363 - 368 m, 466 - 472 m, 476 - 479 m, 482 – 535 m, 560 – 564 m.

En lo referido a la porosidad, se llevó a cabo un estudio detallado de la parte alta del acuífero comprendida entre los 334 y 345 m, al comprobar mediante el caliper que en esta zona no existían cavernas y, por tanto, las condiciones geométricas del pozo eran correctas para su aplicación. La porosidad resultante calculada fue del 22%.

Para una temperatura de formación de 43°C y temperatura ambiente de 17°C, se obtuvo una resistividad del agua de formación de 1 Ω/m a la temperatura ambiente, que corresponde a una concentración de 5.000 - 6.000 mg/L de NaCl. De esta manera, se concluyó, que tanto las diagrafías eléctricas (dual guard foxo) como las radiactivas (neutron y density) presentaron buena respuesta en terrenos volcánicos, distinguiéndose bien las zonas permeables, tanto basaltos fracturados como escorias.

5) Características hidráulicas

Las características hidráulicas de este sondeo fueron mejores que las del sondeo S-1 del Barranco de Las Palmas, al mantener un caudal emergente de 10-12 l/s durante la perforación a rotopercusión.



3.1.5. EL PROYECTO MAC-21 (1977-1983)

Con posterioridad al SPA-15 (1970 - 1975), se abordó otro estudio de la hidrogeología canaria denominado *Proyecto de planificación y explotación de los recursos de agua en el Archipiélago canario*, conocido como MAC-21 y que se desarrolló entre los años 1977 y 1981. El proyecto se correspondía a una continuidad lógica del SPA-15, es decir, si el SPA-15 había servido para conocer la hidrogeología de las islas, el MAC-21 tenía por objetivo planificar la correcta explotación de sus recursos. El estudio fue liderado por la Comisión Interministerial Coordinadora de las Actuaciones del Estado en materia de aguas en las Islas Canarias y liderado, en el caso de Gran Canaria, por su Cabildo Insular. Los resultados fueron publicados en 1983.

En lo que se refiere a la geotermia, las bases de datos de puntos de agua de este proyecto no son del todo necesarias, por estar demasiado próximas en el tiempo con el SPA-15. Solo en el caso de que no se pudiera disponer de la base de datos original del SPA-15, podría recurrirse, como alternativa, a la del MAC-21.

3.1.6. LOS ESTUDIOS DEL IGME SOBRE LA HIDROGEOLOGÍA DE GRAN CANARIA (1990 – 2003)

Las actuaciones del IGME en la hidrogeología de las islas Canarias, y en especial en la isla de Gran Canaria entre 1990 y 2003, resultaron significativas, sobre todo los cuatro trabajos que aportan luz a inventarios de puntos de agua más detallados y al comportamiento de la hidrogeoquímica que nos ocupa:

- Control piezométrico, hidrométrico y de la calidad de las aguas subterráneas en las islas de Tenerife, Gran Canaria y La Gomera. Período 1988-1990. (IGME, 1990)
- Estudio hidrogeológico de la zona Sur de Gran Canaria. Subsistemas acuíferos 83/S/2 y 83/S/3 (IGME, 1992)
- Caracterización hidrogeoquímica de los acuíferos de las islas de Gran Canaria y El Hierro (IGME, 1992)
- Estudio hidrogeológico para la definición de áreas sobreexplotadas o en riesgo de sobreexplotación en la zona baja del Este de Gran Canaria. Convenio específico IGME- CIAGC 1998-2003 (IGME-2003)

A continuación se realiza un desarrollo detallado de los cuatro estudios realizados por el IGME durante este período.



3.1.6.1. CONTROL PIEZOMÉTRICO Y DE LA CALIDAD DE L AGUA EN LOS ACUÍFEROS COSTEROS DE GRAN CANARIA. PERÍODO 1988-1990. (IGME, 1990)

Este estudio parcial formó parte de otro más general denominado *Control piezométrico, hidrométrico y de la calidad de las aguas subterráneas en las islas de Tenerife, Gran Canaria y La Gomera* (Período 1988-1990).

El objetivo del estudio era llevar un control periódico de las explotaciones costeras, con el fin de conocer la situación de los niveles piezométricos (estáticos y dinámicos) y la evolución en la calidad química del agua subterránea, frente a la posible intrusión de agua de mar cuando se sobreexplotan estas zonas. Para ello, durante los tres años de proyecto (1988-1990), se llevaron a cabo cinco campañas de campo consistentes en visitar 114 pozos en cada una de las campañas, muestrear 447 niveles en las cinco campañas de medidas de la red de puntos de observación y tomar un total de 265 muestras de agua para su análisis.

En este apartado se recoge una síntesis de los datos y conclusiones sobre el control piezométrico y de calidad química del agua, llevado a cabo durante los años 1988, 89 y 90, en los cuatro grandes acuíferos costeros (Subsistemas) de la isla de Gran Canaria (Fig. 3.39):

- Gáldar Guía (zona N) (Subsistema 83-B)
- Telde-Ingenio (zona NE-E) (Subsistema 83-D)
- Arinaga-Tirajana (zona SE) (Subsistema 83-A)
- Maspalomas (zona S) (Subsistema 83-C)

Los principales resultados obtenidos fueron:

1) Subsistema Gáldar – Guía

En este subsistema acuífero afloran en el sector SW materiales volcánicos pertenecientes a la Serie Basáltica Antigua; Serie Fonolítica (coladas fonolíticas con algunas intercalaciones de ignimbritas, de potencia superior a los 250 m, que constituyen el sustrato de las series basálticas posteriores); Serie Basáltica II (coladas y piroclastos, muy extendidas por toda la zona); Serie Basáltica III (coladas y piroclastos, circunscritas al cono volcánico del Pico de Galdar); y Serie IV (coladas basálticas que afloran en el barranco de Agaete). Se encuentran también materiales sedimentarios, en los cauces y desembocadura de los barrancos y en alguna terraza interior.

Pueden diferenciarse dos acuíferos superpuestos: uno asociado a las coladas basálticas de la Serie II, que es el que actualmente explotan la mayoría de los pozos existentes; y otro inferior asociado a la Serie Fonolítica. En el sector oriental de la zona, sólo se



localiza el acuífero fonolítico, que en algunas partes está en carga. En el sector central de la zona, probablemente se están explotando las dos formaciones acuíferas, aunque principalmente la de los basaltos de la Serie II, ya que los pozos no son muy penetrantes y ninguno alcanza la cota del mar.



Figura 3.39. Acuíferos costeros de Gran Canaria (IGME, 1990).

De acuerdo con la pluviometría media anual evaluada para la zona, de 250 mm/año, el volumen de agua recogido puede ser del orden de 90 km² x 250 l/m² = 22,5 hm³/año. Considerando un coeficiente de infiltración del 25%, la recarga total del subsistema acuífero sería de unos 5,5 hm³/año. Las extracciones se evalúan en unos 3 hm³, por lo que el resto deben ser salidas subterráneas al mar, ya que no se ha observado ningún ascenso en los niveles piezométricos de la zona.

Las campañas de control se realizaron sobre 16 puntos de agua, con un total de 65 medidas de niveles, 46 corresponden a niveles estáticos y 19 a dinámicos. Las conclusiones fueron:

• La mayoría de los pozos no sobrepasan el nivel del mar



- Las aguas analizadas en este acuífero son, predominantemente, de tipo bicarbonato- sódico; sólo en el caso de los pozos en que aparecen indicios de intrusión marina se encuentran aguas de facies clorurada-sódica.
- Los niveles piezométricos de la zona, en los pozos en reposo, se encuentran por encima de la cota cero, salvo en un incipiente cono de depresión con cotas negativas de hasta -4 m.b.n.m. que se produce al norte de Gáldar, en los pocos pozos cuya profundidad queda por debajo del nivel del mar (Fig. 3.40)



Figura 3.40. Subsector Gáldar-Guía. Mapa piezométrico (Nov. 1989) (IGME, 1990).

- Este cono de depresión está provocando una intrusión marina detectable por valores de conductividad de 4.500 y ocasionales a 13.000 μmhos/cm (Fig. 3.41).
- La sobreexplotación en este sector del acuífero costero de Galdar-Guía se debe estar acentuando por causa de la instalación reciente de plantas potabilizadoras de agua de ósmosis inversa, que utilizan para su producción aguas bombeadas de pozos salobres que habían dejado de poderse utilizar para el regadío de las plataneras. En la actualidad, con la potabilización de sus aguas, rebajando la salinidad hasta los límites necesarios para el riego, han vuelto a ponerse en explotación.
- Esta nueva industria desalinizadora habría que vigilarla ya que, de continuar incrementándose las explotaciones sin ningún control, puede que en un período de tiempo no muy largo, los riesgos de intrusión marina se adentren aún más en el acuífero. Por otro lado, convendría vigilar dónde se están



vertiendo las salmueras residuales del proceso de tratamiento, ya que, de no conducirse al mar, se podrían producir re infiltraciones muy peligrosas para la contaminación salina de las aguas subterráneas.

• La contaminación de nitratos, por los vertidos de aguas urbanas residuales de Gáldar y Guía, está siendo muy alarmante, pues se alcanzan los 360 mg/L. Otra causa, con menos incidencia, debe ser la percolación del agua excedente del riego de las plataneras, cargadas en abonos nitrogenados y materia orgánica.



Figura 3.41. Subsector Gáldar-Guía. Mapa de conductividad (Nov. 1989) (IGME, 1990).

2) <u>Subsistema Telde – Ingenio</u>

Este subsistema se circunscribe a la franja costera oriental de la isla de Gran Canaria, en una longitud de unos 25 km, incluyendo parte de los términos municipales de Telde, Ingenio y Agüimes.

El desarrollo agrícola de esta zona ha motivado el incremento en la explotación de las aguas subterráneas, provocando problemas de sobreexplotación y la consecuente intrusión del agua marina. Frente a los 7,3 hm³ anuales que se explotaban en 1980, durante el año 1985 se estimaron unas extracciones de 14 hm³. Esta circunstancia ha ido produciendo un descenso en los niveles piezométricos de entre 1 y 10 m según los puntos.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los materiales que reúnen mejores características hidrogeológicas son: la Serie Basáltica I Superior (coladas de basaltos



plagioclásicos), las coladas de Fonolitas y las formaciones volcánicas más recientes, de las Series Basálticas II y III. Igualmente, las formaciones sedimentarias de la terraza de Las Palmas y los depósitos aluviales constituyen buenos acuíferos, aunque de extensión más reducida.

La mayor parte de los pozos inventariados en este subsistema acuífero explotan aguas de la formación de coladas fonolíticas y de la de basaltos de la Serie I, en el sector sur de la zona. Son pocos los pozos que extraen aguas de las demás formaciones acuíferas.

El total de pozos visitados en cada campaña fue de 42, en los que se efectuaron un total de 138 medidas de niveles y tomado 87 muestras de agua para su análisis químico. Las conclusiones fueron:

- El balance hídrico para el conjunto del subsistema acuífero, evaluado de manera aproximada, estima unas entradas de 16 hm³/año y unas salidas (bombeos y surgencias al mar) de 20 hm³/año, lo que arroja un déficit de 4 hm³ anuales, que se deben suplir a expensas de la explotación de las reservas del acuífero insular, con el consiguiente descenso de niveles piezométricos.
- Consecuencia de esta sobreexplotación, es la intrusión de agua salobre en una buena parte del sector costero del acuífero, con la consiguiente contaminación salina de las aguas subterráneas. Además, la existencia de pozos con profundidades que sobrepasan en bastantes metros la cota del nivel del mar, está provocando en dos sectores del acuífero costero (al sureste de Telde y al este de Agüimes) conos de depresión que están causando el avance de la intrusión marina (Fig. 3.42).
- La conductividad del agua presenta valores entre 1.200 y 12.000 μmhos/cm. El sector de peor calidad, que se encuentra claramente intrusionado por el agua del mar, se localiza entre Los Moriscos - Aeropuerto hasta El Carrizal (Fig. 3.43).
- Así mismo, el hecho de ser una zona con abundantes regadíos, en plataneras y hortalizas, el empleo intensivo de abonos y sustancias orgánicas está provocando un elevado contenido de nitratos en las aguas subterráneas, que en muchos pozos las invalida para el uso doméstico.
- Los niveles estáticos en pozos que no se explotan se han mantenido prácticamente invariables a lo largo de las cinco campañas de medidas. Los niveles dinámicos han descendido muy ligeramente en algunos sectores, lo que puede haber motivado que la calidad del agua haya empeorado levemente durante los dos años de control.
- La reciente instalación de desalinizadoras de aguas salobres en los pozos puede acentuar el progreso de la intrusión marina hacia sectores más internos del acuífero costero.





Figura 3.42. Subsector Telde – Ingenio. Mapa piezométrico (nov. 1989) (IGME, 1990).




Figura 3.43. Subsector Telde - Ingenio. Mapa de conductividad (nov. 1989) (IGME, 1990).



3) <u>Subsistema Arinaga – Tirajana</u>

El acuífero costero de Arinaga-Tirajana es una llanura de unos 100 km² de extensión, formada por un abanico aluvial que se apoya en materiales volcánicos de litología variada, que van desde las Series basálticas y fonolíticas del Ciclo I hasta basaltos modernos de las Series III y IV.

El acuífero explotado está formado básicamente por basaltos antiguos y fonolitas, de baja permeabilidad, porque la intensa explotación por bombeo ha provocado la desaturación de los materiales aluviales de alta permeabilidad. La propia geomorfología de la zona, con un régimen pluviométrico muy bajo (menos de 200 mm/año de media), indica la existencia de escorrentía intermitente, de carácter torrencial, en los barrancos de Balos y Tirajana, que llega a perderse en el mar. Esta escorrentía sólo está regulada, en parte, por la presa de Tirajana, de 3,1 hm³ de capacidad.

Como consecuencia de una topografía favorable para la explotación de agua mediante pozos, y de una fuerte demanda de agua procedente tanto del propio sector de Arinaga- Tirajana (16,5 hm³/año) como de la vecina zona turística del Sur, el subsistema está sometido, desde antiguo, a un régimen de extracciones por bombeo que ha desembocado en un estado de sobreexplotación con niveles piezométricos permanentemente deprimidos hasta cotas que alcanzan los 150 metros bajo el nivel del mar.

El balance hídrico indica un déficit importante, pues frente a unos recursos medios estimado en 11 hm³/año, la explotación media sobrepasa los 16 hm³/año, es decir, hay una sobreexplotación local del orden de 5 hm³/año como mínimo, que ha dado lugar a una salinización parcial del acuífero. La situación del subsistema no tiene visos de mejorar, por la demanda propia y, sobre todo, por la proximidad de la zona turística del Sur, que demanda volúmenes crecientes de agua.

Las campañas de control se han realizado sobre 38 puntos de agua, con un total de 159 medidas de niveles (71 estáticos a pozo parado y 88 dinámicos), así como 92 análisis químicos procedentes de 23 pozos. La Figura 3.44 muestra el mapa piezométrico (nov. 1989) del Subsector Arinaga - Tirajana (IGME, 1990).

La totalidad de los 38 puntos de agua controlados tienen profundidades por debajo del nivel del mar en los siguientes porcentajes:

PORCENTAJES	
Prof <de 10="" bajo="" del="" m="" mar<="" nivel="" th=""><th>10,5 %</th></de>	10,5 %
de -10 m a -50 m	52,6 %
de -50 a -100 m	23,7 %
> de -100 m	13,2 %





Figura 3.44. Subsector Arinaga - Tirajana. Mapa piezométrico (nov. 1989) (IGME, 1990).

Los niveles se encuentran en general más deprimidos en las campañas de otoño (después del estiaje y máximas extracciones) que en primavera (después de las lluvias y menores bombeos), lo que evidencia una recuperación del subsistema acuífero de unas campañas a otras, sin que, de momento se adviertan descensos residuales.

En general, las calidades de agua son mejores en los pozos que explotan el "acuífero fonolítico", al sur del barranco de Tirajana; son aguas de tipo clorurado-sódico. Mientras que las aguas ocluidas en el "acuífero de los basaltos antiguos", al norte del citado barranco, son de tipo clorurado-magnésico y, en la mayor parte de los pozos, presentan un mayor contenido de sales disueltas (cloruros, magnesio y sodio principalmente). En cuanto al contenido de nitratos, el agua se mantiene con valores inferiores a 20 mg/L, salvo algún caso puntual que alcanza los 50 mg/L.

Más del 50 % de los pozos visitados superan los 3.000 µmhos/cm (Fig. 3.45). Los contenidos en Cl⁻ oscilan entre 200 y 5.000 mg/L. El sector de peor calidad salina se sitúa al norte de la población de Sardina, donde se alcanzan valores de 13.600 µmhos/cm, que coincide con un cono de bombeo muy deprimido que genera la intrusión de agua salobre de la interfase. Por el contrario, al norte y sur de la zona de estudio, se observan unas inflexiones positivas de las isolíneas hacia el sector más costero, lo que pone de manifiesto una mejora de la calidad del agua en estos dos



sectores, sobre todo en el del Sur, donde se explota el agua ocluida en el acuífero de rocas fonolíticas.



Figura 3. 45. Subsector Arinaga - Tirajana. Mapa conductividad (dic. 1989) (IGME, 1990).

4) <u>Subsistema de Maspalomas</u>

El acuífero costero de Maspalomas está localizado en el extremo sur de la isla de Gran Canaria, en el término municipal de San Bartolomé de Tirajana, mayoritariamente, y en el de Mogán. La extensión de la zona que se incluye en el plano es de 125 km².

Bajo el punto de vista orográfico se diferencia una parte baja y llana, ocupada por las dunas de Maspalomas y la terraza sedimentaria, y el resto de la zona, que va tomando una topografía en cuesta hasta alcanzar la cota de 600 m a una distancia de 13 km de la costa. Atravesando la misma se encajan, transversalmente, los barrancos de Arguineguin, Los Palmitos, Ayagaures, los Vicentes y el de Fataga. Estos barrancos llevan, muy ocasionalmente y en régimen torrencial, las aguas de las tormentas que descargan durante el otoño-invierno en la zona. En los tramos altos y medios de los barrancos se han construido presas que regulan un volumen de 5 hm³/año, de forma que ha minimizado la escorrentía que circulaba por ellos en periodos de lluvias intensas. En los tres primeros de los citados barrancos se ubican prácticamente la totalidad de los pozos existentes en este subsistema acuífero.



En la zona se diferencian las siguientes formaciones volcánicas: Serie Basáltica Antigua, constituida por coladas fisurales de basaltos y piroclastos; la Serie Traqui - sienítica, que suele aflorar en los barrancos; la Serie Fonolítica, representada por coladas fonolíticas e ignimbriticas, que afloran en la mitad oriental del subsistema; Serie Roque Nublo (basaltos y tefritas); y la Serie Basáltica II, constituida por coladas y piroclastos, circunscrita a la mitad sur. En el sector más meridional las formaciones volcánicas están recubiertas de materiales sedimentarios cuaternarios de diversa naturaleza (aluviones, terrazas, dunas, etc).

Desde el punto de vista hidrogeológico el acuífero basal, que es el que explotan la mayor parte de los pozos existentes, se encuentra asociado a la Formación Fonolítica y a la de los Basaltos Antiguos. En el sector occidental del subsistema se explotan, preferentemente, los Basaltos Antiguos (Serie I), mientras que en el oriental se utilizan las Fonolitas, pues los Basaltos Antiguos están bastante más hundidos.

La demanda de agua proviene de la agricultura (8 hm³/año para 1.500 ha de cultivos), y el turismo que, para una población media de unos 70.000 habitantes Maspalomas y Playa del Inglés, requiere también de otros de unos 8 hm³/año. La demanda se satisface con los 5 hm³/año que se regulan de las aguas superficiales, volúmenes de agua importados de otras áreas (sobre todo Arinaga - Tirajana) y mediante una extracción por bombeo de 5 hm³/año de los aproximadamente 40 pozos ubicados en este subsistema acuífero. El balance del acuífero parece equilibrado, pues las entradas se cifran en 6,5 hm3³/año, y las salida son 5 hm³/año. A pesar de ello, se aprecia intrusión en algunos puntos.

La red de vigilancia para el estudio se estableció a partir de 18 puntos. El total de medidas de nivel realizadas durante las cinco campañas de control fueron de 85 (42 dinámicos y 43 estáticos) y se tomaron 55 muestras de agua para análisis químico.

Al igual que ocurre en los otros acuíferos costeros estudiados, las mayores depresiones de los niveles corresponden a las campañas de noviembre - diciembre, consecuencia de ser el final de la época de mayores extracciones y de que coincide, también, con el final del estiaje. La recarga del acuífero normalmente se produce en la estación primaveral.

En la Figura 3.46 se representan los niveles piezométricos medidos en noviembre de 1989 que coincide con una fecha en la que se pudieron tomar casi todos los niveles en pozos parados. En las isopiezas se observa un profundo cono de depresión, de hasta - 40 m.b.n.m., producido por los continuados bombeos que se efectúan en los pozos ubicados en los barrancos de Ayagaures y Los Palmitos. También se aprecia otro cono deprimido en el barranco de Arguineguin, de -20 m.b.n.m. El hecho de originarse estos conos a bastante distancia de la costa (5 km), y encontrar niveles positivos entre los



conos de depresión y el mar, evita, por carga hidráulica, que la intrusión marina avance hacia estos sectores.



Figura 3.46. Subsector Maspalomas. Mapa piezométrico (nov. 1989) (IGME, 1990).

Todas las aguas presentan facies clorurada-sódica y la conductividad del agua se mueve entre valores de 1.600 a 2.700 µmhos/cm. El único punto que sobrepasa estos límites es un pozo situado en El Tablero, en el que el valor de conductividad de 7.000 µmhos/cm y la relación rCl/rCO₃H de 21, hacen pensar en un proceso de intrusión marina, quizás a partir de las aguas salobres que deben estar ocluidas en la formación de dunas recientes de Maspalomas. En la Figura 3.47 se han dibujado las isolíneas referentes a la conductividad del agua medida en diciembre de 1989. Como puede apreciarse, no se ve reflejado que se produzca ninguna anomalía como consecuencia del importante cono de depresión que aparece en las isopiezas. Sólo a partir del pozo del Tablero, con conductividad superior a los 5.000 µmhos/cm, se plantea que pueda existir un proceso de intrusión marina. Cabe señalar que, los afloramientos de arenas recientes y dunas de Maspalomas pueden ser un medio muy permeable por el que, de no haber un fuerte flujo de agua subterránea, podría, por el contrario, introducirse con facilidad el agua del mar. El contenido de nitratos en el agua es prácticamente nulo,



salvo en el referido pozo del Tablero que, al estar situado en zona de mayores riegos, presenta una contaminación que comienza a ser importante (103 mg/L).



Figura 3.47. Subsector Maspalomas. Mapa conductividad (dic. 1989) (IGME, 1990).

3.1.7. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LOS ACUÍFEROS DE LAS ISLAS DE GRAN CANARIA Y EL HIERRO (SISTEMAS ACUÍFEROS 83 Y 87) (IGME, 1992)

La Oficina en Canarias del IGME creó en 1988 el Archivo de Puntos de Agua de Canarias (APAC) y su Base de Datos de Aguas Canarias (BAC) y pasando a informatizar la variada y abundante información existente, tanto la obtenida de trabajos propios y como la recogida por medio de diversas colaboraciones realizadas con la Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Aguas del Gobierno de Canarias (COPVA) y las oficinas de los Planes Hidrológicos Insulares. Entre la abundante información disponible existía un buen número de captaciones con información geológica e hidrogeoquímica, muy detallada, de alta fiabilidad, cuya obtención fue mediante reconocimientos y muestreos en el interior de las captaciones.

Con esta información, y en el marco del "Proyecto de Actualización de la Infraestructura Hidrogeológica, Vigilancia y Catálogo de Acuíferos. Años 1988/ 89/90",



el IGME llevó a cabo, con la colaboración de la COPVA, desde noviembre de 1988 a diciembre de 1991 el estudio denominado "*Caracterización hidrogeoquímica de los acuíferos de las islas de Gran Canaria y El Hierro (Sistemas acuíferos 83 y 87)*", que se editó en 1992.

Para el trabajo se utilizaron exclusivamente aquellos puntos de agua del APAC y BAC de las islas de Gran Canaria y El Hierro de los que se tenía información detallada de su geología (de superficie y subsuelo), características constructivas, condiciones de surgencia del agua y muestreos. En la isla de Gran Canaria se escogieron 113 puntos de agua con información suficiente, de los más de 700 puntos que contienen el APAC-BAC (Fig. 3.48).

Las determinaciones directas en campo fueron: temperatura, conductividad, pH, alcalinidad, oxígeno Y CO₂ disueltos. En laboratorio se determinaron: cloruros, sulfatos, bicarbonatos, carbonatos, nitratos, sílice, sodio, potasio, calcio y magnesio.

A continuación se presentan las principales conclusiones que se obtuvieron a partir de la búsqueda y el establecimiento de las posibles relaciones existentes entre las características físico-químicas de las aguas subterráneas y las formaciones y materiales donde se sitúan los acuíferos de dicho trabajo.



Figura 3.48. Mapa de puntos de agua APAC-BAC del estudio hidroquímico (IGME, 1992).



1) <u>Materiales</u>

De manera general presentan mejores características hidrodinámicas los productos efusivos que los intrusivos, los básicos que los sálicos, los escoriáceos que los lávicos y éstos que los aglomeráticos. La antigüedad incide negativamente en estas características debido a que los procesos de alteración, compactación, etc. son más importantes.

2) Unidades hidrológicas

La clasificación se realiza en base a criterios cronológicos, ya que la génesis y los procesos evolutivos modifican en gran medida el comportamiento hidrogeológico. Por tanto, las unidades hidrogeológicas se hacen coincidir con los ciclos magmáticos de la historia de la isla. En la Tabla 3.14, se resume el rango de variación de los principales parámetros hidráulicos correspondientes a cada formación, según datos del proyecto SPA-15. En la Tabla 3.15, se resume el rango de variación de los principales parámetros hidráulicos correspondientes a cada formación de los principales parámetros hidráulicos correspondientes a cada formación de los principales parámetros hidráulicos correspondientes a cada formación, según datos del proyecto SPA-15.

UNIDADES	PERMEABILIDAD (m/día)	TRANSMISIVIDAD (m²/día)	COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO (%)
Basaltos Antiguos	0,05-0,50	5-20	0,5-1
Sálica	0,10-0,50	5-10	0,01-0,5
Roque-Nulo	0,30-0,75	25-50	1,5-3,5
Post Roque-Nublo y Basaltos Recientes	0,20-1	10-200	1-2
Detríticas (relacionadas con las formaciones anteriores)	1,50-8	50-200	3-5
Detríticas (actuales)	2-25	200-800	5-10

Tabla 3.14. Parámetros hidráulicos de las formaciones de Gran Canaria (SPA-15).

Serie Basaltos Antiguos: Constituido fundamentalmente por coladas basálticas tabulares, se trata de un conjunto de productos efusivos, básicos y con desarrollo de escorias, que deberían constituir un buen acuífero, aunque su valor como tal queda devaluado por los procesos evolutivos; por otra parte, los abundantes diques suelen ser barreras a la circulación, aunque, ocasionalmente, pueden constituir planos de flujo vertical preferente.



WARTARIES		J	OMICKA	20 1			1	CINIMO		
VARIABLES	Basal I	Sálica	R-Nublo	Post RN	FDP	Basal I	Sálica	R-Nublo	Post RN	FDP
Temperatura (°C)	34	29	24	26	26	18,5	18	15,3	17	21
Conduct. (µS/cm)	14.920	5.280	2.170	3.400	7.660	225	287	176	324	1.778
рн	8,36	8,13	7,77	7,6	8,08	6,17	5,68	5,33	6,3	6,57
0 ₂ (mg/1)	10	10	11	9	10	2	1	1	2	8
CO ₂ (mg/1)	525	725	550	210	130	5	5	5	10	5
TAC (°F)	82	101	99	112	36	7	7	5	10	14
Cl [−] (mg/l)	6.532	783	192	493	2.849	10	16	19	31	334
$so_4^{=} (mg/1) \dots$	1.629	1.496	916	404	554	6	2	1	11	81
HCO3 ⁻ (mg/1)	735	2.032	959	1.269	480	54	50	60	109	259
NO3 ⁻ (mg/1)	293	181	263	190	131	1,6	1,5	3,8	7,7	1,5
Na ⁺ (mg/l)	1.117	1.585	320	600	1.160	20	22	17,4	22,5	260
K ⁺ (mg/l	43	94	59	20	48	2,2	3	3,1	4,6	18
Ca ²⁺ (mg/1)	978	168	136	101	363	1,6	2,4	11,7	17,2	8,7
Mg ²⁺ (mg/l)	1.226	256	119	163	533	0,6	4,4	1,7	14,3	16,5
sio ₂ (mg/1)	95	108	89	72	56	35	27	25	27	26

Tabla 3.15.	Parámetros	hidroquímicos	de las	diferentes	formaciones	(IGME.	1992).
						(/	/

			MEDIA				DESVIL	CION TIPIC	zλ	
VARLABLES	Basal I	Sálica	R-Mublo	Post RN	FDP	Basal I	Sálica	R-Mublo	Post RN	FDP
Temperatura (°C)	26,6	23	19,5	20,1	23	4,1	2,7	2,9	3,0	3,2
Conduct. (µS/cm)	1.761	1.324	1.069	1.119	4.378	1.532	1.027	674	1.078	2.699
рН	7,31	7,04	6,78	7,05	7,45	0,5	0,6	0,74	0,5	0,57
0 ₂ (mg/1)	7,5	6,5	5,6	4,7	8,8	1,8	2,8	3,6	2,3	1,09
co ₂ (mg/1)	18,8	68	114	45	11,2	13,9	104	138	69	7,5
TAC (°F)	20	21	40	41	27	7,3	10	29	42	8,6
Cl [−] (mg/l)	270	209	70	126	1.226	235	218	68	167	1.081
$so_4^{=} (mg/1) \dots$	81	106	17,1	113	296	73	132	17,8	144	214
HCO3 (mg/1)	289	284	433	458	381	157	143	297	479	93
NO3 ⁻ (mg/1)	9,3	13,3	10,6	60	52	6,1	10,5	5,7	71	54
Na ⁺ (mg/l)	173	134	98	148	620	108	110	89	204	392
K ⁺ (mg/l	10,6	14	13,3	11	32	6	9,5	8,6	6,1	12
Ca ²⁺ (mg/1)	46	36	58	48	49	20	21	38	32	30
Mg ²⁺ (mg/1)	51	42	54	64	103	33	29	40	63	81
sio ₂ (mg/1)	58	58	58	54	44	15	19	18	16	12



La permeabilidad media estimada para estos materiales oscila entre 0,05 y 0,5 m/día, la transmisividad entre 5 y 20 m²/día y el coeficiente de almacenamiento entre el 0,5 y 1%.

Serie Sálica: Incluyen coladas sieníticas, traquíticas y fonolíticas y flujos piroclásticos. Las dos primeras pueden desarrollar niveles escoriáceos importantes y diaclasado vertical que favorecen la circulación de agua. Los flujos piroclásticos, sin embargo, no constituyen acuíferos salvo por posterior fracturación, debido a su propia naturaleza y su grado de cementación inicial. Los parámetros hidráulicos medios estimados para esta formación son los siguientes: permeabilidad de 0, 1 a 0, 5 m/día, transmisividad entre 5 y 10 m²/día y menores coeficientes de almacenamiento que los Basaltos Antiguos, entre 0,01 y 0,5%.

Serie Roque-Nublo: Constituida por lavas tefríticas, basaníticas y basálticas, aglomerados de la brecha Roque-Nublo y las fonolíticas con que finaliza el ciclo. Las coladas desarrollan niveles escoriáceos a techo y muro, por lo que su superposición facilita una buena zona de circulación, condicionada por su forma de emplazamiento. Los pitones fonolíticos y los diques actúan como barreras al flujo horizontal y los almagres al flujo vertical. Los aglomerados volcánicos, con gran cementación y diagénesis posterior con formación de zeolitas, actúan como impermeables.

Para el conjunto de la Formación se considera que la permeabilidad oscila entre 0,3 y 0,75 m/día, la transmisividad entre 25 y 50 m²/día (es más transmisiva que las formaciones anteriores) y con coeficientes de almacenamiento también superiores, entre 1,5 y 3,5%

Serie Post Roque-Nublo y Basaltos Recientes: Estos materiales presentan buenas condiciones de porosidad, ya que las coladas desarrollan potentes bases y techos escoriáceos y una acusada disyunción columnar y esferoidal. Los almagres, algunos niveles piroclásticos oxidados y compactados y los diques radiales dificultan la circulación vertical y horizontal compartimentando las coladas. Las coladas del Ciclo Reciente y los piroclastos asociados han sufrido un menor proceso de alteración y erosión y conservan sus cualidades como acuífero.

La permeabilidad del conjunto de estos materiales varía entre 0,2 y 1 m/día, la transmisividad entre 10 y 200 m²/día y el coeficiente de almacenamiento entre 1 y 2%.

Formaciones Sedimentarias: Estas formaciones, originadas en las etapas de inactividad magmática, presentan una heterometría que favorece su comportamiento hidrogeológico, excepto en el miembro medio de la Fm. Detrítica de Las Palmas, de origen marino. Estos sedimentos presentan permeabilidades que oscilan entre 1,5 y 8 m/día, transmisividades del orden de 50 y 200 m²/día y coeficientes de almacenamiento entre el 3 y 5%.



Las formaciones sedimentarias actuales (aluviales, playas, dunas) tienen los mejores parámetros hidrogeológicos: permeabilidad: 2 - 25 m/día, transmisividad: 200-800 m²/día, coeficiente de almacenamiento: 5-10%, pero por su escaso desarrollo y su conexión con el mar, su valor hidrogeológico queda considerablemente disminuido.

3) Hidráulica de las captaciones

Según datos del PHCG (1992) se estima que en la isla existen unas 1.300 captaciones en funcionamiento de las 2.000 construidas, estimándose la producción en unos 100 hm³/año. En general, son pozos excavados mediante explosivos, de unos 3 m de diámetro y de hasta 500 m de profundidad. Es frecuente la existencia de obras secundarias de direcciones muy variables (galerías y sondeos de pequeño diámetro - catas-) con el fin de mantener los caudales de bombeo. Los caudales específicos de estos pozos varían entre 0,1 y 3 l/s/m (SPA-15).

En las zonas costeras (hasta los 300 m de cota) los pozos penetran habitualmente por debajo del nivel de mar, sobrepasando éste en algunos casos más de un centenar de metros.

Los niveles piezométricos alcanzan cotas de 1.300 m en la zona central disminuyendo hacia la costa con gradientes superiores al 5%. En la zona SE existen depresiones piezométricas que pueden llegar a los 50 m bajo el nivel del mar, debido a las extracciones permanentes. Desde 1974 hasta la actualidad (1992) han aparecido descensos puntuales superiores a los 100 m (15 m/año), y otros más extensos en zonas del NW, Centro y de E a S, que superan los 50 m (5 m/año), hecho que explica la necesidad de profundizar las captaciones.

4) <u>Comportamiento de los parámetros del agua subterránea en las distintas</u> <u>formaciones volcánicas</u>

Serie Basaltos Antiguos: Las aguas subterráneas de los Basaltos Antiguos tienen una temperatura media más alta (26,61°C) que las del resto de formaciones volcánicas. Los valores extremos más altos indican la existencia de una circulación profunda en algunos puntos. También estas aguas son más salinas con una conductividad media de unos 1.700 μ S/cm, tienen pH algo mayores (media de 7,3), presentan mayor saturación en oxígeno (7,5 mg/L), los contenidos más bajos en CO₂ disuelto (19 mg/L) (relacionados con pH y temperatura más elevados) y menor alcalinidad (200°F).

Su composición en especies mayoritarias varía en un amplio rango, existiendo facies desde bicarbonatadas a cloruradas y desde sódicas a sódico-magnésicas. En cuanto a los constituyentes mayoritarios, las aguas de esta formación tienen las



concentraciones medias más elevadas en cloruros (270 mg/L) y sodio (173 mg/L), aunque para este último las diferencias son menores. Sin embargo, el contenido en bicarbonatos (289 mg/L) es menor que en los materiales más recientes de los ciclos II y III. En todas las formaciones volcánicas las aguas subterráneas contienen similares cantidades de calcio, magnesio y potasio, correspondiendo la mayor homogeneidad al contenido en sílice (entre 50 y 60 mg/L).

Serie Sálica: Las fonolitas y traquitas de la Serie Sálica contienen aguas menos salinas (conductividad media 1.300 μ S/cm) que las que circulan por los Basaltos Antiguos, pero de mayor salinidad que las captadas en materiales del ciclo Roque-Nublo y Post Roque-Nublo. Lo mismo sucede con la temperatura (23°C), que es intermedia entre los materiales más antiguos y más recientes. El pH está próximo a la neutralidad y el contenido en CO₂ disuelto es relativamente alto (68 mg/L), cuando las aguas subterráneas normalmente contienen de 1 a 30 mg/L, relacionado posiblemente con emanaciones de los gases atrapados en las propias formaciones volcánicas o generado en profundad.

Tanto la alcalinidad (21ºF) como el contenido en bicarbonatos (284 mg/L) son similares al del agua contenida en los Basaltos Antiguos. Igualmente, por el contenido en cloruros (209 mg/L) se asemejan más a estas aguas que a las de ciclos posteriores. En los cationes disueltos, las semejanzas son mayores con estas últimas.

Serie Roque-Nublo: Las aguas subterráneas que circulan por materiales del ciclo Roque Nublo y Post Roque Nublo tienen características similares en cuanto a temperatura (20°C), conductividad (~1.100 μS/cm), alcalinidad (40°F) y contenido en bicarbonatos (~450 mg/L).

El contenido en oxígeno disuelto es menor que en las aguas de las formaciones del Ciclo 1, hecho que coincide con el mayor contenido en bicarbonatos, como se ha observado en otras ocasiones en estas islas. Cabe destacar el alto contenido medio en CO₂ disuelto de las aguas de los materiales Roque-Nublo (114 mg/L), que puede deberse a la contribución del CO₂ residual de origen endógeno ocluido en los poros y fisuras. Estos valores de CO₂ están relacionados con los valores medios más bajos de pH.

La concentración media en sulfatos es muy baja (17 mg/L), aunque existen valores extremos que llegan hasta los 900 mg/L. También el contenido medio en sodio es menor (98 mg/L) que en las otras formaciones.

Serie Post Roque-Nublo y Basaltos Recientes: Las aguas de las formaciones Post Roque-Nublo se caracterizan por el contenido medio más alto en sulfatos (113 mg/L) y nitratos (60 mg/L) debido probablemente a procesos de contaminación por las aguas excedentes de riego o urbanas.



Se observa una relación inversa entre la mineralización del agua y el contenido en CO₂ disuelto, en el sentido de que las aguas menos mineralizadas contienen más CO2. Los contenidos más altos en oxígeno disuelto son consecuencia de la falta de reductores en el agua de infiltración debido a la escasa actividad biológica en el suelo y en el terreno motivada seguramente por la ausencia de sulfuros e iones fácilmente oxidables.

Formaciones Sedimentarias: Las aguas que drenan los materiales de la Fm. Detrítica de Las Palmas tienen una alta conductividad media de 4.378 μ S/cm, pH 7,45, contenido en oxígeno importante (8,8 mg/L), bajo contenido en CO₂ disuelto y elevadas concentraciones de cloruros y sulfatos, sodio, potasio y magnesio, debido posiblemente a la influencia del agua de mar. El contenido en sílice es menor que el correspondiente al agua de las formaciones volcánicas.

5) Comportamiento de las variables físico-químicas en los distintos acuíferos

Se ha comparado gráficamente el comportamiento de las variables físico-químicas en los distintos acuíferos, representando la distribución de valores en cada grupo mediante las correspondientes curvas de densidad por un lado y los diagramas de caja, por otro (Figs. 3.49 a 3.63).



Figura 3.49. Distribución de la Temperatura por formaciones geológicas en Gran Canaria (IGME, 1992).



Se aprecia claramente la diferente distribución de la temperatura del agua en los distintos acuíferos (Fig. 3.49). A los Basaltos Antiguos corresponde la mayor dispersión de valores así como los más altos; la distribución es más homogénea y las temperaturas inferiores en las Traquitas y Fonolitas del ciclo 1 (Serie Sálica). En los materiales de la serie Roque-Nublo y Post Roque-Nublo se han determinado temperaturas algo más bajas que indican una circulación del agua subterránea menos profunda que en los Basaltos Antiguos.

Respecto a la distribución de conductividades (Fig. 3.50), las diferencias no son muy grandes entre las series volcánicas, correspondiendo los valores extremos y medios más altos a la Serie Basáltica 1, y son menores en la Serie Sálica y Roque-Nublo. En las aguas captadas en los materiales sedimentarios, la distribución de valores presenta la influencia de la intrusión marina.



Figura 3.50. Distribución de la Conductividad por formaciones geológicas (IGME, 1992).

Se advierte una tendencia hacia valores de pH más bajos en las series volcánicas desde los Basaltos Antiguos a la Formación Post Roque-Nublo (Fig. 3.51), mientras que en la Formación Detrítica de Las Palmas el pH medio del agua es más elevado.

En cuanto a los gases disueltos en el agua, es evidente la gran dispersión de valores de oxígeno en casi todos los acuíferos (Fig. 3.52) encontrándose, no obstante, contenidos más bajos en los materiales Roque-Nublo y Post Roque-Nublo. Por otra parte, la



distribución del contenido en CO₂ es más homogénea en los Basaltos Antiguos y en la Formación Detrítica de Las Palmas, a las que corresponden los valores más bajos (Fig. 3.53). En la Serie Roque- Nublo los contenidos en CO₂, aunque más dispersos, son más elevados.



Figura 3.51. Distribución del pH por formaciones geológicas (IGME, 1992).



Figura 3.52. Distribución del O₂ disuelto por formaciones geológicas (IGME, 1992).





Figura 3.53. Distribución del CO₂ disuelto por formaciones geológicas (IGME, 1992).

La capacidad del agua subterránea para neutralizar ácidos, o alcalinidad, aumenta desde los Basaltos Antiguos hasta los materiales de la Serie Roque-Nublo al mismo tiempo que es mayor la dispersión (Fig. 3.54). Con esto se tiene una idea del efecto de los iones bicarbonato en el agua, que es mayor en los materiales más recientes.



Figura 3.54. Distribución de la Alcalinidad por formaciones geológicas (IGME, 1992).



La distribución del contenido en bicarbonato (Fig. 3.55) sigue la misma tendencia observada en la alcalinidad.



Figura 3.55. Distribución de los Bicarbonatos por formaciones geológicas (IGME, 1992).

El contenido en cloruros (Fig. 3.56) y sulfatos del agua subterránea (Fig. 3.57) disminuye desde los materiales más antiguos del Ciclo I a los del Ciclo II, siendo más altos en los Basaltos que en las Traquitas y Fonolitas. Las aguas de la Formación Detrítica de Las Palmas son más concentradas en estas especies poniendo de manifiesto de nuevo la influencia marina.

No hay diferencias significativas en el contenido en sílice que pueda caracterizar alguna de las formaciones estudiadas (Fig. 3.58); en todo caso la dispersión de valores y el valor medio son un poco mayores en el agua de las Traquitas y Fonolitas. Los máximos más bajos corresponden, como resulta lógico, a los depósitos sedimentarios cuaternarios.

Se han observado contenidos muy altos en nitratos de manera muy puntual en los Basaltos Antiguos y en la Serie Sálica, cuyo origen más probable está en la contaminación agrícola y urbana. En general, los contenidos más elevados se corresponden con aguas menos profundas (Fig. 3.59).





Figura 3.56. Distribución de los Cloruros por formaciones geológicas (IGME, 1992).



Figura 3.57. Distribución de los Sulfatos por formaciones geológicas (IGME, 1992).





Figura 3.58. Distribución de la Sílice por formaciones geológicas (IGME, 1992).



Figura 3.59. Distribución de los Nitratos por formaciones geológicas (IGME, 1992).

En lo que se refiere a la distribución de los cationes alcalinos mayoritarios, mientras que el contenido en sodio es mayor en los Basaltos Antiguos que en las Traquitas y Fonolitas, y mayor a su vez que en los materiales Roque-Nublo (Fig. 3.60), el contenido



en potasio es sensiblemente menor en las aguas de los Basaltos Antiguos que en los materiales de la Serie Sálica, no habiendo mucha diferencia entre éstos y los de la Serie Roque-Nublo (Fig. 3.61). Nuevamente se pone de manifiesto el comportamiento distinto de la Formación Detrítica de Las Palmas, con aguas que contienen más sodio y potasio que el resto debido a la influencia marina.



Figura 3.60. Distribución del Sodio por formaciones geológicas (IGME, 1992).



Figura 3.61. Distribución del Potasio por formaciones geológicas (IGME, 1992).



El contenido en cationes alcalinotérreos (calcio y magnesio) sigue una distribución similar. Los valores medios para las Traquitas y Fonolitas del Ciclo I son algo inferiores al resto de las Formaciones (Figs. 3.62 y 3.63).



Figura 3.62. Distribución del Calcio por formaciones geológicas (IGME, 1992).



Figura 3.63. Distribución del Magnesio por formaciones geológicas (IGME, 1992).



6) Facies hidrogeoquímicas características de las formaciones volcánicas

Se han clasificado las aguas subterráneas de cada sistema acuífero según los iones dominantes mediante diagramas de Piper (Figs. 3.64 a 3.68).

Las aguas de los Basaltos Antiguos presentan un amplio rango de variación en su composición (Fig. 3.64). Respecto al anión predominante, comprenden facies desde cloruradas a bicarbonatadas; en cuanto al catión más importante, son aguas fundamentalmente sódicas y sódico-magnésicas. El sulfato y el calcio nunca son especies predominantes.



Figura 3.64. Diagrama de Piper de las aguas de los Basaltos Antiguos (IGME, 1992).

Las aguas subterráneas de la Serie Sálica tienen una composición similar a la de los Basaltos Antiguos, variando entre bicarbonatadas y cloruradas, sódicas y magnésicas (Fig. 3.65). En este caso hay un predominio más claro de las aguas bicarbonatadas respecto a las cloruradas y de las sódicas respecto a las magnésicas. No parecen existir diferencias entre la composición de las aguas que circulan por materiales traquíticos y fonolíticos.





Figura 3.65. Diagrama de Piper de las aguas de la Serie Sálica (IGME, 1992).

En los materiales del ciclo Roque-Nublo, la facies hidrogeoquímica más frecuente es la bicarbonatada cálcica y/o magnésica (Fig. 3.66). En algún caso como en la Formación Fonolítica del Ciclo Roque-Nublo Inferior, el agua es sulfatada cálcico-magnésica. Además, de manera puntual, aguas captadas en materiales brechoides son clorurado-sulfatadas sódicas, posiblemente por efecto de la intrusión marina (caso del punto 424160007 que está situado próximo a la costa en el norte de la isla).

La composición de las aguas subterráneas de los materiales depositados durante el tercer ciclo volcánico (Post Roque-Nublo y Ciclo Reciente) tiene un rango de variación mayor que las del ciclo anterior (Fig. 3.67). A pesar del menor número de muestras se observa el predominio de aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas y la tendencia hacia una participación del ión cloruro, resultando aguas cloruradas sódicas y cloruradas cálcicas- magnésicas, sobre todo en el Ciclo Reciente y en los basaltos de la serie Post Roque-Nublo Superior.





Figura 3.66. Diagrama de Piper de las aguas del ciclo Roque Nublo (IGME, 1992).



Figura 3.67. Diagrama de Piper de las aguas de los ciclos Post Roque Nublo y Recientes (IGME, 1992).



En cuanto a las aguas que circulan por la Formación Detrítica de Las Palmas, en la Figura 3.68 se han clasificado como cloruradas sódicas principalmente, aunque con importancia del ion magnesio en algunos puntos. La proximidad a la costa de estas captaciones hace pensar en la influencia del agua del mar, bien en el agua de recarga o por intrusión en el acuífero.



Figura 3.68. Diagrama de Piper de las aguas de la Fm. Detrítica de Las Palmas (IGME, 1992).

Por otra parte, se ha comparado la composición del agua subterránea en todas las formaciones volcánicas consideradas, representando en los diagramas logarítmicos de Schoeller dos muestras características de cada formación en varias zonas de la isla (Norte, NW y Centro). Es interesante destacar las diferencias encontradas en cada una de ellas (Figs. 3.69, 3.70 y 3.71).

En general, la composición del agua de una formación no varía significativamente de unas zonas a otras en los materiales basálticos antiguos, las fonolitas del Ciclo I y en las del Ciclo Roque-Nublo. No obstante, así como no varían las relaciones entre las especies iónicas disueltas, sí se observa una variación de la salinidad del agua; de manera que las aguas de los Basaltos Antiguos son más salinas en la zona noroeste de



la isla (zona de Agaete) (Fig. 3.71), donde, además, tienen mayor contenido en especies disueltas que los otros materiales volcánicos.

El agua que circula por las fonolitas del Ciclo I, tienen en todas las zonas mayor salinidad que la que circula por los materiales Roque-Nublo.

Las diferencias más importantes se encuentran en las aguas del tercer ciclo volcánico. Concretamente el agua que circula por los basaltos del ciclo Post Roque-Nublo, en la zona Centro Este (al Sur de Telde), son más concentradas en especies disueltas con un contenido mayor en cloruro y sulfatos que las de la zona Noroeste (Figs. 3.69 y 3.70). Sin embargo, en la zona Norte, en los basaltos del Ciclo Reciente, el agua tiene diferente composición que en los basaltos del Post Roque-Nublo, con mayor contenido en sulfatos y menor en cloruros (Fig. 3.68).



Figura 3.69. Diagrama de Schoeller comparativo de la composición química de los diferentes ciclos volcánicos en la zona N de Gran Canaria (dos muestras representativas por Formación) (IGME, 1992).





Figura 3.70. Diagrama de Schoeller comparativo de la composición química de los diferentes ciclos volcánicos en la zona centro de Gran Canaria (dos muestras representativas por Formación) (IGME, 1992).





Figura 3.71. Diagrama de Schoeller comparativo de la composición química de los diferentes ciclos volcánicos en la zona NW de Gran Canaria (dos muestras representativas por Formación) (IGME, 1992).

7) <u>Relaciones iónicas</u>

En el estudio se calcularon algunas relaciones entre los iones disueltos que pueden indicar ciertas características específicas del agua, guardar relación con el terreno del que procede o indicar la acción de fenómenos modificadores. En la Tabla 3.16 se resumen los índices que se han tenido en cuenta, el rango de variación y los valores medios para cada ciclo volcánico.



					1					INDICES HI	DROGEOOL	IMICOS									
FORMACION VOLCANICA		r Mg/r Ca			Clr HCO3			So, Ir CI			r Kir Na		(rMg +	rCa)/rNa	+ rk)		r Na/r Cl		(rNa+r	K-rCI)/(rCa	+rMg)
	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Madia	Mín.	Máx.	Madia	,uju	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media
Basaltos Antiguos	0,62	9	1,86	0'01	6,3	0,77	0,01	0,31	0,13	0,01	0,2	0,05	0,06	3,56	1,27	0,25	12,8	1,49	-0,88	11,8	0,27
Sálica	0,81	15	2,21	0,03	1,59	0,42	0,02	0,18	60'0	0,003	0,32	60'0	0,14	2,87	0,98	0,70	8,64	1,93	-0,44	6,64	0,89
Roque-Nubio	0,17	3,3	1,39	0,004	7,15	0,64	0,02	0,09	0,05	0'02	0,22	0,12	0,45	3,72	1,90	1,15	5,3	2,31	0,11	1,41	0,36
Post Roque Nubio	0,99	2,9	2	0,02	2,69	0,38	0,02	0,23	60'0	0,02	0,17	0,077	0,61	4,96	1,74	0,5	2,8	1,52	-0,69	0,78	0,19
Formación Detrifica de Las Palmas	1,9	3,99	3,05	0,3	1,57	0,93	0,13	0,25	0,18	0,02	0,06	0,036	0,11	1,53	0,71	0,49	1,6	1,02	-0,64	3,76	0,65

Tabla 3 .16. Relaciones iónicas por unidades litológicas (IGME, 1992).



Las aguas analizadas en los Basaltos Antiguos se caracterizan por tener los valores más altos de las relaciones aniónicas rCI/rHCO₃ y rSO₄/rCI y el más bajo del índice rK/rNa si se comparan con el resto de las formaciones volcánicas. Todo ello está de acuerdo con las salinidades algo más altas que tienen estas aguas.

Por otra parte, la relación rK/rNa es, en las aguas que circulan por los Basaltos Antiguos, menor que la característica de la roca (alrededor de 0,24), debido a un aporte adicional de ión sodio y a que el potasio es fácilmente retenido por el terreno.

La relación rMg/rCa en el agua puede considerarse del mismo orden que la de la roca, de modo que los procesos modificadores de la composición del agua la han alterado ligeramente hacia un incremento que es significativo sólo de modo puntual, y debido posiblemente a la influencia del agua del mar.

Sin embargo, la relación (rMg + rCa)/(rNa + rK) es muy inferior a la propia de los basaltos (valor medio 7.6) debido al efecto del aporte adicional de sodio, y a que cuando la salinidad aumenta, el Ca y el Mg se ponen en solución con mayor dificultad.

Las aguas subterráneas de las traquitas y fonolitas del Ciclo I se caracterizan por presentar el índice rMg/rCa más elevado que los otros materiales volcánicos. Dicha relación es mayor que la propia de este tipo de rocas (0,6 y 1,0 según sean fonolitas o traquitas respectivamente). Hay que tener en cuenta que esta relación es el resultado de varias influencias entre las que la litológica no siempre es la dominante. Los valores mayores que suelen estar relacionados con terrenos ricos en silicatos magnésicos, aunque también este índice es mayor bajo la influencia del agua de mar, y procesos de intercambio catiónico.

La relación (rMg + rCa)/(rNa + rK) es mayor en el agua subterránea que en la roca (valor medio 0,2) y posiblemente sea debido al contenido más elevado en CO_2 de estas aguas (como se dijo en el apartado 5) ya que cuando existen aportes de CO_2 aumenta la solubilidad M calcio y el magnesio. Asimismo, aumenta el grado de interacción rocaagua como señalan los valores más positivos que en los basaltos de la relación (rNa + rK /rCl) (rCa + rMg) (este índice elimina el efecto marino en la procedencia M sodio).

Los valores de los índices hidrogeoquímicos obtenidos para los Ciclos II (Roque-Nublo) y III (Post Roque-Nublo) no pueden compararse con los característicos de la roca ya que se han tratado conjuntamente los distintos tipos de materiales volcánicos emitidos y depositados durante estos ciclos. Sin embargo, se observa que en las aguas de las formaciones Roque-Nublo, la relación entre alcalinotérreos y alcalinos es mayor que en el resto, debido al aumento de solubilidad de los iones calcio y magnesio por efecto M alto contenido en CO₂. También por este motivo las relaciones rNa/rCI y (rNa + rK + rCI) / (rCa + rMg) son mayores que 1 (la primera) y en general positiva (la segunda),



dado que la liberación de sodio durante la meteorización de los silicatos es más importante al ser también mayor la agresividad del agua.

Las relaciones iónicas calculadas en las aguas de la Formación Detrítica de Las Palmas ponen de nuevo de manifiesto la importancia de los iones sodio y magnesio frente al calcio (rMg + rCa)/(rNa + rK) < 1 y rMg/rCa > 1) y la tendencia al aumento del cloruro frente al bicarbonato, consecuencia de la influencia del agua del mar, ya que la relación rNa/rCl vale alrededor de 1, similar a la del agua marina (0,9).

Se ha estudiado también la posible relación entre la composición química del agua subterránea y la naturaleza litológica de los acuíferos sea cual fuere el ciclo al que pertenecen y, por tanto, independientemente de las unidades hidrogeológicas establecidas. Para ello se ha representado la composición química de los puntos estudiados en el diagrama de Piper de la Figura 3.72, agrupando todos los situados en basaltos (de los 3 ciclos volcánicos), en traquitas, fonolitas y todos los pertenecientes a formaciones detríticas.



Figura 3.72. Diagrama de Piper de las diferentes facies hidroquímicas agrupadas por Formaciones correspondientes a los ciclos volcánicos (IGME, 1992).



Como se puede observar en dicha Figura 3.72, la dispersión de facies hidroquímicas es similar en todos los grupos, de modo que no se deferencia ningún grupo de los demás, lo que parece indicar que sólo el conocimiento de la composición química del agua en un punto no permite asociarlo a un tipo concreto de materiales. Sin embargo, como se ha visto anteriormente se ha encontrado una mejor diferenciación de la aguas considerando el ciclo volcánico y las unidades hidrogeológicas a las que pertenecen, por lo que parece más lógico seguir considerando esta agrupación.

8) Evolución en profundidad de la composición química del agua

A falta de datos sobre análisis químicos del agua a distintas profundidades en una misma captación, se ha llevado a cabo un estudio aproximado de la evolución de la composición química del agua con la profundidad, teniendo en cuenta los datos químicos en distintos puntos próximos de una determinada formación.

Esta comparación ha sido posible realizarla en los materiales del Ciclo I, dado que es de los que se tiene más información y donde la homogeneidad litológica es mayor. Se han elegido dos zonas, una al SW y otra al SE de la isla, en las que se explotan aguas a profundidades menores y mayores respectivamente. Las Figuras 3.73 y 3.74 corresponden a los diagramas de Schoeller para los puntos seleccionados en esas zonas.

En general, se observa menor variabilidad de composición en el SW (Fig. 3.73), para aguas más someras, que en el SE para aguas más profundas a las que corresponden salinidades más altas (Fig. 3.74). No obstante, existe la tendencia general a que a mayor profundidad, se produce una inversión de las relaciones rMg/rNa, rNa/rCl y rSO₄/rHCO₃. La primera pasa de ser mayor que 1 a ser menor que 1 a profundidades mayores de 200 m. La relación rNa/rCl aumenta con la profundidad, pasando a ser mayor que 1, debido al aporte de sodio por procesos de meteorización de silicatos; y por último, la relación rSO₄/rHCO₃ disminuye a medida que aumenta la profundidad, (es menor que 1 a más de 200 m) (Fig. 3.74). Las relaciones entre el calcio y el magnesio y entre los cloruros y sulfatos no sufren variación con la profundidad. Sin embargo, en la Figura 3.73 estas variaciones se observan con más dificultad; reflejándose más claramente las relaciones entre magnesio, sodio y cloruros.





Figura 3.73. Evolución de la composición química con la profundidad en los Basaltos Antiguos del sector SW de Gran Canaria (IGME, 1992).





Figura 3.74. Evolución de la composición química con la profundidad en los Basalto Antiguos del sector SE de Gran Canaria (IGME, 1992).

De las captaciones situadas en las fonolitas y traquitas del Ciclo I se han seleccionado las existentes en la zona de Arucas, al norte de la isla. Su composición química se representa en la Figura 3.75. Se observa una variación de las relaciones rMg/rNa y rSO₄/rHCO₃ con la profundidad. La primera tiende a aumentar debido a que es mayor el contenido en CO₂ y por tanto la solubilidad del magnesio, al contrario de lo que ocurre en las aguas de los Basaltos Antiguos; mientras que la segunda disminuye a mayor profundidad igual que sucede en los basaltos. En general, el contenido en sulfatos es menor cuando el agua es captada a mayor profundidad debido a una menor



oxidación de los sulfuros y a que la influencia de los posibles aportes externos de sulfatos también es menor.



Figura 3.75. Evolución de la composición química con la profundidad en las Fonolitas y Traquitas de la Serie I de Gran Canaria (IGME, 1992).


3.1.8. ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO DE LA ZONA SUR DE GRAN CANARIA. SUBSISTEMAS ACUÍFEROS 83/S/2 Y 83/S/3 (IGME, 1993)

El sector sur de Gran Canaria presenta una gran complejidad para la gestión de los recursos hídricos al incluirse en dicha zona un área de fuerte expansión industrial, turística y otras catalogadas como espacios naturales protegidos.

La zona de estudio, que ocupaba una superficie de unos 233 km², está comprendida entre la divisoria de la margen derecha del Barranco de Tirajana, la divisoria de la margen izquierda del Barranco de Arguineguín y la costa. Corresponde a los sectores 2 y 3 de la zona sur de la zonificación del PHGC (Fig. 3.76).

Comprende los núcleos turísticos más importantes de la isla, con una capacidad superior a las 120.000 plazas (1992) y con perspectivas de incrementarse en unas 60.000 plazas más, tiene una fuerte y creciente demanda de agua para el turismo y agricultura que está siendo satisfecha, no sin problemas, mediante unos recursos hídricos propios, diversificados y escasos, el trasvase de agua de otras zonas y la producción de agua por desalación, resultando de una considerable complejidad su gestión y manejo.

El IGME, a petición y en coordinación con la Oficina del Plan Hidrológico de Gran Canaria (PHGC), dependiente de la Dirección General de Aguas (DGAA) de la Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Aguas del Gobierno de Canarias (COPVA) y del Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria, se planteó con este estudio la homogeneización y actualización de la información existente con vistas a la realización de un modelo de flujo subterráneo para la adecuada planificación y gestión hídrica del área considerada.

La zona había sido incluida en los estudios de ámbito insular (SPA-15, MAC-21, Avance del Plan Hidrológico) pero no había sido objeto de estudios específicos, aunque sí se habían efectuado estudios en algunos de sus sectores: Amurga (Servicio Hidráulico), Barranco de Maspalomas (PCGA del IGME) y el reseñado en el capítulo anterior sobre acuíferos costeros (IGME, 1990).

Las principales conclusiones, importantes a tener en cuenta para con el campo de la geotermia, son las siguientes:





Figura 3.76. Zona del estudio hidrogeológico del SE de Gran Canaria (IGME, 1993).



1) Demanda de agua

La demanda de agua (Tabla 3.17) viene determinada por:

- Baja demanda de población estable (23.000 habitantes) que no experimenta variaciones significativas en el tiempo; con pérdidas en la red del 20-25% y dotaciones netas de 100 -120 l/hab.día.
- Alta demanda de población flotante con una ocupación media del 70% estable.
 Sus redes de distribución pierden el 16%, y su dotación neta oscila entre los 189 y los 210 litros/hab.día.
- Demanda agraria en disminución como consecuencia del abandono de cultivos y la mejora de los sistemas de riego, con una superficie cultivada del orden de las 1.000 ha y un consumo de 7 hm³/año.

		•	

Tabla 3.17. Análisis de la demanda en la zona estudiada (IGME, 1993).

DEMANDA	CONSUMO (hm³/año)	PÉRDIDAS	DOTACIÓN	
URBANA	1,9	20-25	100 – 120	
TURÍSTICA	13,0	16	189 – 210	
AGRARIA	7,0	-	-	
TOTAL	21,9	-	-	

En resumen, los consumos actuales de población estable (1,9 hm³/año), de población flotante (13 hm³/año), y demanda agrícola (7 hm³/año) se presupone pasarían a ser en un futuro no muy lejano de 2,1 hm³/año, 15 y 7 hm³/año respectivamente teniendo en cuenta dotaciones más adecuadas (entre 200 y 250 l/hab.día), mejor ocupación turística y escaso crecimiento agrícola.

2) Los retornos correspondientes al consumo actual

Estos serán las pérdidas en el abastecimiento de la población estable (0,376 hm³/año), pérdidas en el abastecimiento de la población flotante (2,08 hm³/año) y retornos de regadío (1,4 hm³/año), totalizan 3,856 hm³/año y con las previsiones de demanda pasarían a ser de 4,23 hm³/año.

3) La producción de agua que por sistemas no convencionales (1992)

La producción de las desaladoras (8,48 hm³/año) ampliable a 11,86 hm³/año con un funcionamiento al 100% de las instalaciones, representa actualmente el 50% del consumo.



La depuración de aguas residuales, con una capacidad instalada de 7 hm³/año, produce actualmente 6,75 hm³/año utilizándose para diversos usos 1,8 hm³/año.

4) Balance hídrico.

A partir del análisis de la pluviometría se deduce que las precipitaciones se producen fundamentalmente entre octubre y marzo, que están fuertemente afectadas por la topografía y que la precipitación media es de 173,5 mm. Con un análisis detallado de las isoyetas se ha calculado una precipitación en la zona de 30,3 hm³/año.

Considerando el régimen de precipitaciones y la evapotranspiración se obtiene una lluvia útil de 12,7 hm³/año que según la hipótesis adoptada, se distribuye en 2,5 hm³/año de utilización y 10,2 hm³/año de escorrentía. Teniendo en cuenta que el 5% de la escorrentía no regulada se infiltra por el cuaternario, resulta una infiltración adicional de 0,35 hm³/año, lo que totaliza una infiltración de 2,85 hm³/año.

Las entradas, que se producen fundamentalmente por infiltración del agua de lluvia, aportes laterales y retornos de regadío, se han cuantificado entre 4,43 y 6,55 hm³/año. Las salidas, que se producen por bombeos y hacia el mar, representan entre 13,9 y 15,7 hm³/año. En el mejor de los casos (con entradas máximas y salidas mínimas), el déficit en la zona se puede cuantificar en unos 7,35 hm³/año. El sistema actualmente está en déficit y éste previsiblemente aumentará implicando mayor intrusión marina, peor calidad general y mayores costes de bombeo y tratamiento del agua.

5) Hidrogeología

El acuífero principal se sitúa en los materiales de la formación sálica (ignimbritas riolítico-traquíticas, coladas piroclásticas, tobas y coladas peralcalinas) aunque en determinados puntos, como el borde sur del macizo de Amurga o la zona de Castillo de Romeral, existe la sospecha de que el acuífero explotado se sitúa en materiales de la formación Basaltos Antiguos.

Es necesario recordar que dada la naturaleza de los acuíferos explotados, en los que la circulación se realiza por zonas preferentes (mayor porosidad y fracturación), la presencia de diques puede jugar un papel ambivalente como zona preferente o barrera impermeable, e incluso, la posible existencia de acuíferos colgados, dificulta enormemente las interpretaciones.

Respecto al inventario de puntos de agua, se han incorporado al Archivo de Puntos de Agua de Canarias (APAC) y a la Base de Aguas de Canarias (BAC) los datos correspondientes al Plan Hidrológico, SPA-15 y MAC-21 resolviendo las duplicidades y comprobando las coordenadas asignadas.



Se realizaron seis cortes hidrogeológicos, cuatro radiales (cortes I, II, III y IV) y dos paralelos a la costa (cortes V y VI) (Figs. 3.77 a 3.80) situados en las zonas donde se disponía de mayor información, con objeto de utilizar los datos de inventado y las columnas geológicas levantadas en los descensos a los pozos, para representar los aspectos geológicos e hidráulicos y obtener una serie de secciones de la zona.

Bajo el punto de vista de exploración geotérmica estos cortes presentan un notable interés:

a) CORTE I. Barranco de la Data

Es el corte más occidental de la zona sur de Gran Canaria, tiene dirección N-S (Fig. 3.77). Comienza al norte de la zona de estudio en las proximidades del Morro de las Cruces, descendiendo por la zona de Las Tederas, discurre muy próximo al cauce dej Barranco de la Data, corta la zona dei Tablero de Maspalomas, dej Paredón Salvaje y termina en la Playa de Las Meloneras. Atraviesa de norte a sur las hojas topográficas 1:25.000 de Santa Lucía 83-85 y Maspalomas 83-86; 83-87.



Figura 3.77. Cortes I de la zona de estudio (IGME, 1993).



Bajo el punto de vista geológico, el corte comienza sobre una intrusión fonolítica de edad Mioceno Superior, emplazada en una alternancia de ignimbritas y lavas fonolíticas del Dominio extracaldera. En profundidad probablemente se corten tobas, ignimbritas y lavas traquítico-riolíticas del dominio intracaldera.

A un kilómetro del inicio del corte, hacia el sur, afloran depósitos de deslizamientos gravitacionales pliocenos pertenecientes al ciclo volcánico Roque-Nublo. Al oeste de Montaña Negra, afloran depósitos de Brecha volcánica Roque-Nublo en facies deslizadas.

En las proximidades de la Punta de los Atajos, a una profundidad aproximada de unos 400 m, se calcula debe existir el contacto entre los dominios intracaldera y extracaldera de la formación Traquítico-Riolítica.

A unos 500 m aguas arriba de la presa de Gambuesas afloran por primera vez en el corte ignimbritas riolítico-traquíticas (Mioceno medio) del Dominio Extracaldera. En la hoja 1:25.000 de Maspalomas, la geología no cambia hasta que se corta la formación El Tablero constituida por coladas de composición básica procedentes de volcanes Pre Roque-Nublo.

El corte I termina en los afloramientos de Brecha Roque-Nublo en facies deslizadas. En ningún lugar del corte afloran los Basaltos Antiguos, pero son cortados por los pozos excavados en la zona.

Bajo el punto de vista hidrogeológico, el corte I presenta las siguientes particularidades:

- En la zona N, correspondiente a la hoja de Santa Lucía (83-84), la explotación es mínima. No se puede establecer un control sobre el nivel regional en el dominio intracaldera.
- En la zona central del corte, en el área comprendida entre el borde norte de la hoja de Maspalomas y el Tablero, las explotaciones superan los 200 m de profundidad, alcanzándose la unidad Basaltos Antiguos que constituye, en la zona considerada, el acuífero principal.

Los niveles de explotación han sufrido un descenso de uno 30-50 m entre los años 70 y 80, mientras que entre los años 80 y la actualidad el descenso no supera los 20 m. Estos descensos de niveles tienen correspondencia con los volúmenes anuales de explotación, pudiéndose observar que el volumen general en la zona se ha disminuido por diez en veinte años.

No se puede establecer el nivel regional, pero con el auxilio de la plezometría se ratifica un fuerte gradiente entre los puntos 1 y 6 y una zona por debajo de la cota 0 entre los puntos 6 y 20.



b) CORTE II

Está situado al Este del corte I y comienza al sur del Lomo de los Morales. Tiene dirección N-S hasta llegar a Artedara, donde cambia de dirección hasta el final de la hoja de Santa Lucía, retornando la dirección N-S durante toda la Hoja de Maspalomas (Fig. 3.78).



Figura 3.78. Corte II de la zona de estudio (IGME, 1993).

En la hoja de Santa Lucía (83-85) el corte II comienza sobre depósitos de deslizamiento gravitacionales del ciclo Roque-Nublo. Afloran tobas, ignimbritas y lavas de composición riolítico-traquíticas del Dominio Intracaldera al norte de la localidad de Fataga; hasta que una falla, situada a uno 500 m al sur del embalse de Fataga, de dirección N-90, que buza al S, pone en contacto estos materiales con depósitos de similar composición pero del Dominio Extracaldera. La serie de fracturas que afloran en esta zona podría ser el reflejo de reajustes en profundidad del borde de la Caldera de Tejeda.

Al suroeste de Artedara se cortan oblicuamente depósitos de deslizamiento gravitacional, que en el centro están fosilizados por un enorme depósito de ladera producido por derrumbes recientes.



En el lomo de la Alberquilla, aparece en la cumbre una sucesión de coladas de composición fonolítica, que concuerdan con las lavas fonolíticas del lomo de la Cogolla. Bajo estas coladas, más al S y ya en la Hoja de Maspalomas (83-86; 83-87), vuelven a aflorar alternando, coladas pirociásticas y lávicas de composición fonotitica. También afloran depósitos de fondo de barranco en los Barrancos de Fataga y Los Vicentes, constituidos por gravas heterométricas y arenas, mal seleccionadas, de composición polimíctica. En la parte final del corte, se han formado terrazas fluviales dejadas por los sedimentos transportados por los barrancos de Chamoriscan-La Data y Los Vicentes-Fataga. Más al sur aparecen las dunas de Maspalomas, arenas de grano medio-fino muy bien seleccionadas de origen eólico.

En ningún lugar del corte afloran los Basaltos Antiguos y no se han descrito en las testificaciones de los sondeos más profundos, aunque es posible que se esté explotando el agua de estos materiales.

Bajo el punto de vista hidrogeológico, el corte II se inicia en el dominio intracaldera en sus primeros 4 Km donde existen escasas explotaciones. Se explota la unidad de ignimbritas y coladas piroclásticas con intercalaciones tobáceas con niveles dinámicos que se sitúan en las proximidades de la cota cero. La potencia de las ignimbritas atravesadas, sus relaciones laterales con otros barrancos y los rendimientos de los pozos hacen sospechar de la posibilidad de que alcancen los primeros niveles de la unidad Basaltos Antiguos.

c) CORTE III

Tiene dirección NW-SE, una longitud de ocho kilómetros y es perpendicular a la costa. Atraviesa la hoja 1:25.000 de Castillo de Romeral (84-86) y, siguiendo el Barranco de las Palmas, finaliza en la de Santa Lucía (83-85) (Fig. 3.79). Se ha utilizado la información procedente de ocho captaciones.

Bajo el punto de vista geológico, corta los afloramientos más orientales del macizo de Amurga, es decir, lavas fonolíticas que se apoyan sobre ignimbritas riolítico-traquíticas. El substrato de la serie lo constituyen los materiales de la formación Basaltos Antiguos que se alcanzan en algunos pozos.

La zona costera está recubierta por depósitos cuaternarios de terrazas y barranco correspondientes a la zona de la desembocadura del Barranco de Juan Grande.

Respecto a su hidrogeología, se explotan las unidades Sálica y de Basaltos Antiguos obteniéndose volúmenes anuales de más de 0,5 hm³ de manera constante en los últimos veinte años. Esta explotación puntual intensiva ha provocado un importante descenso del nivel regional situándolo, en 1990, más de 75 m por debajo del nivel del



mar en la zona del Barranco de las Palmas. Únicamente los dos kilómetros más alejados de la costa presentan piezometría positiva.



Figura 3.79. Cortes III, IV y V de la zona de estudio (IGME, 1993).

d) CORTE IV

Es el corte más oriental de la zona sur, tiene dirección NW-SE y atraviesa fundamentalmente los Llanos de Juan Grande en la Hoja de Castillo del Romeral (84-86) y la zona de Aldea Blanca en la de Agüimes (84-85) (Fig. 3.79).

Aunque solo existe información de cuatro obras de captación se ha considerado una zona interesante por la alta y continuada explotación. Bajo el punto de vista geológico, aunque en superficie solo afloran materiales cuaternarios y lavas de la formación post Roque Nublo, en profundidad y con la ayuda de la información suministrada por las obras, se aprecia que cortan los materiales fonolíticos e ignimbríticos de la formación Sálica y las coladas de la formación Basaltos Antiguos. Bajo el punto de vista hidrogeológico, las captaciones explotan los niveles fonolíticos con un alto rendimiento aunque una de ellas alcanza los Basaltos Antiguos.

La explotación actual casi alcanza un volumen de 2 hm³/año mientras en los años 70 no se llegaba a 0,8 hm³/año. Esta circunstancia ha condicionado que mientras en los



años 70 la piezometría general marcaba en el área de Aldea Blanca un nivel deprimido 25 m bajo el nivel del mar, las depresiones actuales superan los 75 m en la misma zona, provocando un flujo de la costa hacia el interior con un gradiente próximo al 3%.

e) CORTE V

El corte se sitúa paralelo a la costa, con dirección E-W entre el borde del estudio y el Barranco de Fataga. No se ha prolongado en dirección este ya que en el macizo de Amurga no existe información de pozos (Fig. 3.79).

En el tramo considerado se cortan los Barrancos de La Negra, Chamoriscan, La Data, Los Vicentes y Fataga y se ha utilizado la información proporcionada por once obras de captación.

Bajo el punto de vista geológico, sobre la formación Basaltos Antiguos se cortan las ignimbritas riolítico-traquíticas y, coronando los espacios interfluviales, en el este, las fonolitas del Macizo de Amurga. Hacia el oeste se disponen brechas volcánicas de la formación Roque Nublo en facies deslizadas.

Se explotan indistintamente las unidades de Basaltos Antiguos o ignimbritas con un volumen de extracción anual bastante constante próximo a los 0,5 hm³.

En la zona por donde pasa el corte existen niveles de explotación por debajo del nivel del mar entre los Barrancos de Chamoriscan y La Data aunque el nivel estático regional de toda la zona no se encuentra por debajo de la cota cero.

f) CORTE VI

Este corte, el más costero de los realizados, cambia su dirección para adaptarse a la costa y corta las estructuras de manera perpendicular. Tiene dirección general E-W (Fig. 3.80).

Desde su comienzo por el E, corta los barrancos del Negro, La Negra, La Data, Los Vicentes y Fataga. Cambia de dirección (N-58º E) cortando los barrancos del Aguila, Tarajalillo y Hondo. Finaliza en la hoja de Castillo del Romeral (84-86).

Bajo el punto de vista geológico, se pueden diferenciar dos grandes tramos: el occidental entre el borde del estudio y el Barranco de Fataga y el tramo oriental, entre dicho barranco y la zona de Castillo del Romeral.

En el primer tramo, el occidental, se cortan, sobre la formación Basaltos Antiguos, las formaciones ignimbríticas sobre los que se sitúan indistintamente las facies deslizadas de la formación Roque Nublo, niveles de conglomerados y arena de la Fm. Detrítica de



Las Palmas, las coladas y piroclastos de la Fm. El Tablero y, más hacia el oeste, las fonolitas con que finaliza la formación sálica. El segundo tramo, el oriental, corta el macizo de Amurga constituido fundamentalmente por lavas fonolíticas sobre ignimbritas, que adquieren su máxima potencia en la zona de Barranco Hondo y disminuyen paulatinamente hacia los extremos.

Bajo el punto de vista hidrogeológico, se puede establecer también una división similar: La primera zona, la occidental, se explota preferentemente mediante pozos perforados casi en su totalidad en la unidad Ignimbrítica. Su explotación ha disminuido sensiblemente en los últimos 20 años y el nivel se sitúa por debajo de la cota cero. La segunda zona se caracteriza por la explotación a través de sondeos de más de 100 m de profundidad que después de atravesar la formación fonolítica del macizo de Amurga, explotan la unidad ignimbrítica existiendo dudas sobre si alcanzan o no los Basaltos Antiguos. A partir del Barranco Hondo hacia el este, algunas captaciones, que vuelven a ser pozos tradicionales, alcanzan la formación Basaltos Antiguos.



Figura 3.80. Cortes VI de la zona de estudio (IGME, 1993).



La explotación en la primera zona es baja y ha disminuido en los últimos años. En la segunda, la explotación, que realiza la empresa ELMASA, para el abastecimiento a la zona turística de Maspalomas, ha crecido ininterrumpidamente alcanzándose en la zona de influencia del corte una explotación de unos 3 hm³/año. Esta intensa explotación ha ocasionado un importante descenso de niveles que alcanzan más de 75 m bajo el nivel del mar en la zona oriental.

Al analizar el inventario de puntos de agua, las columnas de los pozos y los perfiles geológicos realizados, se advierte que en la zona sur el acuífero se explota preferentemente en dos formaciones:

- Formación Sálica formada por ignimbritas (riolítico-traquíticas y fonolíticas), coladas pirociásticas, tobas y coladas peralcalinas.
- Formación de Basaltos Antiguos formada por lavas y piroclastos basálticos.

La Formación Sálica se explota en toda la zona, pero más intensamente en el barranco de Fataga y en la terminación sur del Macizo de Amurga. En estas zonas existen fundadas dudas de que los pozos no alcancen la formación subyacente de Basaltos Antiguos con lo que el papel de esta unidad pasaría a ser relevante.

El comportamiento hidrogeológico de esta Formación está condicionado por la mayor o menor existencia de zonas tobáceas y el diaclasado de las zonas compactas. La sucesión de lavas, riolítico-traquíticas en la base y fonolíticas en el techo, constituyen un conjunto lo suficientemente compacto y homogéneo como para considerar que su comportamiento hidrogeológico no será bueno en conjunto. No obstante, las bases y techos de colada (brechas) por una parte y el diaclasado de las coladas por otra, aportan, en el plano horizontal y en el vertical respectivamente, condiciones favorables circulación del alcanzándose comportamientos para la agua hidrogeológicamente favorables en aquellas zonas donde coexisten ambos fenómenos.

De manera puntual, esta unidad, de potencia media de 400 m y gran extensión, constituye el acuífero principal, aunque no se alcanzan caudales de explotación superiores a los 20 l/s y se observa, en el análisis de los datos de inventario, la necesidad de sucesivas re profundizaciones de las obras de captación para la consecución de dichos caudales aprovechando, hasta prácticamente agotar, las zonas de circulación preferente.

En la zona del Barranco de la Data, entre Ayagaures y el Tablero, el acuífero que se supone se explota es la Formación Basaltos Antiguos, con mejores parámetros hidráulicos. Los materiales que componen esta formación son coladas basálticas preferentemente del tipo "aa" con potencias entre 1 y 10 m y con gran desarrollo de



tramos escoriáceos en el techo y muro. Si las coladas son de tipo pahoehoe, lo que ocurre con menor frecuencia, los tramos escoriáceos están menos desarrollados.

Estos materiales, los más antiguos de la isla (Mioceno medio), se han apilado en potentes series de más de mil metros en las que, además, han intruido diques. Su antigüedad y apilamiento han ocasionado un alto grado de alteración con las siguientes consecuencias:

- Reducción de la porosidad por compactación en los tramos escoriáceos
- Reducción de porosidades por procesos de cementación y colmatación (precipitación de zeolitas y carbonatos).

La distribución espacial de las coladas y en consecuencia de los niveles permeables, es un factor de anisotropía horizontal. En efecto, las coladas durante su emplazamiento se imbrican unas con otras, discurren ocasionalmente por zonas preferentes de circulación y en función de su velocidad (pendiente de flujo) adoptan una estructura rectilínea o sinuosa. En estas condiciones y teniendo en cuenta las alteraciones posteriores y la presencia de diques, se puede intuir el alto grado de anisotropía tanto vertical como horizontal.

Desde el punto de vista hidrogeológico, las características de las coladas, su alteración y su disposición espacial imprimen las siguientes particularidades:

- Existencia de niveles acuíferos con buena porosidad como consecuencia de la superposición de niveles escoriáceos.
- Existencia de niveles lávicos con porosidad secundaria por diaclasado.
- Anisotropía vertical como consecuencia de la superposición aleatoria de niveles escoriáceos y lávicos con distintos grados de fracturación y cementación y con distintas relaciones de potencia.
- Anisotropía horizontal como consecuencia de la imbricación de coladas, la circulación preferente por zonas canalizadas, el discurrir sinuoso de las coladas y la presencia de diques que actúan indistintamente como barrera o como líneas preferente de flujo.

Se trataría, en conjunto, de un acuífero multicapa en el que cada una de las litologías actuaría con unas características hidráulicas propias variables en horizontal y en vertical y que, puede eventualmente, presentar distintos grados de semiconfinamiento y pasar a libres. En un acuífero de estas características no tiene sentido tratar de definir unos parámetros hidráulicos generales, ya que éstos se modifican continuamente en la vertical y en la horizontal, e incluso como consecuencia del bombeo en los pozos.



6) Parámetros hidráulicos

Para la obtención de los parámetros hidráulicos, se realizaron dos ensayos de bombeo en sendos pozos situados en el Macizo de Amurga (Barranco Hondo y Cañada de las Arenas). Los puntos de bombeo se eligieron de manera que no se hubieran bombeado en los últimos días, que existiera en las proximidades un sondeo o pozo utilizable como piezómetro, que se dispusiera de elementos fiables de estimación del caudal aforado y que, tanto el sondeo como el piezómetro, no tuvieran obras horizontales que dificultasen la posterior interpretación. Los resultados obtenidos se indican en la Tabla 3.18.

Zona Sur	Ensayo	Medidas en	Interpretación	Transmisividad (m²/día)	Coeficiente almacenamiento
Barranco	Bombeo	Piezómetro	Jacob	48,2	1,1 · 10 ⁻⁵
Hondo	Recuperación	Sondeo	Jacob	2,3	
		Piezómetro	Jacob	34	1,4 · 10 ⁻⁵
Cañada de	Bombeo	Sondeo	Jacob	16,4	
las Arenas	Recuperación	Sondeo	Jacob	10	
		Piezómetro	Jacob	23,6	3,6 · 10 ⁻⁵

Tabla 3.18. Parámetros hidráulicos de los bombeos en la zona Sur (IGME, 1993).

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto un mejor comportamiento hidrogeológico en la zona de Barranco Hondo con valor medio de transmisividad de 40 m²/d frente a los 20 m²/d de Cañada de las Arenas. Sin embargo, esa diferencia en la transmisividad es irrelevante si tenemos en cuenta otros valores obtenidos en la zona.

En el Estudio Hidrogeológico, del Sudeste de Gran Canaria realizado por el Servicio Hidráulico de Las Palmas en Diciembre de 1987, los datos obtenidos en una serie de sondeos de ELMASA figuran en la Tabla 3.19 y ponen de manifiesto que los valores oscilan entre 7 y 1.000 m²/día, indicándose en este informe que exceptuando los resultados anormalmente altos, los valores de transmisividad que se pueden asignar están comprendidos entre 10 y 150 m²/día.



Sondeo	Transmisividad (m²/día)	Espesor saturado (m)	Permeabilidad (m/día)
S-1	111 a 143	> 19	< (5,5 a 7,1)
S-5	10 a 15	57	0,1 a 0,15
S-7	126	22,8	5,5
S-8	15 a 43	83	0,2 a 0,5
S-9	747 a 826	36	20,7 a 22,9
S-10	872 a 1011	> 29	< (30 a 34,8)
S-11	124 a 210	52,9	2,3 a 4
S-12	28	22,5	1,2
S-12 bis	140	> 16,3	< 8,6
S-17	7 a 25	97,7	0,1 a 0,2
S-18	452 a 642	35,2	12,8 a 18,2

Tabla 3.19. Parámetros hidráulicos de los sondeos de ELMASA obtenidos por el ServicioHidráulico de Las Palmas, 1987) (IGME, 1993).

En Noviembre de 1990, se realizó el Informe Parcial Amurga-1 para valorar los datos facilitados por ELMASA cuyos resultados se resumen en la Tabla 3.20. Hay que advertir que las numeraciones de los pozos no coinciden necesariamente en los informes comentados, desconociéndose las correlaciones de numeración. Sin embargo son significativos los siguientes datos:

- Las transmisividades varían entre 10 y 1.500 m²/día.
- Sólo se considera aceptable el ensayo del pozo 10 con valores de 850 1.200 m²/día.
- Existe una serie de pozos con valores entre 10 y 200 y otro grupo con valores próximos a 1.000 m²/día. Esta última circunstancia también se pone de manifiesto en la tabla 16 donde un grupo de datos oscila entre 10 y 200 (S-1, S-5, S-7, S-8, S-12, S-12 bis, S-17) y un segundo grupo presenta valores entre 600 y 1.000 m²/día.

Los ensayos realizados para este estudio indican que se explota mayoritariamente el acuífero en la Formación Sálica. No obstante, esta información resulta de gran interés para apoyar la argumentación expresada en el comportamiento de las formaciones, según la cual algunas captaciones de la zona explotan el acuífero en la Formación Basaltos Antiguos a la que corresponderían los mayores valores de la transmisividad.

Respecto a los caudales específicos, en los ensayos realizados para este estudio se obtuvieron 0,14 y 0,23 l/s.m respectivamente. Los datos de otros estudios dan un



abanico Entre 0,2 y 1,1 l/s.m (diciembre, 1987) y 0,2 a 2,5 (noviembre 1990), además de valores puntuales muy separados de este rango.

Pozo	Caudai (I/s)	Descenso (m) (1)	Eficiencia pozo (%) (2)	Caudal específico (m²/día)	Transmisividad (m²/día)	Observaciones
1	10	5a6	> 50	250	200-250	Resultados poco confiables. Variación niveles referencia
2	12	19	< 15	(450)	170-470	1 ^{er} ensayo muy dudoso, 2º me jo r.
3	15	4	- 50	(350)	(250)	Resultados poco confiables. Variación niveles referencia.
5	8	10	> 70	- 100	~ 50	Dudoso por retorno agua bombeada.
7	10	4	> 70	≈ 350	200-600	Ensayos muy dudosos.
8	11	27	> 70	≈ 40	10-20	Dudoso por retorno agua bombeada.
9	20	0,5	≈ 70	≈ 4000	- 1000	Muy dudoso.
10	16	3	< 50	≈ 1000	850-1200	Ensayo aceptable.
11	10	27	< 10	(400)	420	Dudoso por retorno agua bombeada. Grandes pérdidas en el pozo. T puede ser muy dudoso y de magnitud menor.
17	9	47	< 10	= 200	= 200	Muy dudoso. Gran pérdida en pozo.
18	13	1,5	- 90	≈ 1000	500-1500	Ciertas dudas. T puede ser menor.
25	7	6	?	> 95	175-250	Dudoso.
26	6.5	28	< 15	≈ 100	270-800	Muy dudoso. Gran pérdida en pozo.
27	18	0,5	> 50	≈ 6500	1500-15000	Poca precisión.
30	20	1,5	aita	≈ 1300	750-1000	Caudales poco seguros.

Tabla 3.20. Resultados del informe Amurga-1 de noviembre de 1990	(IGMF	1993)
Tabla 3.20. Resultados del momentale Andiga-1 de noviembre de 1550	(IUIVIL,	1999.

(1) Descenso tipificado a una hora de bombeo

(2) Para el caudal de bombeo indicado

Nota: Tanto los valores de caudal específico como los de transmisividad son la mejor conjetura posible a partir de los datos disponibles y los métodos interpretativos utilizados. El método de Neuman, de aplicabilidad dudosa, tiende a dar los menores valores de la transmisividad, a veces por debajo del intervalo indicado



7) <u>Evolución piezométrica</u>

Se han analizado las piezometrías correspondientes a distintas etapas de investigación hidrogeológica de la isla:

- Proyecto SPA-15: medidas tomadas para este proyecto entre los años 1971-72.
- Proyecto MAC-21: medidas tomadas en los años 1979-80.
- Medidas realizadas por el Plan Hidrológico de Gran Canaria durante los años 1990-91.

A partir de ellos, se han seleccionado las medidas que, con mayor garantía, reflejan niveles estáticos para cada época, habiéndose elaborado las Figuras 3.80 a 3.83 que permiten una buena visión general de la zona.

Es necesario tener en cuenta que la piezometría obtenida es meramente orientativa y en algunas zonas y campañas, en las que la información es escasa, tiene un carácter interpretativo.

Con carácter general, en las distintas campañas analizadas la piezometría indica un flujo radial de cumbres a costa, las zonas de interfluvio presentan una piezometría más alta en relación a los valles y en la zona costera se producen alteraciones del flujo general como consecuencia de los bombeos.

Piezometría correspondiente al proyecto SPA-15 (1971-72)

El mapa piezoeléctrico del SPA-15 (1971 - 72) (IGME, 1993) se muestra en la Figura 3.81. La misma presenta las siguientes particularidades:

- Las isolíneas son paralelas a la costa indicando un flujo subterráneo radial de cumbres a costa.
- Se aprecia, como reflejo de la explotación una ligera influencia en los Barrancos de Chamoriscán y La Data.
- Existe una zona con piezometrías hasta 25 m por debajo del nivel del mar en Aldea Blanca.
- Existe una amplia zona a lo largo de la costa, en la zona frontal del macizo de Amurga, entre Maspalomas y el límite NE del estudio, donde los niveles se sitúan ligeramente por debajo del nivel del mar.





Figura 3.81. Piezometría del SPA-15 (1971 - 72) (IGME, 1993).

Piezometría correspondiente al proyecto MAC-21 (1979-80)

Los datos relativos a este proyecto permiten dibujar la Figura 3.82 en la que se observa:

- Un paralelismo y homogeneidad de la piezometría en la mitad norte de la zona indicando flujo radial.
- Una amplia zona, todo el tercio sur, por debajo del nivel del mar.
- Una fuerte depresión, alcanzando los 75 m bajo el nivel cero, en la zona de Aldea Blanca.
- Dos pequeñas depresiones de más de 25 m, en la zona suroeste de la zona de estudio.





Figura 3.82. Piezometría del MAC-21 (1979-80) (IGME, 1993).

Piezometría correspondiente al Plan Hidrológico de Gran Canaria (1990-1991)

Se incluyen en esta piezometría las medidas tomadas específicamente para este proyecto y a partir de los datos se dibuja la Figura. 3.83 que permite hacer las siguientes observaciones:





Figura 3.83. Piezometría del Plan Hidrológico de Gran Canaria (1990 - 91) (IGME, 1993).

- La piezometría es paralela y en consecuencia el flujo radial, en la mitad norte de la zona de estudio.
- Un tercio de la zona, el tercio sur, tiene el nivel por debajo del mar.
- Aparece una importante depresión de más de 75 m en el borde este, zona de Aldea Blanca que se extiende hacia Tabaibas.
- Existe una fuerte inflexión de las isopiezas en la zona oeste (Barranco de La Negra).

A continuación, la Tabla 3.21 y la Figura 3.84 presentan un resumen de la evolución piezométrica desde el año 1971 hasta 1991.



Tabla 3.21. Resumen de la evolución piezométrica de la isla de Gran Canaria desde 1971 hasta1991.

EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA				
AÑO	PIEZOMETRÍA			
	La superficie afectada por piezometría por debajo del nivel del mar se duplica			
1971-72/1979-80	La zona de Aldea Blanca alcanza depresiones de hasta 75 m, es decir un aumento próximo a 50 m en los 10 años transcurridos			
	En la zona SW, al norte M Tablero, donde originalmente sólo existía una ligera inflexión se produce un aumento de la depresión hasta 25 m			
	Se mantiene equivalente la piezometría de la mitad norte			
1070 90/1000 01	En la mitad sur los cambios son importantes, aumentándose la depresión general, aunque conservándose la superficie con cota por debajo del nivel del mar			
1979-80/1990-91	De manera particular se amplía en extensión y profundidad la zona más explotada del este, entre Aldea Blanca y Tabaibas			
	En el suroeste se acentúa también el abatimiento de la zona situada al norte de El Tablero, desapareciendo la depresión en Mazagar y Risco Prieto			
	Existe una línea, que pasa por Ayagaures y Artedara, al norte de la cual no hay modificaciones significativas de la piezometría			
	Existe una franja, que se extiende en la parte frontal del Macizo de Amurga y se amplia hacia el oeste, donde han bajado los niveles por debajo del nivel del mar			
1971-72/1990-91	Se produce, dentro de dicha franja al norte de El Tablero, una zona con depresión de niveles mayor de 25 m			
	Se detectan en la zona de Aldea Blanca, al este, y en la zona de Chamoriscán, al oeste, descensos acumulados de entre 50 y 75 m como consecuencia de la influencia de las zonas vecinas			





Figura 3.84. Evolución piezométrica 1971-1991 (IGME, 1993).

8) Gradientes hidráulicos

El análisis de los gradientes resulta, de manera general, útil como indicador de la transmisividad. Esto es así debido a que cuanto menor es la transmisividad mayor será el gradiente.

A partir de la piezometría del SPA-15 (período 1971-72) se obtienen los siguientes datos de gradiente:

- El gradiente general hasta la isolínea de 100 m es del 60-70 ‰.
- A partir de la isolínea de 100 m hay un cambio de pendiente alcanzándose gradientes entre el 20 y el 30 ‰ para toda la costa.
- Las direcciones de flujo, que son radiales hacia la costa en toda la zona centronorte, presentan variaciones importantes en la costa donde se invertirían los flujos con la entrada de agua de mar, concretamente en la zona del Aeroclub.



A partir de la piezometría del MAC-21 (1979-80) se deduce:

- El gradiente general en la zona centro-norte aumenta ligeramente superando el 8‰ hasta la isolínera de 75 m. El flujo es radial hacia el mar.
- En la zona costera el gradiente general oscila entre el 20 y 50‰, indicando cambio de dirección del flujo hacia las zonas de explotación.

A partir de la piezometría actual (1993) se infiere que:

- La zona centro-norte hasta la isopieza de 25 m, presenta gradientes medios entre 70 y 90‰, aunque en zonas concretas puede reducirse.
- Una de estas zonas concreta es la comprendida entre el embalse de Fataga y Artedara donde el gradiente es del 40‰, coincidiendo con la zona por donde teóricamente se situaría el borde de caldera.
- La zona costera presenta gradientes entre el 20 y el 50‰, trastocándose las líneas de flujo que marcan entradas de agua de mar en la zona oeste entre San Agustín y Playa de Cardón.

Las conclusiones generales, por tanto, que se pueden obtener del análisis de gradientes son:

- El gradiente general es alto (80 ‰) salvo en la zona costera (20-30 ‰), lo que indica bajas transmisividades.
- El flujo es radial hacia el mar, salvo en la costa donde se aprecian intrusiones marinas.

9) <u>Conclusiones hidrogeológicas</u>

Teniendo en cuenta los análisis parciales efectuados sobre diversos aspectos hidrogeológicos de la zona sur de Gran Canaria, los rasgos más significativos son los siguientes:

- El acuífero principal se sitúa en los materiales de la Formación Sálica (ignimbritas, riolítico-traquíticas, coladas piroclásticas, tobas y coladas peralcalinas) aunque en determinados puntos, como el borde sur W macizo de Amurga o la zona de castillo del Romeral, existe la sospecha de que el acuífero explotado se sitúa en materiales de la formación Basaltos Antiguos.
- Se trata de un acuífero multicapa, heterogéneo y anisótropo donde alguno de los parámetros hidráulicos varía hasta en tres órdenes de magnitud.
- Es necesario recordar que dada la naturaleza de los acuíferos explotados, en los que la circulación se realiza por zonas preferentes (mayor porosidad y fracturación), la presencia de diques puede jugar un papel ambivalente como



zona preferente o barrera impermeable, e incluso, la posible existencia de acuíferos colgados, dificultad enormemente las interpretaciones.

- El flujo es radial de cumbres a costa y el gradiente relativamente homogéneo y elevado (80 – 100‰) en la zona centro y norte del estudio. En la franja costera baja a 20 – 50‰
- Existe una franja costera, de más de 5 Km de la anchura, donde se concentran las explotaciones con el nivel regional por debajo del nivel del mar. Esta depresión alcanza su máximo en la zona oriental de dicha franja (zona de Aldea Blanca).
- La evolución piezométrica pone de manifiesto una estabilidad en el tiempo de los niveles en la zona norte y centro y la permanente alteración en la franja sur. En esta zona los niveles descienden sistemáticamente, durante los últimos 20 años, alcanzando valores zonales mayores de 75 m de descenso y ampliándose la superficie de las zonas afectadas.
- Los parámetros hidráulicos que se han podido obtener durante la ejecución del estudio tienen un carácter puntual no extrapolable para toda la zona (T = 40 m²/d, S = 1,4 x 10⁻⁵, qe = 0,2 l/s.m). De los estudios anteriores se deduce una transmisividad muy variable entre 10 y 1.000 m²/día y un coeficiente del almacenamiento en torno a 2 x 10⁻⁵.

10) <u>Geoquímica</u>

En lo que se refiere a la geoquímica, se utilizó la información disponible en la Base de Datos de puntos acuíferos de Canarias, que reúne los datos de distintos inventarios: SPA-15, MAC-21, Plan Hidrológico Insular de Gran Canaria e ITGE, con un total de 59 puntos de agua (dentro de la zona de estudio) y con datos de análisis químicos. Las muestras de agua (245 en total) fueron tomadas entre 1981 y 1993, correspondiendo muchas de ellas al mismo punto en varios períodos de estudio.

Los datos analíticos incluyen: pH, conductividad, residuo seco, calcio, magnesio, sodio, potasio, cloruros, sulfatos, bicarbonatos, carbonatos, nitratos, nitritos y sílice. En algunos casos se han analizado además amonio, fosfatos, bromuros, litio, hierro, manganeso, cobre, cinc, plomo, cromo, níquel o estroncio.

El estudio hidroquímico específico se basa en los nuevos análisis realizados en 35 muestras de agua tomadas entre agosto de 1992 y marzo de 1993 (Fig. 3.85) si bien se han tenido en cuenta los datos analíticos existentes en la Base de Datos oficial, como se ha referido en el párrafo precedente.





Figura 3.85. Puntos de agua muestreados en 1992 - 93 (IGME, 1993).

La Figura 3.86 constituye el diagrama de Piper de estas muestras. Respecto al contenido aniónico, existe un predominio de cloruros frente a bicarbonatos y sulfatos, con contenidos que alcanzan los 5.494 mg/L de Cl en la muestra nº 19, la más cercana a la línea de costa. En cuanto a los cationes, en todas las muestras predomina el ion sodio, con valores de hasta 2.250 mg/L en la referida muestra nº 19. La composición catiónica varía dependiendo del contenido relativo de calcio (oscila entre el 7 y 37 %) y de magnesio (entre el 3 y el 22%), aunque siempre dentro de términos de carácter netamente sódicos.





Figura 3.86. Diagrama de Piper de los puntos de agua muestreados en 1992 - 93 (IGME, 1993).

En las Figuras de la 3.87 a la3.92 se representan los diagramas de Schoeller-Berkaloff del conjunto de muestras, separadas en varios gráficos para facilitar la interpretación y poner de relieve las similitudes entre distintos tipos de aguas subterráneas.

El criterio utilizado para agrupar las muestras en los distintos gráficos ha sido, fundamentalmente, el valor que presentan algunas relaciones iónicas, en especial rSO₄/rHCO₃ y rNa/rCl, relacionadas con su cercanía al mar.

Así, la relación rSO₄/rCl toma valores:

- Comprendidos entre 0.08 y 0.20 (zona Las Tederas Fataga) (Fig. 3.87)
- Comprendidos entre 0.30 y 0.72 (zona Artedara Aldea Blanca) (Fig. 3.88) y Montaña de La Sabineta – Juan Grande (Fig. 3.89)
- Comprendidos entre 1.00 y 2.00 (zona El Tablero Castillo del Romeral (Fig. 3. 90)
- Superiores a 2.01 (zona Maspalomas Playa Corral del Espino) (Fig. 3.91) sur de Fataga y (Fig. 3.92)



La Figua 3.87 agrupa a cuatro muestras, dos de ellas situadas en el sector septentrional de la zona de estudio, al norte de Ayagaures y de Fataga, y otras tomadas en los barrancos de Berriel y de las Palmas. Se trata de aguas bicarbonatadas sódicas (nº 1 y 25), bicarbonatadas-cloruradas sódicas (nº 2) o cloruradas-bicarbonatadas sódicas (nº 27).



Figura 3.87. Diagrama de Schoeller de la zona Las Tederas – Fataga (IGME, 1993).

Se trata de aguas poco evolucionadas, de circulación rápida, con poco tiempo de permanencia en el acuífero. Destaca la muestra nº 2, procedente del manantial Madre



del Agua, que presenta los contenidos iónicos más bajos, con una conductividad de 209 μ S/cm, y un valor de la relación rNa/rCl de 2,5.

En general, la salinidad aumenta en los distintos barrancos a medida que disminuye la distancia al mar, encontrándose, como cabía esperar, los valores más altos cerca de la costa.

En las Figuras 3.88 y 3.89 se incluyen aquellas muestras de aguas que tienen valores de rSO₄/rHCO₃, comprendidos entre 0,30 y 0,72. En la Figura 3.88 se agrupan las muestras con rNa/rCI superiores a 1 y en la Figura 3.89 aquellas que presentan valores de rNa/rCI inferiores a 1.

Bajo el punto de vista geográfico, se sitúan en dos bandas paralelas a la costa, en el sector Artedara - Aldea Blanca las representadas en la Figura 3.88 y en el sector Montaña de La Sabineta-Juan Grande las muestras incluidas en la Figura 3.89.

Las aguas subterráneas representadas en las Figuras 3.88 y 3.89 tienen una mayor salinidad que las del sector Las Tederas-Fataga (Fig. 3.87), con una conductividad de 1.818 μ S/cm como promedio, en las que se observa un aumento progresivo del contenido en cloruro mientras que la concentración de sodio se mantiene prácticamente constante. Así, la relación rNa/rCi toma un valor medio de 1.1 frente a 2.1 en la Figura 3.88. Al mismo tiempo, se produce una disminución en los contenidos de bicarbonatos y de calcio. Se observa cómo la relación rCa/rMg toma valores más pequeños a medida que nos acercamos a la costa, pasando de 3.04 de media en la Figura 3.87, a 2.44 en la Figura 3.88 y a 2.0 en la Figura 3.89. La disminución de la concentración de bicarbonatos queda patente al analizar la variación que experimenta la relación rSO₄IrHCO₃, que crece en el sentido del flujo, con valores medios que aumentan desde 0.14 en la zona Las Tederas - Fataga hasta 0.52 en los sectores Artedara-Aldea Blanca y Montaña de La Sabineta - Juan Grande.

En las Figuras 3.90 y 3.91 se han representado las muestras de agua subterránea que tienen una mayor salinidad. Geográficamente se sitúan en una banda paralela a la costa, y próxima a la misma, desde Maspalomas a Castillo del Romeral, en la que se observan las tendencias ya citadas anteriormente, de aumento de conductividad, de la concentración de cloruros, y de la relación rSO₄/rHCO₃, que toma un valor máximo de 5,3 en la muestra n" 19, y un valor medio de 1,33 en el sector El Tablero - Castillo del Romeral (Fig. 3.90) y de 2,94 en el sector Maspalomas - Playa Corral de Espino (Fig. 3.91).

Por último, en la Figura 3.92 se incluye la representación de una sola muestra, la nº 3, tomada en el Barranco de Fataga, entre Fataga y Artedara. Sus características peculiares hacen que no pueda considerarse dentro de ninguno de los grupos anteriores, ya que como se comentó con anterioridad, presenta un contenido elevado



de sulfatos, con una relación rCl/rSO₄ de 1.53, mucho menor que en el resto de aguas subterráneas analizadas, donde alcanza un valor medio de 6.82.



Figura 3.88. Diagrama de Schoeller de la zona Artedara – Aldea Blanca (IGME, 1993).





Figura 3.89. Diagrama de Schoeller de la zona Sabineta – Juan Grande (IGME, 1993).





Figura 3.90. Diagrama de Schoeller de la zona El Tablero – Castillo del Romeral (IGME, 1993).





Figura 3.91. Diagrama de Schoeller de la zona Maspalomas – Playa Corral de Espino (IGME, 1993).





Figura 3.92. Diagrama de Schoeller muestra nº 3 (sur de Fataga) (IGME, 1993).

Se observa una zonificación en la composición química del agua subterránea que refleja la litología presente; pero, sobre todo, depende de la posición del punto de muestreo (dentro del sistema de flujo) con relación al mar. Así, se distinguen varias zonas paralelas a la costa, en las que progresivamente se produce un aumento de la salinidad y de los valores de la relación rSO₄/rHCO₃ según el sentido del flujo (Fig. 3.93). Se advierte que la zona afectada por la invasión de agua del mar abarca una notable extensión, desde Maspalomas hasta la Playa Corral de Espino (desembocadura de Barranco Hondo), siendo más acusada en las inmediaciones de la Cañada de Morro



Besudo, donde se concentra la mayor parte de los bombeos para abastecimiento de los complejos turísticos de la isla.



Figura 3.93. Zonación hidroquímica de la zona estudiada (IGME, 1993).

En el sector comprendido entre Maspalomas y la Playa Corral de Espino se concentra la mayor parte de los bombeos para abastecimiento de los complejos turísticos de la isla (la desaladora de Morro Besudo potabiliza actualmente 4,3 hm³/año de agua subterránea, ver y es allí donde se acusan los problemas asociados a la intrusión marina (aguas con rSO₄/rHCO₃>2. El mapa de isoconductividades confirma la intrusión (Fig. 3.94).





Figura 3.94. Mapa de isoconductividades de la zona estudiada (IGME, 1993).

3.1.9. EL CONVENIO ESPECIFICO IGME - CIAGC (1999 - 2003)

En el año 1998 el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y el Consejo Insular del Agua de Gran Canaria (CIAGC) firmaron un Convenio Específico para la realización del *"ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO PARA LA DEFINICIÓN DE ÁREAS SOBREEXPLOTADAS O EN RIESGO DE SOBREEXPLOTACIÓN EN LA ZONA BAJA DEL ESTE DE GRAN CANARIA"* cuyo título abreviado fue *"Estudio hidrogeológico de la Zona Este de Gran Canaria"*. Por causas diversas, el estudio no se inició de modo efectivo hasta octubre de 1999, cuya duración fue de 36 meses.

La zona a estudiar se extendió por la costa, desde Punta Marfea en las inmediaciones de Las Palmas al N, hasta las proximidades de Juan Grande (municipio de San Bartolomé de Tirajana) al S. Hacia el interior la zona penetra hasta cerca del Pico de las



Nieves (1.950 m de altitud), siguiendo las divisorias hidrográficas (Fig. 3.95). La zona resultante presenta una morfología cónica de 23 km de radio como media. Ocupa una superficie de 418,5 km², que equivalen al 25,8% de la superficie total de la Isla.



Figura 3.95. Zona de estudio IGME-CIAGC (1999 – 2003).

El objetivo principal del estudio fue profundizar en el conocimiento actual sobre el ciclo hidrológico, el funcionamiento del acuífero y sobre los usos del agua en la zona Este de Gran Canaria, con la finalidad de determinar con precisión el origen y la evolución de los problemas que afectan a los recursos hídricos subterráneos en cuanto a su cantidad y, sobre todo, a su calidad. En definitiva, establecer las bases técnicas necesarias para diseñar una adecuada gestión que garantice el uso sostenible de los recursos.


Un aspecto importante de este trabajo fue a adopción en las Islas del sistema de coordenadas geográficas UTM elipsoide WGS84, obligando a convertir a este nuevo sistema la cartografía básica (topográfica, geológica) existente que utiliza el elipsoide Hayford, así como las coordenadas de todos los pozos, sondeos y manantiales inventariados en la Isla.

En este mismo campo de actividades cabe destacar la labor de unificación, en una base de datos única, de los inventarios de puntos de agua realizados en el SPA-15, el MAC-21, los efectuados por el IGME y por el Consejo Insular del Agua (Inventario de Nivel 1), así como los datos de los expedientes de las captaciones de aguas. La recopilación de datos se extendió también a datos climáticos (en particular precipitaciones) y datos estadísticos sobre población, regadíos, cultivos y datos de las infraestructuras hidráulicas que atañen al Estudio (redes, depuradoras y plantas desaladoras).

1) Balance hídrico

El balance hídrico de la totalidad de la zona de estudio relativo al período 1970-99 se resume en la Tabla 3.22, en la que se incluyen como referencia los balances hídricos en el ámbito de Isla considerados en el Plan Hidrológico y en el SPA-15.

1) <u>Caracterización hidrogeológica de los materiales</u>

Materiales efusivos

Comprende las coladas de materiales basálticos, fonolíticos y traqui-riolíticos. Los centros de las coladas son permeables por fracturación (diaclasas) o por porosidad (lavas pahoehoe). Los tramos de techo y muro de colada (escorias de techo y "cascajo" de base), son permeables por porosidad.

La permeabilidad y coeficiente de almacenamiento pueden variar cuatro órdenes de magnitud para una misma composición petroquímica, pero en general hay una disminución de la permeabilidad con la acidez de la roca (de los basaltos, más permeables, a las traquitas que pueden ser prácticamente impermeables).

Materiales de proyección aérea

Incluyen los piroclastos, cineritas, tefra, ignimbritas, tobas, etc. Son permeables por porosidad pero su permeabilidad depende de la conexión de los poros (materiales soldados o no) y/o el posterior diaclasamiento. Como en el caso anterior la permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento pueden variar cuatro órdenes de magnitud, en un extremo están los lapillis y en el otro las tobas o ignimbritas soldadas.



Tabla 3.22. Balance hídrico de la isla y de la zona de estudio (IGME-CIAGC, 2003).

BALANCES HÍDRICOS MEDIOS DE LOS RECURSOS NATURALES EN LA ZONA DE ESTUDIO Y EN LA ISLA DE GRAN CANARIA

Zona de Estudio Período 1970-99								
	hm ³	mm	Porcentaje					
Precipitación	102	244	100					
Escorrentía superficial	13	31	13					
Escorrentía subterránea	18	43	17					
E.T.R.	71	170	70					
Isla de Gran Canaria. Plan Hidrológico. Período 1960-96								
	hm³	mm	Porcentaje					
Precipitación	466	300	100					
Escorrentía superficial	75	48	16					
Escorrentía subterránea	87	56	19					
E.T.R.	304	195	65					
Isla de Gran Canaria. SPA-15. Período 1949-66								
	hm ³	mm	Porcentaie					

	hm³	mm	Porcentaje
Precipitación	576	370	100
Escorrentía superficial	92	59	16
Escorrentía subterránea	110	71	19
E.T.R.	374	240	65

<u>Materiales intrusivos</u>

Comprende los diques, sills, pitones, domos, etc., de composición basáltica a traquítica. Son materiales con permeabilidad por fisuración, menor que la de sus homólogos subaéreos o aéreos pues sus diaclasas suelen estar menos desarrolladas, pero también se comportan como elementos de menor elasticidad frente a la actividad tectónica, fracturándose, por lo que pueden tener aumentada su permeabilidad.

<u>Almaqres</u>

Corresponden a suelos cocidos por las coladas suprayacentes. Son de baja permeabilidad o impermeables.

Materiales sedimentarios e intermedios

Comprenden los aluviones, terrazas, pies de monte, coluviones, arenas eólicas, playas, etc. Son materiales permeables por porosidad con características similares a los de otros dominios sedimentarios. Es interesante destacar la escasez de arcillas en su matriz y la baja clasificación de su conjunto (están en general vinculados a procesos de



bastante energía y cuanto mayor es la energía peor es la clasificación y la permeabilidad), excepto en los eólicos y marinos.

Depósitos epiclásticos

Comprende una serie de depósitos de avalancha y de bloques de materiales volcánicos deslizados y fracturados. Los primeros son permeables por porosidad y los segundos tienen su permeabilidad inicial aumentada por la fracturación.

Caracterización de los materiales a macro escala

A macro escala, la permeabilidad de los materiales depende de las estructuras existentes. La experiencia y algunos datos sobre la piezometría y las determinaciones de parámetros hidráulicos inducen a pensar que:

- En las estructuras complejas disminuyen la permeabilidad por la existencia de tramos menos permeables que dificultan el flujo en vertical y horizontal.
- Los materiales antiguos tienen menos permeabilidad cuando están subyacentes, pues han tenido más oportunidad de sufrir compactaciones y colmataciones. Cuando están aflorantes pueden aumentar su permeabilidad por la descompresión.
- Los paquetes de pumitas e ignimbritas soldadas actúan como impermeables o acuitardos.

Los rangos de permeabilidades considerados, en función de la litología y experiencia de los autores, y la Tabla 3.23 de equivalencias correspondiente a la litología y permeabilidad, son las que se indican a continuación:

- 1 = permeables
- 2 = semipermeables
- 3 = baja permeabilidad
- 4 = muy baja permeabilidad

2) Inventario de puntos de agua

En la zona de estudio se dispone de 993 puntos de agua (principalmente pozos y galerías) Representa una densidad de 2,37 puntos por km²

En el fichero se contabilizan:

- 263 columnas litológicas con 2.571 descripciones de tramos.
- 2.061 registros de caudales correspondientes a 647 puntos de agua, que abarcan el período 1970 a 1999.
- 3.871 registros de niveles de agua, referidos a 822 puntos, que se extienden al período 1970-2000.



- Análisis del agua, según determinaciones realizadas "in situ" y en laboratorio.
- 107 ensayos de bombeo.

N°	Litología	Permeabilidad
29	Suelos actuales	2
28	Depósitos de arenas	1
27	Depósitos sedimentarios aluviales	1
26	Arenas eólicas	1
25	Coluviones y derrubios de ladera	2
24	Miembro sup. de la F. Detrítica de Las Palmas	2
23	Depósitos de deslizamientos gravitacionales	2
22	F. Detritica de Las Palmas	2
21	Piroclastos de dispersión o lapillis	1
20	Lavas basaníticas	1
19	Conos de tefra (lapillios, escorias y bombas)	1
18	Lavas tefro-fonolíticas y fonolitas hauynicas	2
17	Pitones, domos e intrusiones fotolíticas	3
16	Gabros	4
15	Alternancia de brecha volcánica y coladas	4
14	Lavas basaníticas	2
13	Conos de tefra y piroclastos	2
12	Pitones, domos e intrusiones fonolíticas	3
11	Brechas e ignimbritas no soldadas	4
10	Lavas basálticas (coladas)	3
9	Ignimbritas, fonolitas soldadas y coladas de	4
	lavas fonoliticas	
8	Coladas de lava fonolítica	3
7	Lavas basálticas y traquibasálticas intercaladas	4
6	Ignimbritas riolíticas-traquiticas	4
5	Lavas riolitico-traquiticas	4
4	Cantos basálticos y salicos	3
3	Toba vitrofidica riolítica ("composite flow")	4
2	Lapillis de dispersión y conos piroclásticos	2
1	Coladas de basaltos	2

 Tabla 3.23.
 Permeabilidad de los materiales (IGME-CIAGC, 2003).

El inventario recoge datos históricos de variables como son la piezometría y la calidad del agua, que permiten conocer la evolución del estado del acuífero a lo largo del tiempo. Sin embargo, siendo importantes las cifras citadas del inventario de puntos de agua, no se puede pensar que sean abundantes en exceso o simplemente suficientes. Por ejemplo, para definir con aceptable precisión el flujo tridimensional en la zona de estudio, de 418,5 km² de extensión y su evolución en las tres últimas décadas (cuando ya se apreciaban claros síntomas de sobreexplotación) habría sido conveniente disponer, al menos, de 100 piezómetros (uno por cada 4 km²), midiendo cada uno el nivel a tres profundidades distintas, efectuando medidas trimestrales, lo que



conduciría a 100 piezómetros x 3 profundidades x 4 medidas/año x 30 años = 36.000 registros de niveles, en lugar de los 3.871 disponibles en la actualidad.

3) Geometría, límites y naturaleza de los acuíferos

La Isla de Gran Canaria, y por consiguiente la Zona Este objeto del presente estudio, puede definirse como un acuífero único. El hecho de estar constituido por la superposición de diferentes materiales, yuxtapuestos a su vez con otros materiales que limitan su extensión en la horizontal, así como la existencia de diques, pitones, almagres y otras discontinuidades, da lugar a una importante heterogeneidad y anisotropía al acuífero volcánico.

El presente estudio se extiende a un sector del acuífero global de la isla, de 418,5 km² de extensión superficial, en forma de sector groseramente circular, para el que se han adoptado los siguientes límites en planta:

- Al norte, oeste y sur las divisorias hidrográficas de los Barrancos de Hoya del Parral, San Miguel-Telde, Tirajana y Bco. Hondo.
- Al este, la línea de la costa desde los alrededores de Valle de Jinamar al norte, hasta los de Juan Grande al sur.

Los límites norte, sur y oeste coinciden con divisorias hidrográficas y se supone que coinciden con divisorias hidrogeológicas de flujo nulo. El límite este es un límite de nivel constante.

En profundidad, el límite superior es la superficie correspondiente al nivel freático, que marca el límite a partir del cual el terreno está saturado. El límite inferior sería el techo del sustrato impermeable. En la práctica, ninguno de los sondeos más profundos realizados en la zona (Cuevas Blancas de 700 m, Los Corralillos y el Toscal de 500 m) llegan a encontrar terrenos que por su baja permeabilidad se puedan considerar como la base impermeable del conjunto.

Se puede asumir que, al igual que en los otros sectores de la Isla, en la zona de estudio el acuífero se comporta como libre, de baja-media permeabilidad, altamente heterogéneo, anisótropo en vertical y en horizontal y, presumiblemente, de un gran espesor no determinado.

4) <u>Piezometría</u>

Los niveles piezométricos se miden en los propios pozos de explotación. En la mayoría de los casos están afectados por los bombeos recientes efectuados en el pozo, lo que les resta un cierto grado de representatividad del estado de equilibrio del acuífero.



En general, no se efectúan medidas regulares de niveles, sino que estas responden a campañas generales para estudios concretos: 1970-75 para SPA-15, 1980-82 para MAC-21, 1990-93 para el Plan Hidrológico. La última campaña data de 1997- 99 y afecta solamente a la mitad norte de la zona de estudio.

Una cuestión de fondo que subyace en todos los estudios piezométricos realizados en la isla de Gran Canaria, es la diferenciación entre niveles estáticos, no afectados significativamente por los bombeos en el propio pozo, y niveles dinámicos afectados por el bombeo. La mayor o menor representatividad de unos u otros depende, en primer lugar, de los objetivos perseguidos por el estudio en cada caso particular y, en segundo lugar, de las circunstancias de cada zona concreta. En zonas con gran densidad de pozos y con bombeos muy continuados a lo largo del tiempo, los niveles dinámicos pueden ser muy representativos de la piezometría de la zona; si la densidad de pozos es pequeña y hay intervalos de tiempo significativos sin bombeo, los niveles estáticos serán más representativos de la piezometría regional.

En este informe se han utilizado sucesivamente los dos tipos de niveles con la hipótesis de que en las medianías y en las cumbres (principal zona de recarga) los niveles estáticos son los más representativos para definir el estado del acuífero, mientras que la zona baja son los niveles dinámicos los más representativos.

Mapas de isopiezas según niveles estáticos

En las Figuras 3.96, 3.97 y 3.98 se representan las isopiezas del acuífero trazadas atendiendo a los niveles considerados supuestamente estáticos medidos en los pozos, correspondientes a los períodos 1980-81, 1990-93 y 1997-99.

Desde las cumbres hasta llegar a la isopieza 100, la piezometría es similar en los tres períodos. Desde las cumbres hasta la isopieza 500, se observa un gradiente horizontal muy alto (superior a 0,10) indicativo de una baja permeabilidad del conjunto. Por debajo de la isopieza 500, dicho gradiente se reduce a la mitad (0,05).

Por debajo de la isopieza 100 es donde se producen diferencias apreciables en los tres períodos mencionados.

En el período 1980-81 la isopieza cero se dibuja con claridad en la parte SE de la zona, adoptando una morfología lobulada desde Aguimes, Vecindario, Pozo Izquierdo y Juan Grande, acomodándose al curso ascendente del Barranco de Tirajana. La superficie con cota piezométrica negativa es de unos 60 km² diferenciándose dos conos de depresión cuyos vértices se sitúan uno, entre Agüimes y Cruce de Arinaga, y otro próximo al Barranco de Tirajana.





Figura 3.96. Isopiezas de niveles estáticos 1980 – 81 (IGME-CIAGC, 2003).





Figura 3.97. Isopiezas de niveles estáticos 1990 – 93 (IGME-CIAGC, 2003).





Figura 3.98. Isopiezas de niveles estáticos 1997 – 99 (IGME-CIAGC, 2003).



En el período 1990-93 se expande el área con cotas piezométricas negativas antes descrita hasta alcanzar una superficie de 70 km². En las proximidades de Telde se observan pozos con cota piezométrica negativa, entremezclados con otros con cota piezométrica positiva, sin que se puedan definir con precisión las zonas con piezometría por debajo del nivel del mar.

En el período 1997-99, los datos disponibles se limitan a la zona situada al norte de Carrizal. Las áreas con cota piezométrica negativa se han reducido respecto al período anterior y se agrupan alrededor del núcleo urbano de Telde.

Mapas de isopiezas según niveles dinámicos

Para estudiar con detalle la piezometría en la franja costera con problemas de sobreexplotación y de intrusión marina, se procedió a trazar nuevos planos de isopiezas de la zona baja atendiendo a los niveles dinámicos, que son más representativos para estudiar la intrusión marina. A su vez se diferenció entre pozos con cota de fondo negativa y pozos con cota de fondo positiva, lo que equivalía a dibujar para la misma zona dos familias de líneas isopiezas.

Se analizaron los períodos 1980-82, 1985-87, 1990-93 y 1997-99 los cuales se representan en las Figuras de la 3.99 a la 3.102.

Las principales conclusiones se resumen en:

- En la zona de Telde se diferencia una capa acuífera superficial con piezometría por encima de la cota cero, superpuesta a otra más profunda con isopiezas negativas. Esta última es más importante que la primera en cuanto a extracciones de agua subterránea. Entre 1980-82 y 1985-87 no se aprecia una variación piezométrica de importancia. A partir de 1985-87 hasta 1997-99, la situación piezométrica de la capa profunda se deteriora (mayores embudos y más profundos) sin que se aprecien alteraciones sustanciales en la capa superficial.
- En la zona de Ingenio-Agüimes la capa acuífera superficial tiene carácter testimonial con pequeño interés práctico desde el punto de vista de la explotación de las aguas subterráneas. La capa profunda tiene niveles piezométricos negativos desde 1980-82, que crecen moderadamente en extensión hasta un máximo en 1990-93, permaneciendo aparentemente invariable hasta 1997-99 según los datos disponibles para la zona.
- En la zona de Santa Lucía-San Bartolomé de Tirajana la depresión piezométrica de la capa profunda, detectada ya en 1970-75 por el SPA-15, permanece sin cambio significativo desde 1980-82 hasta 1990-93, no disponiendo de datos posteriores a esta fecha.



• Entre las zona de Telde y de Ingenio-Agüimes, se distingue una Zona de transición, sin embudos piezométricos significativos, en la que los niveles oscilan en todos los períodos analizados alrededor de la cota 0.



Figura 3.99. Isopiezas de niveles dinámicos 1980 - 82 (IGME-CIAGC, 2003).





Figura 3.100. Isopiezas de niveles dinámicos 1985 - 87 (IGME-CIAGC, 2003).





Figura 3.101. Isopiezas de niveles dinámicos 1990 - 93 (IGME-CIAGC, 2003).





Figura 3.102. Isopiezas de niveles dinámicos 1997 - 99 (IGME-CIAGC, 2003).



La evolución de las superficies ocupadas por las depresiones piezométricas ha sido la siguiente:

En la zona de Telde se diferencia una capa acuífera superficial con piezometría por encima de la cota cero (isopiezas azules en los mapas), superpuesta a otra más profunda con isopiezas negativas (isopiezas fucsia en los mapas). Esta última es más importante que la primera en cuanto a extracciones de agua subterránea. Entre 1980-82 y 1985-87 no se aprecia una variación piezométrica de importancia. A partir de 1985-87 hasta 1997-99, la situación piezométrica de la capa profunda se deteriora (mayores embudos y más profundos) sin que se aprecien alteraciones sustanciales en la capa superficial.

En la zona de Ingenio-Agüimes la capa acuífera superficial tiene carácter testimonial con pequeño interés práctico desde el punto de vista de la explotación de las aguas subterráneas. La capa profunda tiene niveles piezométricos negativos desde 1980-82, que crecen moderadamente en extensión hasta un máximo en 1990-93, permaneciendo aparentemente invariable hasta 1997-99 según los datos disponibles para la zona.

En la zona de Santa Lucía - San Bartolomé de Tirajana la depresión piezométrica de la capa profunda, detectada ya en 1970-75 por el SPA-15, permanece sin cambio significativo desde 1980-82 hasta 1990-93, no disponiendo de datos posteriores a esta fecha.

Entre las zona de Telde y de Ingenio-Agüimes, se distingue una Zona de transición, sin embudos piezométricos significativos, en la que los niveles oscilan en todos los períodos analizados alrededor de la cota 0.

Los desplazamientos de los embudos piezométricos en cualquiera de las zonas descritas responden a relocalizaciones de los bombeos.

5) Gradientes y flujos

El modelo matemático de simulación del flujo subterráneo de la isla de Gran Canaria, realizado en 1983 en el marco del Proyecto MAC-21, dejó demostró que el esquema general del flujo insular, dada la topografía y el reparto de las áreas de recarga y descarga en la misma, responde a un flujo tridimensional. Ello implica la existencia de componentes horizontales y verticales del flujo subterráneo, o lo que es lo mismo, la existencia de gradientes horizontales y de gradientes verticales.

Ya se ha comentado anteriormente que, en planta se diferencian dos áreas en función de los gradientes hidráulicos horizontales: una que se extiende desde las cumbres



hasta la isopieza 500 m, en la que el gradiente medio es superior a 0,10; y, otra desde la isopieza 500 m hacia el mar en la que el gradiente medio se sitúa en torno a 0,05.

En cuanto a los gradientes verticales haría falta disponer de sondeos especialmente diseñados, con piezómetros múltiples capaces de medir niveles piezométricos correspondientes a puntos situados a distintas profundidades, o grupos de piezómetros próximos cada uno de los cuales midiera el nivel a una determinada profundidad. La realidad es muy distinta y sólo es posible estimar groseramente los gradientes verticales a partir de los niveles medidos en pozos próximos cuyas cotas de fondo del pozo sean sustancialmente distintas. Con estas series de medidas se ha llegado a determinar que en la mayor parte de la zona estudiada las componentes verticales del flujo son descendentes y que los gradientes verticales pueden ser superiores a 1,0. En teoría deberían encontrarse flujos verticales ascendentes cerca de la costa. No ha sido así debido, sin duda, a que el flujo natural está muy distorsionado por el bombeo.

6) Parámetros hidráulicos

En la zona Este de Gran Canaria los parámetros hidráulicos se han medido en los pozos con bombeo. Pese a las limitaciones que imponen sus características constructivas, los ensayos de bombeo y los ensayos de recuperación, constituyen el método más adecuado para su determinación.

En la zona se dispone de 107 ensayos de bombeo que interpretados por los métodos de Theis y Jacob, arrojan los resultados de la transmisividad, en m²/día que agrupados por formaciones se resumen en la Tabla 3.24. La media de los 107 ensayos es de 39 m²/día, que podría corresponder a una permeabilidad media de 0,4 m/día. Los valores obtenidos se mueven en el intervalo 0,01 - 1,50 m/día.

	Tamaño muestra	Media Mediana		Desviación estándar	Valor mínimo	Valor máximo
Post Roque Nublo	15	32,9	20,0	39,5	3	154
Roque Nublo	37	58,1	17,0	139,7	1	790
F. Detrítica Las Palmas	8	32,1	24,5	24,8	11	90
Formación Sálica	12	12,6	8,0	10,3	3	36
F. Traqui Riolítica	3	63,7	91,0	50,0	6	94
Formación Fonolítica.	19	29,7	13,0	36,3	2	126
Basaltos Antiguos.	13	30,6	31,0	17,0	5	58

Tabla 3.24. Transmisividad de las formaciones de la zona E deducidas de los ensayos de bombeo (IGME-CIAGC, 2003).



Los valores de caudales específicos correspondientes a estos bombeos, agrupados por formaciones geológicas, se indican en la Tabla 3.25.

Tabla 3.25. Caudales específicos (I/s.m) de las formaciones de la zona E deducidas de los ensayos de bombeo (IGME-CIAGC, 2003).

	Tamaño muestra	Media	Valor mínimo	Valor máximo
Post Roque Nublo	5	0,21	0,09	0,55
Roque Nublo	24	0,16	0,01	0,48
F. Detrítica Las Palmas	4	0,66	0,06	1,33
Formación Sálica	9	0,22	0,03	1,29
F. Traqui Riolítica				
Formación Fonolítica.	23	0,24	0,02	0,90
Basaltos Antiguos.	12	0,37	0,03	1,98

En la zona de estudio, y en general en toda la isla de Gran Canaria, tiene interés conocer la anisotropía vertical de las permeabilidades, es decir, el valor de Kz /K h siendo Kz la permeabilidad vertical y Kh la permeabilidad horizontal. No se dispone de medidas directas de este parámetro, no obstante, el modelo matemático de simulación del flujo tridimensional realizado en el proyecto MAC-21, se ajustó con anisotropías verticales iguales a 1:100, es decir, una permeabilidad vertical cien veces inferior a la horizontal. Esta fuerte anisotropía se explica por la alternancia de capas más y menos permeables y por la intercalación de almagres de baja a muy baja permeabilidad, aunque de pequeño espesor.

El coeficiente de almacenamiento es el parámetro que define la capacidad del acuífero para almacenar o liberar agua de las reservas cuando el nivel piezométrico desciende o asciende un metro. Por tratarse de un acuífero libre el coeficiente de almacenamiento coincide con la porosidad eficaz de los materiales. No se conocen medidas directas de este parámetro, habiéndose determinado, mediante el ajuste del modelo matemático en régimen transitorio, que su valor a nivel de formaciones geológicas oscila entre 0,02 atribuido como valor medio a los Basaltos Antiguos y 0,07 a la Formación Roque Nublo.

7) Modelo hidrogeológico conceptual. Áreas de recarga y descarga

El modelo hidrogeológico conceptual de un acuífero permite dar una explicación coherente de su funcionamiento hidráulico y del flujo subterráneo observado, que en régimen permanente dependen en última instancia de cuatro variables fundamentales: la geometría del acuífero, la naturaleza hidráulica de sus límites, la distribución relativa de las permeabilidades y la distribución y cuantía de las recargas y



descargas del acuífero. El régimen transitorio depende, además, del coeficiente de almacenamiento.

El análisis de las variables enunciadas conduce a las siguientes conclusiones:

- Los límites del acuífero por el norte, sur y oeste equivalen a límites impermeables a través de los cuales es nulo el flujo subterráneo. Por el este el mar actúa como un límite de nivel constante. En profundidad se desconoce la situación del sustrato impermeable, pero debe encontrarse a gran profundidad. En planta, la zona estudiada adopta la forma aproximada de un sector circular. La diferencia de cota topográfica entre el vértice del sector y el arco de costa es del orden de 1.500 m. Los materiales se disponen en capas subhorizontales, no sometidas a pliegues ni fallas, con buzamiento general hacia el mar.
- Las formaciones geológicas se comportan como una matriz de materiales que cubren una amplia gama de permeabilidades, entrecruzados por capas subhorizontales y, en menor extensión, subverticales de baja o muy baja permeabilidad, que reducen la permeabilidad del conjunto y, al mismo tiempo, le confieren una fuerte anisotropía en sentido vertical. En superficie predominan los materiales permeables con una apreciable capacidad de infiltración del agua de lluvia.
- El régimen pluviométrico predominante en la Isla, con lluvias concentradas en los meses de otoño-invierno y un aumento de las precipitaciones desde la costa hacia el interior según se asciende en altitud, configura una recarga del acuífero por infiltración del agua de lluvia que alcanza sus valores máximos en la zona de las Cumbres, disminuyendo según se desciende en altitud hasta quedar prácticamente anulada en la franja costera, con precipitaciones medias anuales inferiores a 150 mm.
- El agua infiltrada en superficie tiene que recorrer un potente paquete de materiales no saturados (que puede oscilar entre 100 y más de 300 m) hasta llegar al nivel freático regional. Este largo recorrido puede durar varios años produciéndose una laminación de los caudales infiltrados en superficie.
- La recarga de lluvia concentrada en las zonas altas, la baja permeabilidad del conjunto, la fuerte anisotropía en sentido vertical, la situación de la base impermeable a gran profundidad y el nivel constante del mar a lo largo del límite este de la zona en estudio, son los principales factores que conducen a un flujo tridimensional. A su vez, la geometría en planta del sector estudiado, condiciona un flujo en disposición radial desde el vértice del sector hacia la costa.
- En condiciones naturales, el nivel freático se sitúa próximo a la superficie. La capacidad de transporte del acuífero es inferior al caudal de recarga que recibe



en las zonas alta y media originándose, junto al flujo regional profundo que descarga en el mar, flujos locales en superficie que descargan a través de manantiales localizados preferentemente en los fondos de los barrancos, que actúan como líneas de drenaje del acuífero.

- En la costa se localiza una interfaz agua dulce-agua salada que se mantiene en un equilibrio dinámico, con avances y retrocesos, en función de la secuencia de períodos húmedos y secos.
- Cuando se inició la explotación del acuífero mediante pozos y galerías, las nuevas captaciones provocaron descensos del nivel freático. Esto dio lugar a la distorsión de los flujos locales, afectando en primer lugar a los nacientes, lo que produjo una disminución del caudal hasta secarse por completo. El flujo profundo no se vio afectado en las fases iniciales de la explotación, especialmente en lo que se refiere a los gradientes costeros, de modo que durante años las descargas al mar se mantuvieron inalteradas o sólo disminuyeron ligeramente debido a las bajas permeabilidades del conjunto. En consecuencia, los volúmenes explotados procedían del caudal sustraído a los

nacientes y de las reservas almacenadas en el acuífero, pero no (o muy poco) de la descarga de aguadulce al mar. Los datos históricos disponibles surgieren que esta fase inicial abarca la primera mitad del siglo XX.

- Pasada la fase inicial de la explotación, que pudo durar varias décadas, la proliferación de pozos en la zona costera, penetrando muchos de ellos por debajo del nivel del mar, provocó un gran descenso de los niveles piezométricos, hasta alcanzar cotas negativas. Se produce la inversión del flujo subterráneo en la costa, iniciándose los procesos de intrusión marina y salinización del acuífero.
- Finalmente, desde el punto de vista de la distribución de recargas y descargas se diferencian, dentro del perímetro estudiado, una zona en la que predomina la recarga por infiltración de las lluvias sobre las extracciones de agua subterránea, y una zona de descarga en la que predominan netamente los bombeos sobre las recargas del acuífero. De manera conceptual, la zona de recarga se puede hacer coincidir con las zonas de cumbres y de medianías, mientras que la zona de descarga coincide con la zona baja costera. La zona de recarga ocupa una superficie de 216 km² y en ella se origina el 90% de la recarga por lluvia y el 15% de las extracciones. La zona de descarga ocupa 202 km² y en ella se origina el 85% de las extracciones, y tan sólo el 10% de la recarga por lluvia.



8) <u>Hidroquímica</u>

A partir de la información disponible en la BAC (Base de Datos de Agua de Canarias) se ha identificado 1.228 análisis pertenecientes a 203 captaciones en las que se conoce con razonable seguridad la formación geológica de la que se extrae el agua (Tabla 3.26)

Serie Basaltos Antiguos

En la zona de estudio, incluida la zona periférica, se cuenta con datos de 452 análisis químicos correspondientes a 51 captaciones cuya agua subterránea, según la descripción de las columnas geológicas, procede de la Formación de Basaltos Antiguos.

 Tabla 3.26. Distribución de captaciones y análisis por formaciones geológicas (IGME-CIAGC, 2003).

Formación	Número de captaciones	Número de análisis
Basaltos Antiguos	51	452
Serie Sálica	8	28
Formación Fonolítica	52	308
Formación Roque Nublo	47	172
Formación Detrítica Las Palmas	11	107
Formación Post-Roque Nublo	28	107
Materiales sedimentarios	5	52
Depósitos gravitacionales	1	2
TOTAL	203	1.228

Estas captaciones se sitúan fundamentalmente hacia el SE de la zona de estudio en las proximidades de Santa Lucía de Tirajana en el interior y, a medida que nos aproximamos hacia la costa, encontramos captaciones en la zona de Vecindario y el Carrizal. En la zona N, entre Santa Brígida y La Vega de San Mateo, existe un grupo de captaciones que también captan esta formación (Fig. 3.103).

A grandes rasgos, tras el análisis del diagrama de Piper realizado para la Fm de Basaltos Antiguos (Fig. 3.104) se han podido diferenciar tres tipos de 5 aguas subterráneas: Un primer grupo de análisis (grupo A) que quedarían proyectados en el vértice inferior del romboide, formado por aguas bicarbonatadas sódicas y que corresponderían a aguas poco evolucionadas consideradas como aguas típicas de la formación. Un segundo grupo de análisis (grupo B) situados a la izquierda del grupo anterior, con aguas bicarbonatadas magnésico-cálcicas, consideradas como aguas un poco más evolucionadas y, finalmente, un tercer grupo de análisis (grupo C) que se sitúa próximo al vértice superior del diagrama de Piper, y corresponde a aguas cloruradas magnésicocálcicas donde el grado de evolución es mayor.



Las aguas tipo A se localizan en el norte de la zona de estudio, en las captaciones ubicadas en la zona de periferia y en la zona sur en las captaciones situada hacia el interior con cotas de 400 hasta 900 m. Las de tipo B corresponden a captaciones más próximas a la costa cerca de los núcleos de Agüimes y Carrizal y las de tipo C se situarían al sur de la anterior, en la zona de Vecindario, donde han sufrido además un proceso de salinización adicional.



Figura 3.103. Situación de las captaciones muestreadas en los Basaltos Antiguos (IGME-CIAGC, 2003).





Figura 3.104. Diagrama de Piper de la Fm. Basaltos Antiguos (IGME-CIAGC, 2003).

Serie Sálica

Para la caracterización hidrogeoquímica de esta formación se cuenta con 8 puntos de inventario con un total de 28 análisis.

Estas captaciones están situadas mayoritariamente, al norte de la zona de estudio en las proximidades de la Vega de San Mateo, Santa Brígida y Valsequillo. En la zona de Telde y en las proximidades de Santa Lucía de Tirajana existe un conjunto de puntos que también captan esta formación (Fig. 3.105).

En la Figura 3.106 se ha representado su diagrama de Piper. En este caso se han establecido dos grupos de aguas: las que se han denominado aguas de tipo A situadas en el vértice inferior del diagrama y que corresponderían a aguas bicarbonatadas sódicas menos evolucionadas, y un grupo B cuyos análisis aparecen proyectados a la derecha del diagrama romboidal que corresponden a aguas cloruradas sódicas con un mayor grado de evolución y permanencia en el acuífero.





Figura 3.105. Situación de las captaciones muestreadas en la serie Sálica (ocre) y en la Fonolítica (verde). (IGME-CIAGC, 2003).





Figura 3.106. Diagrama de Piper de la serie Sálica (IGME-CIAGC, 2003).

Serie Fonolítica

Se cuenta con un total de 57 puntos que captan materiales de la serie Fonolítica, con un total de 308 análisis.

La distribución espacial de estas captaciones es relativamente homogénea en toda la zona tal y como se observa en la Figura 3105, aunque se aprecia un mayor número de captaciones en la mitad norte de la zona de estudio, así como en la zona costera al sur de Vecindario.

En la Figura 3.107 se ha representado en un gráfico de Piper los análisis tipo que captan la Fm. Fonolítica. Permite separar cuatro tipos evolutivos de agua. Un primer tipo A constituido, fundamentalmente, por aguas bicarbonatadas sódicas aunque en ocasiones llegan a ser bicarbonatadas sódico - magnésicas y/o sódico - cálcicas. Un segundo grupo B que estaría formado por aguas bicarbonatadas sódicas y bicarbonatadas - cloruradas o sulfatadas sódicas. Un tercer tipo C de aguas cloruradas



sódicas y, finalmente, un cuarto grupo, tipo D, constituido por aguas clorurado magnésico - sódicas.



Figura 3.107. Diagrama de Piper de la serie Fonolítica (IGME-CIAGC, 2003).

Serie Roque Nublo

Se han inventariado 47 captaciones en esta formación, con un total de 142 análisis. Se sitúan fundamentalmente en la mitad norte del área de estudio, en los alrededores de la Vega de San Mateo, Santa Brígida, Valsequillo y Telde (Fig. 3.108). En su diagrama de Piper (Fig. 109) se han diferenciado tres tipos de aguas. Un primer grupo, tipo A, con 13 puntos que quedarían proyectados en el centro del romboide, de tipo bicarbonatado sódico, poco evolucionadas y típicas de la formación. Un segundo grupo, tipo B, estaría constituido por aguas bicarbonatadas cloruradas o sulfatadas sódicas y corresponderían con aguas algo más evolucionadas y con un mayor tiempo de residencia en el acuífero. Y un tercer grupo, denominadas tipo C, estaría formado por aguas cloruradas sódicas donde el grado de evolución es mayor.





Figura 3.108. Situación de las captaciones muestreadas en la seie Roque Nublo (violeta) y en la Fm. Detrítica Las Palmas (amarillo) (IGME-CIAGC, 2003).

.





Figura 3.109. Diagrama de Piper de la serie Fonolítica (IGME-CIAGC, 2003).

Formación Detrítica Las Palmas

Para la caracterización de esta formación se cuenta con un total de 107 análisis químicos correspondientes a 11 captaciones que se sitúan en las proximidades del núcleo de Telde y hacia la costa, a una cota topográfica de 100 m sobre el nivel del mar. En la Figura 3.108 se observa la distribución espacial.

A través de su diagrama de Piper (Fig. 3.110) se han definido cuatro tipos de aguas, aunque realmente tres de ellas no constituyen un tipo de agua en sí, ya que sólo se cuenta con un análisis por tipo de agua para su definición.

El agua de tipo A es un agua de tipo bicarbonatado - clorurado magnésico - sódico, y se encuentra en la captación 424270006. Esta captación presenta una cota de fondo negativa así como indicios de presencia de CO₂ en el agua. Es un agua dura con una mineralización notable.

El agua de tipo B es de tipo clorurado magnésico y se encuentra en el punto de agua 424280035. Esta captación presenta una cota de fondo negativa y un elevado



contenido en cloruros de origen marino. Es un agua muy dura con una mineralización elevada.



Figura 3.110. Diagrama de Piper de la Fm. Detrítica Las Palmas (IGME-CIAGC, 2003).

El agua de tipo C es de tipo clorurado sódico-magnésico y pertenece a la captación 424240024. Puede contener retornos de riego ya que se aprecia un contenido en sulfatos y nitratos elevado. Además, el empeoramiento observado no presenta la evolución típica de contaminación marina. Se trata de un agua muy dura con una mineralización fuerte.

Las aguas que constituyen el grupo D están caracterizadas por los análisis correspondientes a ocho captaciones. En el diagrama de Piper estas aparecerían proyectadas en el vértice derecho del romboide. Un aspecto común en la mayoría de las captaciones es la de presentar una cota de fondo negativa y contenidos de nitratos y sulfatos elevados, lo que indica la existencia de retornos de riego a lo que habría que añadir un aumento de la salinidad como consecuencia de la intrusión marina que se produce en algunos puntos. Se trata de un agua con un grado de dureza medio y una mineralización fuerte.



Serie Post Roque Nublo

En la zona de estudio, incluida la zona periférica, se cuenta con 28 captaciones con un total de 107 análisis cuya agua subterránea, según la descripción de las columnas geológicas, procede de la Formación Post Roque Nublo (Fig. 3.111)

Estas captaciones se sitúan en la zona nordeste del área de estudio, en las proximidades de la Vega de San Mateo y Santa Brígida y un segundo grupo en las inmediaciones de los núcleos de Telde y Agüimes.

Tras el análisis del diagrama de Piper de la Fm. Post Roque Nublo (Fig. 3.112) se han establecido tres tipos de aguas subterráneas. Un primer tipo A que quedaría proyectado en la zona centro izquierda del romboide formado por aguas bicarbonatadas sódicas o magnésico-sódicas que corresponden con aguas poco evolucionadas. Un segundo tipo B que queda proyectado más próximo al vértice derecho del romboide formado por aguas cloruradas sódicas o sulfatadas cloruradas sódicas consideradas como aguas más evolucionadas, con un mayor tiempo de permanencia en el acuífero. Y finalmente un tercer grupo, tipo C, formado por aguas cloruradas sódico-magnésicas, con un mayor grado de evolución.



Figura 3.111. Diagrama de Piper de la Fm. Detrítica Las Palmas (IGME-CIAGC, 2003).





Figura 3.112. Situación de las captaciones muestreadas en la seie Post Roque Nublo (IGME-CIAGC, 2003).



La Tabla 3.27 resume los grados evolutivos de las facies hidroquímicas referidas para cada formación geológica.

Tabla	3.27.	Grupos	hidroquímicos	evolutivos	para	cada	formación	geológica	(IGME-CIAG,
2003).									

FORMACIÓN GEOLÓGICA	GRUPO A	GRUPO B	GRUPO C	GRUPO D	
Basaltos Antiguos	Bicarbonatadas sódicas	Bicarbonatadas magnésico-	Bicarbonatadas magnésico-		
		cálcicas	cálcicas		
Serie Sálica	Bicarbonatadas sódicas	Cloruradas sódicas			
Formación	Bicarbonatadas	Bicarbonatadas	Cloruradas	Cloruradas	
Fonolitica	sodicas	sulfatadas o sódicas	sodicas	magnesico- sódicas	
Formación	Bicarbonatadas	Bicarbonatadas	Cloruradas		
Roque Nubio	sodicas	sulfatadas o súlfatadas	sodicas		
Formación	Bicarbonatadas	Cloruradas	Cloruradas	Cloruradas	
Detrítica Las	cloruradas	magnésicas	sódico-	sódicas con	
Faimas	sódicas		magnesicas	intrusión y	
Formación	Bicarbonatadas	Cloruradas	Cloruradas		
Post-Roque	sódicas o	sódicas o	sódico-		
Nublo	magnésico-	sulfatadas	magnésicas		
	sódicas	cloruradas sódicas			
Materiales	Cloruradas	Cloruradas			
sedimentarios	sódicas	cálcico-			
		magnésicas			

9) Evolución hidroquímica temporal

Para su determinación se ha realizado un análisis de los datos de conductividad, cloruros, sulfatos y nitratos existentes en la zona. Se han elaborado mapas de isocontenidos para los períodos más extremos en el tiempo y con mayor cobertura espacial en la información. Como período de partida se tomó el correspondiente a 1970-74 (SPA-15) y como período final 1990-99.

Mapa de Conductividad SPA-15 (1970-74)

Para la realización de las isolíneas de conductividad eléctrica se han considerado un total de 138 puntos, cuyos valores oscilan entre 120 y 14.500 μ S/cm (Fig. 3.113). La



disposición de las isolíneas permite diferenciar dos zonas: una central coincidente con las zonas de cotas más altas que presenta unas conductividades eléctricas media de unos 100-300 μ S/cm y otra situada más hacia la costa, con una morfología casi paralela a la misma que abarca desde la isolínea de 1.000 μ S/cm hasta la isolínea de 4.000 μ S/cm, más próxima al mar.

En la zona comprendida entre Telde e Ingenio se observa una incipiente perturbación que se manifiesta por la migración de las isolíneas de 2.000 hasta 4.000 μ S/cm tierra adentro, situándose hasta cotas próximas a los 200 m. Algo similar, pero más acusado, se produce en la zona sur, en las proximidades de Vecindario, que debido a la menor pendiente de la zona, las isolíneas de 2.000 hasta 4.000 μ S/cm avanzan tierra adentro también hasta cotas próximas a los 200 m.

En este período se encontraron valores de conductividades eléctricas medias mayores de 14.000 μ S/cm en dos captaciones, la 424280028 y la 424370023, próximas a la costa. Otros valores anómalos elevados del orden de los 2.000 - 4.000 μ S/cm, se observaron en algunas captaciones situadas en las inmediaciones de San Bartolomé de Tirajana y Santa Lucia de Tirajana, así como en algunas captaciones dispersas de la zona norte.

Mapa de Cloruros SPA-15 (1970-74)

Para la elaboración del mapa de cloruros se han utilizado un total de 164 datos (Fig. 3.114) Sus valores oscilan entre los 10 mg/L, en las zonas altas, hasta los 5.200 mg/L en la costa. El mapa de isocloruros, como es lógico, es muy similar al de conductividades. Las isolíneas de cloruros adoptan una disposición más o menos circular y ligeramente paralela a la línea de costa, indicando un flujo radial del agua subterránea en la isla desde las zonas de cumbres hacia el mar. La distribución de las curvas puede considerarse homogénea desde la isolínea de 25 mg/L hasta la de 100 mg/L, a partir de la cual se empieza a intuir la existencia de dos grandes núcleos de contenido anormalmente alto de cloruros así como un aumento generalizado en la concentración de dicho parámetro al aproximarse a la costa.

En la zona comprendida entre Telde y Santa Brígida las aguas subterráneas presentan un contenido de cloruros superior a 200 mg/L incluso en captaciones situadas a una cota de 400-500 m. Otra zona fuertemente perturbada es la comprendida por los núcleos de Cruce de Arinaga, Sardina, Vecindario, Doctoral y Juan Grande, donde se alcanzan valores en torno a los 1.500 - 2.000 mg/L de cloruros.

El incremento de las concentraciones de cloruros es atribuible a varios procesos que pueden ser, o no, espacialmente coincidentes. Por su entidad y extensión cabe señalar



en primer lugar a una incipiente intrusión marina en la zona costera; en segundo lugar, a la infiltración en condiciones de aridez y con efecto de aerosol marino; y, en tercer lugar, a un prolongado recorrido y a un largo tiempo de residencia de algunas aguas en el acuífero. Además de estos procesos, la contaminación antrópica, la puntual existencia de aguas salinas atrapadas o la presencia de halita en algunos materiales también puede producir aumentos zonales de cloruros.



Figura 3.113. Isolíneas de Conductividad (µS/cm) en el SPA-15 (1970-74).





Figura 3.214. Isolíneas de Cloruros (mg/L) en el SPA-15 (1970-74).



Mapa de Sulfatos SPA-15 (1970-74)

Para la representación de los contenidos en sulfatos se han considerado un total de 159 puntos, cuyos valores oscilan entre 0 y 1.200 mg/L (Fig. 3.115). En la zona centro de la isla, las concentraciones en sulfatos son más bajas, produciéndose un aumento conforme se aproxima a la costa. Se observa cierto paralelismo entre las isolíneas y la línea de costa, concretamente a partir de la correspondiente a 50 mg/L.

En este período de principios de los años 70, los valores de sulfatos ya excedían a la concentración máxima admitida por la Reglamentación Técnico Sanitaria en un gran número de captaciones situadas en las proximidades de la costa. Se observan valores próximos a 300 mg/L en algunas captaciones en los alrededores de Vecindario, aunque las concentraciones más altas se obtienen en las proximidades de Telde con valores medios de 350-450 mg/L.

En la zona de Valsequillo y Santa Brígida la isolínea de 250 mg/L avanza hasta cotas próximas a los 700 m obteniéndose en algunas captaciones valores de sulfatos en torno a los 700 - 1.100 mg/L.

La presencia de sulfatos en las aguas subterráneas se puede atribuir a tres orígenes: los retornos de riego, cargados de abonos o aditivos correctores del índice SAR; litológico por disolución de la roca encajante; y marino como consecuencia de la intrusión de agua de mar en la captación.

En la zona de costa las isolíneas de cloruros, sulfatos y nitratos tienen una morfología similar, lo que parece apuntar a que existen relaciones entre dichos parámetros. En la zona de Vecindario la similitud entre las isolíneas de sulfatos y cloruros indica un origen común para ambos parámetros que sería atribuible a un proceso de intrusión marina. En la zona de Telde – Valsequillo - Santa Brígida las isolíneas de sulfatos, cloruros y nitratos presentan una morfología similar, lo que dificulta su interpretación. Una posible explicación sería una doble fuente de sulfatos: agrícola y/o intrusión, lo que explicaría los altos valores observados.

Mapa de Nitratos SPA-15 (1970-74)

El mapa de isocontenidos en nitratos se ha elaborado con un total de 163 puntos, cuyos valores oscilan entre 0 y 350 mg/L (Fig. 3.116). En general, los contenidos para este período son bajos, exceptuando las captaciones próximas a Telde, donde los valores sobrepasan los 250 - 300 mg/L. Estos altos contenidos son atribuibles a los retornos de riego en esta zona de gran tradición agrícola.





Figura 3.115. Isolíneas de Sulfatos (mg/L) en el SPA-15 (1970-74).




Figura 3.116. Isolíneas de Nitratos (mg/L) en el SPA-15 (1970-74).

Mapa de Conductividad (1990-99)

En su realización se han considerado un total de 539 puntos, cuyos valores oscilan entre 150 y 25.000 μ S/cm (Fig. 3.117). En este período se sigue observando una



distribución de las isolíneas paralela a la costa aunque más heterogénea que en el SPA-15. En general, los valores se mantienen o mejoran en la zona de cumbres, pero aumentan en el resto del área de estudio. La isolínea de 1.000 μ S/cm sufre una importante modificación en su trazado desplazándose hacia el interior de la isla, lo que indica un aumento de la mineralización del agua en la zona costera. Concretamente, en algunas captaciones de la zona de Vecindario se alcanzan conductividades del orden de 10.000 μ S/cm, lo que supone un aumento de unos 7.000 μ S/cm. En las captaciones más próximas a la costa, frente al núcleo de Telde, el aumento es de unos 3.000 μ S/cm

En la zona comprendida entre Santa Lucia y San Bartolomé de Tirajana los valores de conductividad permanecen más o menos estables, aunque han aumentado el número de captaciones con valores mayores a 2.000 µS/cm por lo que la isolínea abarca una mayor superficie.

Mapa de Cloruros (1990-99)

Se han utilizado un total de 534 datos para construir el mapa (Fig. 3.118).

Los valores de cloruros en este período se sitúan en tomo a los 20 mg/L para la zona central de la isla y a los 2.000-5.000 mg/L para la zona más próxima a la costa, llegándose a valores puntuales que sobrepasan los 10.000 mg/L

Al comparar el mapa de la década de los 90 con la de inicios de los 70 se observa:

- Una migración tierra adentro de las isolíneas comprendidas entre los 100 mg/L y los 1.000 mg/L con respecto a las obtenidas en el SPA-15.
- Que las captaciones de la zona de Vecindario El Doctoral, con valores durante el SPA–15 en torno a los 1.500-2.000 mg/L de Cl⁻, pasan a ser del orden de 4.000-5.000 mg/L, y que más hacia la costa, los contenidos aumentan de manera importante apareciendo varios puntos que superan los 8.000 mg/L, claros indicios de intrusión marina.

La zona próxima al Carrizal y el Goro, presenta un notable aumento en la concentración de Cl-, que podría estar relacionado con las extracciones realizadas a lo largo de esta década para abastecer a los cultivos de invernaderos existentes en la zona. Lo mismo sucede entre Sta. Brígida y Telde, donde este ion ha aumentado en prácticamente todas de las captaciones, siendo del orden de los 400-500 mg/L y entre Telde y la costa, donde se alcanzan los 1.000 mg/L de cloruros.





Figura 3.117. Isolíneas de Conductividad (µS/cm) (1990-99).





Figura 3.118. Isolíneas de Cloruros (mg/L) (1990-99).



Mapa de Sulfatos (1990-99)

En su realización se han considerado un total de 538 puntos, cuyos valores oscilan entre 0 y 1.700 mg/L (Fig. 3.119).

En este período se mantienen los valores bajos de la zona central del área de estudio, aumentando la concentración de SO₄= con la cercanía a la costa. Continúa existiendo cierto paralelismo entre las isolíneas y la línea costera persistiendo las distintas áreas de mayor concentración establecidas en el período del SPA-15, aunque poniéndose de manifiesto un aumento en la concentración de sulfatos en las aguas subterráneas en la mayoría de las captaciones. En la zona de Santa Brígida-Valsequillo la isolínea de 250 mg/L se adentra hasta cotas mayores de 400 m, llegando a posiciones del orden de 200 m en la zona de Vecindario.

Para este período también existe cierta similitud entre las isolíneas de sulfatos respecto a las de cloruros y nitratos. Los dos grandes núcleos o sectores, Telde-Santa Brigida- Valsequillo y Vecindario, quedan delimitados claramente en los tres planos de isocontenidos elaborados, lo que indica una interrelación entre estas variables.

De manera puntual, a cotas mayores por encima de Vecindario y Santa Lucia - San Bartolomé de Tirajana, se observan valores altos de sulfatos acompañados de un aumento de nitratos lo que parece indicar un posible origen a retornos de regadío y/o aditivos correctores de SAR.

Mapa de Nitratos (1990-99)

Se ha construido con 500 puntos, cuyos valores oscilan entre 0 y 350 mg/L (Fig. 3.120).

Al comparar los valores máximos obtenidos en el período SPA-15 con los de este período, se observa una modificación importante en la calidad del agua. La isolínea de 50 mg/L se sitúa a lo largo de toda la costa, produciéndose inflexiones hacia el interior en las zonas con problemas.

Existe un gran número de captaciones con contenidos mayores de 50 mg/L situadas en las inmediaciones de los principales núcleos de población como Telde, Ingenio y Carrizal. Hacia el interior de la zona también se observan puntos con contenidos elevados en San Bartolomé, Santa Lucía de Tirajana y en las inmediaciones de Valsequillo, aunque son de carácter local.

Este alto contenido de nitratos se debe a procesos de retornos de riego. El hecho de no producirse un incremento cuantitativo respecto al período SPA-15 puede ser debido a una disminución de la superficie de riego para este período, así como al uso de técnicas de menor consumo de agua minimizando el retorno.





Figura 3.119. Isolíneas de Sulfatos (mg/L) (1990-99).





Figura 3.120. Isolíneas de Nitratos (mg/L) (1990-99).



10) Áreas con problemas de contaminación de aguas

Basándose en todos los datos obtenidos, se planteó la necesidad de definir aquellas áreas que presentan problemas de calidad del agua, sea por intrusión marina o por efectos antrópicos. Las zonas se han establecido en base a diversas fuentes modificadoras: por un lado aquellas cuya salinización viene dada por procesos de intrusión marina; por otro, aquellas con problemas de contaminación debidas a la actividad agrícola y por las pérdidas derivadas de las redes de distribución de aguas residuales.

Captaciones con indicios de intrusión marina

Su definición se ha realizado basándose en diversos criterios que pueden darse simultáneamente o no, dependiendo de su naturaleza, en las captaciones seleccionadas, que han sido un total de 123. La mayoría de ellas se sitúan próximas a la costa y/o a las zonas consideradas como de mayor explotación como son Telde y Vecindario. Aunque también existen grupos de captaciones en las proximidades del Goro, Carrizal y Agüimes (Fig. 3.121).

Los criterios básicos fueron: que las captaciones presentaran cotas de fondo de pozo negativa y que el contenido en cloruros fuera mayor de 300 mg/L (límite máximo para el riego de cultivos resistente a la salinidad) y a su vez evolucionara con el tiempo. Además, se tuvo en cuenta que los valores de las relaciones iónicas más indicativas de intrusión marina, rCl/rHCO₃ y rMg/rCa, presentaran valores próximos a los obtenidos para el agua del mar. Otro factor a tener en cuenta fue la analítica completa de las aguas de dichas captaciones, en concreto de las concentraciones de SO₄ y NO₃ y su evolución en el tiempo, ya que dan información complementaria sobre la posible afección y origen de la misma.

El hecho de que las captaciones presentaran cota de fondo de pozo negativa es un criterio básico para que se produzca procesos de intrusión marina como consecuencia de una sobreexplotación o explotación intensiva en una captación. Las cotas de fondo de los pozos se ha obtenido tras la diferencia entre la cota topográfica donde está situada la captación y la profundidad de la misma.

Respecto al contenido en cloruros, en algunas captaciones es elevado pero no evoluciona en el tiempo. Se ha considerado como un proceso de intrusión marina, ya que el cloruro es un elemento muy estable que no interacciona con el medio y no existe otra explicación para valores tan elevados. El hecho que no evolucione se ha considerado como una consecuencia de un posible abandono de la captación.

Un gran número de captaciones próximas a Vecindario presenta un contenido elevado en cloruros así como unos valores de la relación rCl/r(CO₃H+ CO₃) propios del medio



marino. Esto confirma en gran medida el proceso de intrusión que se ha producido en la zona. En el resto de sectores, entre ellos Telde, los valores de la relación rCl/r(CO₃ H+ CO₃) no siempre corresponden con valores de agua de mar, sin embargo otros factores como el aumento en cloruros, sulfatos, etc, indican dicho proceso de intrusión. Una posible explicación podría ser que las relaciones iónicas se basan en resultados analíticos, y los análisis proceden de distintas campañas de muestreos, muy zonales por cierto, así como de distintos laboratorios y fechas de muestreo por lo que hay que tomarlos con precaución.

<u>Captaciones con indicios de contaminación por aquas residuales y/o indicios de</u> <u>contaminación agrícola</u>

En este apartado se incluyen aquellas captaciones que presentan una salinidad elevada, pero donde dicha concentración no se corresponde con un proceso de intrusión marina. Se han diferenciado dos posibles causas: contaminación producida por retornos de aguas de regadíos y/o captaciones afectadas por vertidos de aguas residuales. Los indicadores han sido los contenidos de nitratos y nitritos.

Este tipo de afección se traduce en un mayor contenido iónico en el agua, dando lugar a aguas sulfatadas y cloruradas, aunque con concentraciones menores que las afectadas por intrusión marina. No obstante, en algunas captaciones no ha sido posible diferenciar claramente si la afección es por vertidos de aguas residuales o por retornos de riego. En algunos casos, este hecho se debe a que dichas captaciones presentan ambas afecciones; en otros, a que el nitrito ha desaparecido y se ha transformado en nitrato. La presencia de nitritos es un claro indicador de vertidos recientes de aguas residuales, así como de la proximidad de los mismos a la captación.

Se definieron un total de 103 captaciones con indicios de vertidos de aguas residuales y 127 con indicios de contaminación agrícola. Las Figuras 3.122 y 3.123 resumen los resultados de ambos estudios.

En la Figura 3.122 (aguas residuales) se aprecia que las captaciones afectadas se sitúan muy próximo a los núcleos de población más importantes: Telde y Vecindario, aunque también existen algunas captaciones aisladas afectadas que pueden corresponder con pozos negros de viviendas diseminadas. En la Figura 3.123 (contaminación agrícola) se observa que la mayor concentración de captaciones se corresponde con la zona de Telde de gran tradición agrícola, así como en otras zonas de cultivos más o menos importantes.





Figura 3.121. Puntos de agua con intrusión marina (1990-99).





Figura 3.122. Puntos de agua con vertidos de aguas residuales (1990-99).





Figura 3.123. Puntos de agua con vertidos de aguas residuales (1990-99).



3.1.10. EL ESTUDIO DEL ITER PARA PETRATHERM (2013)

Petratherm España S.L. encargó en 2013 al Instituto tecnológico y de energías renovables (ITER S.A.) la elaboración de una base de datos y una memoria geoquímica con todos los análisis de fluidos de Gran Canaria disponibles hasta la fecha y que pudieran ser de utilidad para sus objetivos de exploración geotérmica en la isla de Gran Canaria, centrados en el Permiso de Exploración Atidama (Fig. 3.124)



Figura 3.124. Mapa de puntos de agua utilizados en el informe y situación del permiso de exploración Atidama, propiedad de Petratherm, SA (ITER, 2013).

Esta base de datos geotérmica de Gran Canaria, en adelante denominada GCGDB: Gran Canaria Geothermal Database, se construyó con la recopilación de 403 análisis químicos e isotópicos de muestras de aguas subterráneas y superficiales procedentes de las bases de datos y estudios preexistentes. Los trabajos en los que el ITER basó su estudio de síntesis geoquímica son:

 "Prospección de la energía geotérmica en Gran Canaria (Fase Preliminar). Informe Final" de la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción, bajo la subcontratación a la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A. (ENADIMSA). Diciembre de 1979. 161 pp.



- "Evaluación del potencial geotérmico de la isla de Lanzarote y selección de anomalías en las Islas Canarias. Informe Final I. Control de sondeos y operaciones de registro. Inventario y termometría para selección de otras áreas en Canarias". IGME. Diciembre de 1977. 137 pp.
- Gasparini et al., 1990: "A geochemical and isotopic study of groundwater flow paths in a volcanic area under semi-arid climatic conditions (Amurga, Gran Canaria, Canary Islands)." Journal of Hydrology, 114, pp. 61-91.
- Base de Datos Hidroquímica del Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIAGC).
- Base de Datos Hidroquímica de la Fundación Centro Canario del Agua (FCCA).
- Base de datos geoquímica del Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER).

Sobre la composición química deducida de estos inventarios, se llegan a las siguientes conclusiones:

• Las aguas subterráneas de Gran Canaria son en su mayoría del tipo sódicocloruradas, aunque también existen algunas zonas donde predominan las facies carbonatadas (p.e. cerca de la localidad de Agüimes) (Fig. 3.125).



Figura 3.125. Diagramas triangulares del contenido catiónico (izquierda) y aniónico (derecha) en las aguas subterráneas de Gran Canaria disponibles en la GCGDB (ITER, 2013).

 Con el fin de evaluar el grado de madurez de las aguas subterráneas de Gran Canaria se representa el contenido catiónico en un diagrama triangular de Giggenbach (Figura 3.126). Se puede observar que la mayor parte son aguas



inmaduras y que, por tanto, no pueden utilizarse geotermómetros que involucren Mg^{+2} , Na^+ o K^+ , sin embargo existe un reducido grupo de aguas subterráneas que han alcanzado un cierto grado de madurez en la interacción agua/roca y cuya temperatura de equilibrio es de aproximadamente 100°C.



Figura 3.126. Diagrama de Giggenbach de las aguas subterráneas de Gran Canaria (ITER, 2013).

 La temperatura de las aguas subterráneas de Gran Canaria a partir de los análisis disponibles en la GCGDB varían entre 17 y 42°C con un valor promedio de 26.5°C. La zona con las aguas subterráneas con temperaturas más altas se encuentran dentro del Permiso de Exploración Geotérmico (P.E.G.) "Atidama", observándose el valor más alto (42°C) en el "Pozo Hoyas Quemadas", en el término municipal de Agüimes (Fig. 3.127).

Cabe señalar que esta zona anómala coincide, tal y como se puede observar en la Figura 3.128 (extraída de los informes del IGME), con las áreas de depresión del nivel piezométrico por debajo del nivel del mar publicadas en el SPA-15. Una posible explicación para esta coincidencia, que ya se postuló en el informe del IGME, es que debido a la intensa explotación de las aguas subterráneas de esa



zona, se haya originado un movimiento ascendente hacia la misma de aguas más profundas y, por tanto, más calientes.



Figura 3.127. El permiso Atidama y el mapa de temperaturas de los pozos de Gran Canaria.



Figura 3.128. Zonas con el nivel estático por debajo del nivel del mar, según el SPA-15 (ITER, 2013).



 El pH de las aguas subterráneas está normalmente entre 6 y 8, pero existen al menos 18 muestras con pH inferior o igual a 6, y 24 muestras con pH superior a 8 (Fig. 3.129).



Figura 3.129. Mapa de pH de las aguas subterráneas (ITER, 2013).

- La concentración de bicarbonatos disueltos varía entre 2100 y 70 mg/L, con un valor promedio de 420 mg/L. Dentro del permiso de exploración "Atidama" se encuentran al menos tres puntos que superan los 1500 mg/L (Fig. 3.130).
- La concentración de sílice disuelta en las aguas subterráneas varía entre 10 y 130 mg/L, con un valor promedio de 68 mg/L. (Fig. 3.131).
- Como se puede comprobar en las Figuras 3.132, 3.133 y 3.134 las aguas con mayores concentraciones de bicarbonatos también suelen tener por lo general altos contenidos en sílice y a su vez presentan los valores de pH relativamente más bajos. Sin embargo, no existe correlación alguna entre las aguas subterráneas de mayor temperatura con aquellas que poseen altos contenidos de sílice y bicarbonatos y bajos pH.





Figura 3.130. Concentración de bicarbonatos en las aguas subterráneas (ITER, 2013).



Figura 3.131. Concentración de sílice en las aguas subterráneas (ITER, 2013).





Figura 3.132. Correlación pH - bicarbonatos en las aguas subterráneas (ITER, 2013).



Figura 3.133. Correlación pH – sílice en las aguas subterráneas (ITER, 2013).





Figura 3.134. Correlación bicarbonatos – sílice en las aguas subterráneas (ITER, 2013).

 De acuerdo con lo expuesto, muy probablemente el aporte de CO₂ profundo y su interacción con el acuífero es uno de los principales procesos responsables de las características físico-químicas finales de las aguas subterráneas de Gran Canaria. Este CO₂ endógeno, de origen magmático pero no necesariamente asociado a un sistema geotérmico, al disolverse en el acuífero disminuye el pH del agua y aumenta la concentración de bicarbonatos. Al disminuir el pH, la solubilidad de los minerales de las rocas ígneas (vidrio y minerales) aumenta, permitiendo su mejor disolución.

Así, en aguas con temperaturas relativamente bajas, la tasa de precipitación de las fases silíceas como cuarzo, calcedonia e incluso cristobalita, es demasiado lenta para mantener la entrada de sílice procedente de la disolución de las fases primarias. Como resultado, la concentración de sílice disuelta puede aumentar hasta alcanzar niveles que se acercan a la solubilidad de la sílice amorfa. Bajo estas condiciones es donde el aporte de CO₂ endógeno facilita la disolución de la roca, por lo que el uso de geotermómetros basados en el equilibrio con las fases silíceas no resultaría apropiado.

 En este orden de cosas, la Figura 3.135 representa la temperatura del agua subterránea respecto a su concentración en sílice. Se observa que prácticamente todas las muestras caen entre las líneas de solubilidad de la cristobalita y de la sílice amorfa, excepto 5 muestras que corresponden a



"Sondeo Los Granadillos", "Pozo El Hoyo", "Pozo San Antonio", "Sondeo Mascuervo", y "Sondeo Lezcano", de las cuales tan sólo la última está dentro del P.E.G. "Atidama" (fig. 3.135)



Figura 3.135. Relación entre la temperatura, el contenido de SiO₂ y las fases minerales silíceas (ITER, 2013).

Por último, las aguas carbónicas embotelladas de "Firgas" proceden de un pozo de entre 100 y 150 m de profundidad que extrae un agua mineral naturalmente gasificada y a 25°C, según la información suministrada por la compañía embotelladora. Sin embargo, tal y como se comentó anteriormente, las aguas ricas en dióxido de carbono no son necesariamente indicadores geotermales aunque éstas pueden ser ricas en él. Las aguas minerales de Firgas, por su contenido en gas libre, no indican por si mismas la existencia de un sistema geotermal. Su composición química se resume en la tabla siguiente:

Mineral	Ca^{+2}	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl	SO_4^{-2}	SiO ₂
mg/l	79.7	41.4	62.9	10.1	513.8	44.7	28.2	113.2

En resumen, la composición químico-física del agua subterránea de Gran Canaria está muy condicionada por el aporte de CO₂ profundo, que produce el descenso de pH aumentando la agresividad de las aguas y favoreciendo los procesos de disolución de la roca. Con los datos físico-químicos existentes de las aguas subterráneas de Gran Canaria disponibles en la GCGDB, no se observan evidencias claras de la existencia de un sistema geotermal cercano a superficie, aunque no se descarta que exista una actividad geotérmica a mayor profundidad.



4. ANÁLISIS DE LOS TRABAJOS PREVIOS DE GEOQUÍMICA DE GASES CON FINES DE EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN LA ISLA DE GRAN CANARIA

Como se ha mencionado en apartados anteriores, entre los años setenta y los noventa, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y otras instituciones dedicadas al campo de la minería realizaron un intenso trabajo de investigación sobre los recursos geotérmicos existentes en el país debido a la crisis energética de los años 70'. Posteriormente, la investigación geotérmica experimentó un fuerte descenso y sólo unos pocos proyectos en materia de recursos geotérmicos se mantuvieron activos en España desde principios de los 90 hasta el año 2006, en comparación con los numerosos proyectos ejecutados durante las dos décadas anteriores. Actualmente, este situación general ha cambiado de manera muy positiva en los últimos años, donde la energía geotérmica se ha convertido en una nueva fuente de actividad científica e investigadora con un alto potencial (Sánchez Guzmán & García de la Noceda, 2010).

Los trabajos de exploración geotérmica en una zona concreta se basan en definir su tamaño, forma, estructura y determinar sus características (tipo de fluido, temperatura, composición química y capacidad de producir energía,..). Estas características pueden ser determinadas a través de la aplicación y uso de técnicas de exploración en el ambiente superficial así como a través de sondeos de exploración. Dado que los trabajos de exploración (métodos geoquímicos, geofísicos, etc.) en el ambiente superficial suelen ser mucho más económicos, es común realizar un extenso programa de exploración superficial antes de comenzar a hacer perforaciones profundas (~1500-2000 m) o relativamente profundas (~600 m).

La exploración geoquímica superficial se materializa realizando una amplia caracterización química e isotópica de las manifestaciones geotermales visibles más obvias como por ejemplo, fumarolas o surgencias de aguas calientes, que existan en la zona de estudio. No obstante, hay zonas que tienen carencias de manifestaciones geotermales visibles en el ambiente superficial, por lo que la prospección geoquímica de gases y volátiles en la atmósfera del suelo y en la propia matriz del suelo, respectivamente, puede llegar a proporcionar una información muy útil sobre aquellas zonas del área de estudio con una mayor permeabilidad vertical y por donde podrían ascender fluidos de origen profundo.

En ambientes volcánicamente activos, como las Islas Canarias, la emisión de gases de origen endógeno es un proceso constante que ocurre a través del edificio volcánico. Las emisiones de estos gases ocurren tanto en periodos de actividad como en periodos



intereruptivos y pueden clasificarse en dos grupos (Allard et al., 1991; Baubron et al., 1990): "emisiones visibles" (fumarolas, hervideros, penacho volcánico...) y "emisiones no visibles o difusas" (a través de los flancos del edificio volcánico y de las zonas de mayor permeabilidad vertical). El mecanismo difusivo ocurre de una forma silenciosa y son numerosos los estudios de desgasificación difusa realizados durante los últimos 20 años y centrados principalmente en la medida del flujo de CO₂ (Cardellini et al., 2003, 2017; Chiodini et al., 1996; Fridriksson et al., 2006; Hernández et al., 1998, 2000, 2001a, 2001b, 2001c, 2003, 2006, 2015, 2017; Melián et al., 2004, 2012, 2014; Notsu et al., 2005, 2006; Padrón et al., 2007a, 2007b; 2015; Pérez et al., 1996a, 2004a, 2006; Salazar et al., 2001, 2003;) y que han puesto de manifiesto la relación entre las emisiones difusas de CO₂ y las características volcano-estructurales y la dinámica eruptiva. El CO₂ es la segunda especie más abundante, después del agua, en los gases volcánicos, y presenta la ventaja de ser poco soluble en fundidos silicatados (Barnes & Allison, 1988; Stolper & Holloway, 1988; Gerlach, 1990; Baubron et al., 1991; Giggenbach, 1992a, 1992b; Symonds et al., 1996).

Cabe señalar, que después del agua, los principales componentes emitidos por los volcanes son el CO₂, SO₂, H₂S, HCl, N₂, H₂ (Giggenbach, 1996) y gases nobles como He y Ar (Hilton et al., 2001). El estudio de sus tasas de emisión y sus relaciones molares nos informan de los procesos físico-químicos que tienen lugar en profundidad y nos ayudan a caracterizar el sistema volcánico hidrotermal asociado a la actividad volcánica.

4.1. CAMPAÑA DE EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN ATIDAMA, GRAN CANARIA

Posteriormente a la publicación del Inventario Nacional de Manifestaciones Geotérmicas realizado por el IGME en 1975, se identificaron varias zonas en Gran Canaria donde las aguas subterráneas presentaban unas características físico-químicas interesantes desde el punto de vista de la exploración geotérmica. Por este motivo, se realizaron los estudios hidroquímicos e isotópicos de mayor detalle, como se ha detallado de manera exhaustiva en el anterior capítulo, en ciertas zonas de la isla a partir de muestras de aguas subterráneas y manantiales. Finalmente, con el apoyo de los resultados de estos últimos estudios, se seleccionaron dos puntos para la perforación de sendos sondeos exploratorios donde las anomalías físico-químicas en las aguas eran más importantes: el sondeo "S-1" o "Barranco de Las Palmas" y el sondeo "S-2" o "Agüimes" ambos dentro actual permiso de exploración geotérmica



temperatura de las aguas subterráneas (>42ºC) y los resultados de los estudios hidrogeológicos realizados por Gasparini et al. (1987, 1990).

Por estos motivos y dado que en este área no existen manifestaciones geotermales en su ambiente superficial, se realizó una campaña de prospección geoquímica de gases y volátiles del ambiente superficial del suelo, implicando la materialización de un amplio análisis químico e isotópico en el mismo. El área final seleccionada fue de unos 104 Km², localizada en el SE de la isla entre los municipios de Ingenio, Agüimes, Santa Lucía y San Bartolomé de Tirajana (Fig. 4.1). Posteriormente a los estudios de geoquímica de gases llevados a cabo, se procedió a la elaboración de mapas de distribución espacial de los gases estudiados y la estimación de las tasas de emisión aplicando diversas metodologías estadísticas.



Figura 4.1. Mapa geológico simplificado de la isla de Gran Canaria (modificado del IGME, 2011), con la ubicación de Atidama, dominio minero estudiado con fines del exploración geotérmica (2012)

4.1.1. METODOLOGÍA

La campaña de campo fue realizada en el mes de septiembre de 2012 en el dominio minero Atidama, que cubre un área de unos 104 Km² aproximadamente. En total se



seleccionaron 600 puntos de muestreo distribuidos lo más homogéneamente posible en toda el área de estudio. La separación media entre los puntos fue de aproximadamente 250 metros con el fin de poder detectar anomalías de emisión de gases a una escala relativamente pequeña. Los puntos de muestreo se seleccionaron en función de su accesibilidad y criterios geológicos.

En cada uno de los puntos de muestreo fueron realizadas las siguientes medidas:

1) Medida in situ del flujo difuso de CO₂ en el ambiente superficial del área de estudio.

Las medidas de flujo difuso de CO₂ se realizaron depositando de forma invertida una cámara de acumulación en la superficie del suelo. Gracias a la presencia de una pequeña bomba, el gas que sale del suelo y que es acumulado en la cámara se hace circular a través del espectrofotómetro de IR y luego regrese a la cámara. En consecuencia la concentración de CO₂ se incrementa dentro de la cámara a medida que pasa el tiempo. Dentro de la cámara, existe una hélice que permite homogenizar la muestra. Entre la cámara y el detector de IR se coloca una trampa de Mg(ClO₄)₂ con el objeto de atrapar el vapor de agua proveniente del suelo, evitando la interferencia analítica que ésta produce en la medida de la concentración de dióxido de carbono, y el daño que la condensación del agua produciría en la célula de IR.

La señal, proporcional a la concentración de CO₂ en la cámara de acumulación, es recogida por un *datalogger* que a su vez transmite los datos a un ordenador para su procesamiento. El incremento de la concentración del gas CO₂ en la cámara de acumulación en función del tiempo (Baubron et al., 1991). La medida de flujo difuso del gas es directamente proporcional a la pendiente definida por la variación de la concentración del gas en la cámara a lo largo de los instantes iniciales de las medidas. Transcurrido un periodo de tiempo suficiente, la concentración del gas acumulado alcanza el equilibrio dinámico con el gas existente en suelo y tiende a estabilizarse, obteniéndose una plataforma o zona estable en la curva. Cuando esto ocurre, la concentración dentro de la cámara experimenta una situación de equilibrio dinámico con el gas procedente del suelo.

2) Análisis in situ de la actividad de los gases radón (²²²Rn) y torón (²²⁰Rn) del suelo.

En cada uno de los puntos de muestreo se realizó la medida de la actividad del gas radón (²²²Rn) y torón (²²⁰Rn) en el ambiente superficial del suelo por espectroscopía alfa de alta resolución. Para ello se usó de un sensor de Rn modelo SARAD RTM 092/02/02 y SARAD RTM 2010-2 (fabricado por SARAD GmbH, Dresden, Alemania),



que se basa en la determinación de los productos derivados de su decaimiento radiactivo, ²¹⁸Po (para el ²²²Rn) y ²¹⁶Po (para el ²²⁰Rn).

Para la realización de las medidas de la actividad de radón y torón en la atmósfera del suelo, se insertó una sonda metálica de acero inoxidable de unos 3 mm de diámetro interno a 40 cm de profundidad. El gas de la atmósfera del suelo es bombeado durante 10 minutos con un caudal de 3 l/min desde la sonda metálica hacia el sensor de Rn a través de un tubo de silicona. La precisión de las medidas depende de la concentración del gas y del tiempo de integración. El monitor de Rn responde rápidamente a cambios en la concentración del gas y se usará un tiempo de integración de 10 minutos. Los datos almacenados en el módulo de memoria interna se descargan a posteriori en el laboratorio mediante el software suministrado por el fabricante.

3) Análisis in situ de la concentración de vapor de mercurio (Hg⁰)

En cada uno de los puntos de muestreo se determinó in situ la concentración de vapor de Hg⁰ en la atmósfera del suelo mediante una técnica potenciométrica. Para ello, se hizo uso del sensor portátil Jerome 431-X. El sensor está dotado de dos láminas de oro, una que actúa como referencia (no queda expuesta a la muestra), y otra que queda expuesta a la muestra. La muestra es succionada al interior del instrumento por una pequeña bomba, y el Hg⁰ se deposita sobre la lámina dando lugar a un pequeño cambio en la resistencia eléctrica que se mide entre las dos láminas, las cuales están configuradas en un puente de Wheatstone. Estos pequeños cambios en la resistencia eléctrica del sistema están relacionados con la concentración de Hg⁰. Para realizar la medida, en cada punto de muestreo se insertó una sonda metálica de acero inoxidable de unos 3 mm de diámetro interno a 40-50 cm de profundidad y se tomarán 60 cm³ de gas de suelo con una jeringa hipodérmica. La muestra de gas del suelo se hace pasar a través de un filtro de polvo mientras es succionada por el equipo. A continuación se obtiene la lectura de la medida de la concentración de Hg⁰. Las medidas se realizaron después de comprobar la respuesta del analizador con aire atmosférico, libre de Hg⁰. El instrumento registra el valor de concentración de Hg⁰, ya que tienen en consideración el volumen succionado por la bomba y el tiempo de succión de la misma. Debido a que el volumen de inyección es menor y conocido en cada uno de los casos, es necesario aplicar un factor para corregir la concentración final obtenida. Este factor dependerá tanto del caudal de flujo de la bomba, como del volumen muestreado.



4) Medidas in situ de temperatura del suelo a 15 y a 40 cm de profundidad.

Las medidas de temperatura del suelo fueron efectuadas con dos sondas termopar a profundidades diferentes: 15 y a 40 cm de profundidad; además, en cada punto también se mide la temperatura ambiente. El objetivo de dichas medidas fue el cálculo del gradiente térmico del suelo (T_{40} - T_{15}) y el gradiente térmico dado por T_{40} - T_{aire} .

5) Toma de muestras de gas del suelo de origen volcánico.

Las muestras de gas del suelo fueron recogidas usando de una sonda metálica insertada previamente en el suelo a unos 40 cm de profundidad. El gas se extrajo con la ayuda de una jeringuilla hipodérmica de 60 cm³, haciendo circular el gas por un vial sellado de 10 cm³ en el cual quedará almacenada la muestra. El vial se deja con una ligera sobrepresión para asegurar, por un lado que todas las muestras se analizan a la presión atmosférica del lugar de análisis y, por otro, evitar la posible contaminación atmosférica. Las muestras de gas del suelo recolectadas serán analizadas para la determinación de:

- La composición química de los gases del suelo H₂, O₂, N₂, CO₂ y CH₄, mediante un microcromatógrafo de gases modelo VARIAN CP4900.
- La composición química e isotópica de los gases He y Ar usando espectrómetro de masas tipo cuadrupolar modelo Pfeiffer Omnistar 422
- La firma isotópica del carbono (δ^{13} C-CO₂) en el gas del suelo usando un espectrómetro de masas (IRMS) Finnigan modelo MAT 253.

4.1.2. RESULTADOS

Los datos publicados hasta ahora son los que se muestran en el trabajo de Rodríguez et al. (2015a), el cual se ha centrado en el estudio de las concentraciones de He e H₂ y sus relaciones molares en Atidama, al sureste de Gran Canaria (Fig. 4.1). Dichos gases ofrecen importantes ventajas en la detección de zonas con mayor permeabilidad vertical frente a otros gases reactivos, como por ejemplo el CO₂, ya que están menos influenciados a los procesos de interferencia (lavado por la existencia de agua subterráneas, interacción con otros cuerpos rocosos, des-carbonatación,...) que tienen lugar en su ascenso hacia la superficie.

En la Tabla 4.1 se muestra un resumen estadístico de los resultados analíticos de las medidas de concentración de He e H_2 en el gas del suelo del permiso de exploración geotérmica 'Atidama'. Se puede observar como los valores de He oscilaron entre un



mínimo de 3,8 mg/L y un máximo de 6,1 mg/L, con un valor promedio de 5,22 mg/L de He. Este valor promedio está cercano al valor atmosférico típico del He en al aire 5,24 mg/L. Por otro lado, los valores de H₂ oscilaron entre un mínimo de 0,7 mg/L y un máximo de 7,2 mg/L, con un valor promedio de 1,56 mg/L, superior en este caso a los valores atmosféricos típicos de H₂ (~0,5 mg/L).

Rodríguez et al. (2015a), realizaron la caracterización gráfico-estadística de los datos a partir de la elaboración de diagramas que permitiesen distinguir posibles poblaciones geoquímicas (Sinclair, 1974). La existencia de distintas poblaciones geoquímicas refleja la influencia de distintos procesos físico-químicos (externos e internos). La representación estadístico-gráfica de los datos de concentración de He en la atmósfera del suelo, muestra dos distribuciones normales que se corresponden con la existencia de tres poblaciones geoquímicas (Fig. 4.2): la población de fondo (95,2% de los datos) con un valor promedio de 5,22 mg/L, la población pico (2,0% de los datos) con un valor medio de 6,03 mg/L y una población intermedia entre ambas. Por otro lado, los resultados obtenidos tras la aplicación del estudio gráfico-estadística de los datos de concentración de H₂ también muestra dos poblaciones normales que se corresponden con tres poblaciones geoquímicas (Fig. 4.3): la población de fondo (88,5% de los datos) con un valor medio de 1,37 mg/L y una población pico (0,57% de los datos) con un valor promedio de 5,20 mg/L, además de una población intermedia entre ambas.

Tabla 4.1.	Resumen	estadístico	simple de	los resultad	dos analí	ticos de	la concentra	ición de gas
del suelo d	de He y H ₂	medida en	el dominic	o minero de	Atidama	a para la	exploración	geotérmica
en las Islas	s Canarias							

	He (mg/L)	H₂ (mg/L)
Promedio	5,2	1,5
Mínimo	3,8	0,7
Media	5,2	1,4
Máximo	6,1	7,2





Figura 4.2. Probabilidad acumulada de la concentración de He en el gas del suelo en el dominio minero de Atidama, Gran Canaria (Modificado de Rodríguez et al., 2015a)



Figura 4.3. Probabilidad acumulada de la concentración de H₂ en el gas del suelo en el dominio minero de Atidama, Gran Canaria (Modificado de Rodríguez et al., 2015a)



Con la finalidad de evaluar la distribución espacial del He e H₂, 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 las especies en estudio. La generación de las representaciones se realiza a través de un algoritmo de simulación gaussiana (sGs) a partir del programa GSLIB (Deutsch & Journel, 1998), que simula los valores de la variable en los no muestreados.

Para la elaboración del mapa de concentración de He, los valores se dan utilizando la notación Δ He, donde Δ He= [He]_{Atmósfera del suelo} – [He]_{aire}, siendo [He]_{aire} =5.240 ppb. En el mapa de distribución espacial de Δ He en el gas de suelo (Fig. 4.4), se pueden observar leves anomalías en la zona sur del área de estudio, con valores máximos de 800 ppb (0,8 mg/L). Por otro lado, en el mapa de distribución espacial de la concentración H₂ en el gas del suelo se observan los valores mayores en la zona norte del área de estudio con dirección NW-SE (Fig. 4.5), coincidente con la alineación estructural de la ruptura volcánica Plio-Cuaternaria de la isla de Gran Canaria (Anguita et al., 1991; Guillou et al. 2004).



Figura 4.4. Mapa de distribución espacial del Δ He en el gas del suelo en el área de estudio del dominio minero de Atidama, elaborada a partir del algoritmo de simulación gaussina (sGs) (Modificado de Rodríguez et al., 2015a)





Figura 4.5. Mapa de distribución espacial de la concentración de H_2 en el gas del suelo en el área de estudio del dominio minero de Atidama, elaborada a partir del algoritmo de simulación gaussina (sGs) (Modificado de Rodríguez et al., 2015a)

La Figura 4.6 y 4.7 muestran los contenidos relativos de gases no reactivos como son el He, N₂ y el Ar y H₂, N₂ y el Ar en el gas del suelo, respectivamente. El contenido relativo de N₂ y Ar en la atmósfera permite identificar las muestras que presentan contaminación atmosférica por lo que estos diagramas nos dan una importante información sobre el origen de los gases procedentes de suelo en esta zona de estudio. En la Figura 4.6 se observa como el componente endógeno es ligeramente mayor que el que se representa en la Figura 4.7, es decir, la composición del He cuenta con un origen más profundo que la del H₂, siendo más atmosférico.

En bases a los estudios realizados, Rodríguez et al. (2015a), no observan una clara relación espacial de los enriquecimientos relativos de He e H₂ y las diferentes litologías de la isla. Para el caso del H₂ se observaron enriquecimientos relativos más claramente que para el caso del He. Así mismo, Rodríguez et al. (2015a), ponen en manifiesto con que la población pico observada en el análisis gráfico-estadístico de la concentración de He provenía de una desgasificación de origen profundo. Igualmente, otros estudios ponen de manifiesto que incluso enriquecimientos relativamente bajos, como los observados en el presente estudio, mostraban claras evidencias de desgasificación de origen profundo (Padrón et al 2013a, 2013b).





Figura 4.6. Diagrama ternario de N₂-Ar-He en los gases del suelo del dominio minero de Atidama. El punto rojo indica la concentración típica del aire y la línea discontinua muestra la dirección en la que se produce la mezcla con el gas endógeno (Modificado de Rodríguez et al., 2015a)



Figura 4.7. Diagrama ternario de N₂-Ar-H₂ en los gases del suelo del dominio minero de Atidama. El punto rojo indica la concentración típica del aire y la línea discontinua muestra la dirección en la que se produce la mezcla con el gas endógeno (Modificado de Rodríguez et al., 2015a)



5. ANÁLISIS DE LOS TRABAJOS PREVIOS DE GEOFÍSICA CON FINES DE EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN LA ISLA DE GRAN CANARIA

5.1. GRAVIMETRÍA

El estudio de las variaciones espaciales del campo gravitatorio permiten obtener informaciones sobre las variaciones de densidad de las rocas en el subsuelo y, por lo tanto, de vincular las litologías y las estructuras geológicas a diferentes escalas.

El primer estudio gravimétrico realizado en canarias se llevó a cabo en Junio y Julio de 1967 por la General Survey of the Federal Republic of Germany, junto a varios perfiles sísmicos. Los datos fueron publicados en los trabajos de Dash & Bosshard (1969) y Bosshard & MacFarlane (1970). Aunque permitió obtener mapas de anomalía de airelibre y de anomalía de Bouguer y junto a ellos realizar un estudio estructural de las islas, el estudio en la isla de Gran Canaria fue de menor calidad debido a la baja resolución de los mapas existentes en la isla. Sin embargo, con los datos de la campaña se pudo afirmar que las islas se diferenciaban en diferentes bloques, a excepción de La Gomera y Tenerife, y se identificó la falla situada entre Tenerife y Gran Canarias. Respecto a la isla de Gran Canaria, estos trabajos afirman que se sitúa en la zona de transición entre corteza oceánica y continental y que la discontinuidad de Mohorovicic se sitúa a 18 km de profundidad. Además, asumen una densidad de 3,1 g/cm³ para el basamento de Gran Canaria que está cubierta por tres capas diferenciadas de 2,7; 2,6; y 2,3 g/cm³. En la isla se observan dos altos gravimétricos que son asociados a dos cuerpos intrusivos de alta densidad situados en el basamento.

Posteriormente, se realizaron más trabajos regionales de gravimetría que permitieron seguir conociendo la estructura cortical del archipiélago (Canales & Dañobeitia, 1998; Carbó et al., 2005; Dañobeitia et al., 1994; Ranero et al., 1995; Watts, 1994), pero ninguno de ellos se centra en la isla de Gran Canaria y solo Carbó et al. (2005), asocian los altos gravimétricos encontrados en la isla con cuerpos intrusivos de alta densidad ya observados anteriormente (Bosshard & MacFarlane, 1970).

El único trabajo gravimétrico realizado sobre la isla de Gran Canaria pertenece a Camacho et al. (2000). Este trabajo presenta un nuevo método de inversión gravimétrica en el que se determinan volúmenes de cuerpos a partir de contrastes de densidad preestablecidos. En el método se obtiene un modelo tridimensional a partir de la partición en prismas de la corteza y el ajuste de estos cuerpos de diferente densidad a los valores de gravedad observados.



Para probar el método, se aplica la inversión a un nuevo mapa de anomalía de Bouguer de la isla de Gran Canaria construida a partir de 98 estaciones gravimétricas. De esta manera se obtiene un modelo de densidades de la isla, además del mapa de anomalía gravimétrica regional. Las observaciones del modelo permitieron a Camacho et al. (2000), obtener las siguientes conclusiones (Figs. 5.1 y 5.2):

- Confirmar la presencia de dos principales estructuras de alta densidad a 3.000 m de profundidad y alineadas NW-SE
- 2) Asociar un mínimo gravimétrico somero a un antiguo estratovolcán
- 3) Las lineaciones de mínimos gravimétricos observados en posiciones someras rodeando la isla son relacionados con rellenos de materiales volcánicos en zonas fisurales asociadas al desplazamiento de bloques y expansión de la isla.



Figura 5.1. Perfiles gravimétricos a diferentes profundidades obtenido del modelo de anomalía ajustada (Camacho et al., 2000)





Figura 5.2. Perfil gravimétrico horizontal de la isla de Gran Canaria con la profundidad (Camacho et al., 2000)

5.2. MODELO DE VELOCIDADES DE LAS ONDAS S

La morfología y la variación de la velocidad sísmica en horizontal y con la profundidad definen a las islas volcánicas como unas estructuras geológicas sobre la corteza oceánica que están relacionadas con la transferencia de calor y material debido a la influencia de plumas mantélicas (Morgan, 1971). No obstante, en el caso de Gran Canaria y las demás islas del archipiélago canario existen dudas sobre los mecanismos que controlan la evolución de los edificios volcánicos, el tipo de anomalía magmática y el control tectónico en la localización y evolución de los montes submarinos (Schmincke, 1982). Los estudios de tomografía sísmica permiten determinar la geometría y la naturaleza de las estructuras geológicas del subsuelo. Hay métodos tomográficos basados en fuentes activas (explosiones, airgun, vibroseis) y pasivas (terremotos locales, telesismos y ruido sísmico). En Gran Canaria, la ausencia de una sismicidad local relevante no permite el uso de técnicas tomográficas con terremotos. Por esta razón, en 1993 se desarrolló un experimento de sísmica activa profunda en el Norte y Noreste de Gran Canaria (Schmincke & Rihm, 1994) para definir las estructuras volcánicas en la corteza y el manto superior permitiendo así comprender los procesos que definen la evolución magmática de la zona.

En este estudio se emplearon ocho sismógrafos Lennartz MARSS88 situados en tierra y ocho hidrófonos digitales (OBH, Ocean Bottom Hidrophone) situados en el fondo oceánico. Estos instrumentos se utilizaron para aplicar el método de la sísmica de reflexión de alta resolución conjuntamente con otros métodos geofísicos (Schmincke & Rihm, 1994). El objetivo era obtener tres perfiles principales desde la parte oceánica y



varios perfiles transversales y cortos alrededor de la isla con los que analizar la estructura en profundidad (Fig. 5.3).



Figura 5.3. Mapa que muestra la localización de los perfiles sísmicas y las estaciones registradores. Las líneas gruesas muestran los perfiles radiales principales, mientras que los círculos marcan las estaciones cuyos datos han sido utilizados para el estudio (Ye et al., 1999)

Los resultados sísmicos obtenidos determinan para la cuenca sedimentaria un grosor irregular de 4,5 kilómetros que se encuentran entremezclados con la plataforma volcanoclástica de Gran Canaria. Aproximadamente 1,5 kilómetros corresponden a los sedimentos más recientes que van adelgazándose progresivamente a medida que se aleja de la costa de Gran Canaria, así como las velocidades sísmicas que descienden desde los 5 km/s en costa a los 3,5 km/s en el perímetro exterior. Los otros 3 kilómetros se corresponden con una capa de sedimentos pre – volcánicos. Por lo tanto, se interpretó que los sedimentos de la capa sedimentaria decrecen en grosor y ganan velocidad sísmica al adentrarse tierra adentro debido a la presencia del flanco volcánico.


La parte ígnea de la corteza oceánica del Norte de Gran Canaria presenta un incremento del grosor de Oeste a Este, desde los 6,5 kilómetros en el perfil 1 a los 8 kilómetros en el perfil 3 (Figs. de la 5.2 a 5.4). La parte alta de la corteza superior se interpreta como el basamento ígneo el cual presenta un importante contraste de velocidad (de 3,4 km/s a 4,5 km/s). Se ha interpretado como un límite entre una capa de sedimentos jurásicos que se sitúa sobre el basamento ígneo de aproximadamente 2 kilómetros presentes en la corteza superior. En el límite entre la corteza superior e inferior se observa un alto contraste de velocidades sísmicas inusual, pasando de 5,2 – 5,4 km/s a 6,6 km/s (Fig. 5.4). La corteza inferior presenta un grosor de 3 kilómetros, menor que el promedio de 5 kilómetros de la corteza oceánica Atlántica más antigua de 144 millones de años (White et al., 1992). La corteza oceánica de la zona de estudio debe su anomalía debido al emplazamiento de material durante el crecimiento del edificio volcánico, habiéndose acompañado por procesos de fusión y arrastre de materiales por los flujos magmáticos.

El límite corteza – manto (Moho) presenta un contraste de velocidad de 7,3 – 8 km/s y se observa que parece posarse horizontalmente, sin flexiones importantes hacia el edificio volcánico por lo que evidencia una gran fuerza litosférica, con edades de 150 -160 millones de años (Canales & Dañobeitia, 1998). No obstante, la Moho profundiza a partir de la línea de costa donde se observa un gran debilitamiento de la litosfera como consecuencia del emplazamiento del edificio volcánico. Este debilitamiento también queda demostrado por las bajas velocidades en la parte superior del manto por debajo del edificio volcánico (Fig. 5.4). A mayores profundidades de la Moho se observa otros contrastes de velocidad de 7,6 – 7,8 km/s que es debido al revestimiento magmático por debajo de la corteza oceánica. El revestimiento magmático en islas volcánicas de intraplaca se extienden a grandes distancias, como en Hawaii (Watts et al., 1985). Sin embargo, la observación de las llegadas de ondas sísmicas PnP en Gran Canaria indica que la extensión radial del revestimiento magmático es inferior a 20 kilómetros, terminando abruptamente. Este revestimiento magmático de aproximadamente 10 kilómetros de grosor pudo deberse al afloramiento del magma que no llegó a la superficie, quedando atrapado bajo la corteza a profundidades de entre 20 - 26 kilómetros, suponiendo un incremento de la fortaleza del bloque elevado y de la densidad. Por encima del manto, se interpreta una capa (LVZ) como el núcleo antiguo de feldespato sienítico del Mioceno (Schmincke, 1994) cuyas velocidades sísmicas son menores que las intrusiones magmáticas más recientes. La capa magmática presenta un grosor de 8 – 10 kilómetros situado sobre el manto que viene alimentado por raíces ascendentes a 16 – 17 kilómetros de profundidad. Esta interpretación concuerda con la evidencia petrológica definiendo un reservorio mayor y donde se ha producido el fraccionamiento del magma félsico a una profundidad de 14 kilómetros aproximadamente (Freundt & Schmincke, 1995).





Figura 5.4. Transeptos corticales a lo largo de tres perfiles. Las líneas gruesas muestran diferentes unidades estructurales con diferentes funciones de velocidad. Las líneas discontinuas son zonas límites pobremente delimitadas (Ye et al., 1999).



En cuanto a la estructura cortical de Gran Canaria, se observaron grandes variaciones de la velocidad lateral por debajo de la isla. Las velocidades varían fuertemente de una estación a otra como ocurre en la parte alta del edificio volcánico donde las velocidades varían abruptamente desde los 6 – 6,2 km/s en el Norte por debajo de la isla hasta los 5 km/s en la zona costera del Norte por debajo de la isla, además de darse casos de anisotropía en algunas localizaciones. La capa LVZ observada por debajo de la parte central de la isla decrece en grosor desde el perfil 1 al 2, estando ausente en el perfil 3 posiblemente debido que dicha capa se limita al núcleo de la isla. Se observa una forma de domo de la corteza inferior por debajo del Norte de la isla que coincide con las velocidades observadas de las capas superiores.

El modelo de velocidad – profundidad, interpretado de las observaciones de sísmica profunda e integradas con los resultados petrológicos en tierra y en zona marina, se muestra en la Figura 5.5.



Figura 5.5. Interpretación de la información obtenida de los transeptos cortical. La corteza prevolcánica y las estructuras litosféricas están sombreadas, los componentes del edificio volcánico están marcados por diferentes marcas con fondo blanco (Ye et al., 1999)



Las velocidades sísmicas del edificio volcánico de Gran Canaria (>6 km/s) es superior a los edificios volcánicos de Hawaii (<5,5 km/s), sugiriendo que los edificios volcánicos hawaiianos están compuestos por rocas extrusivas mientras que en Gran Canaria se produjo una fase volcánica con una mayor proporción de rocas intrusivas que han incrementado las velocidades sísmicas.

Por lo tanto, el concepto clásico de hotspot hawaiiano no se puede aplicar a la isla de Gran Canaria. Se concluye que durante los últimos períodos volcánicos, la isla ha sufrido numerosas modificaciones e interrupciones sobre la corteza oceánica original, además de la evolución de los sedimentos pre-volcánicos por debajo de la isla.

5.3. MAGNETOMETRÍA

El campo magnético de la Tierra muestra variaciones espaciales a diferentes escalas debidas a la misma naturaleza de la fuente del campo magnético de la Tierra y, a escala local, debidas a las variaciones en las propiedades magnéticas de las rocas que constituyen la corteza terrestre. El estudio de dichas variaciones, por lo tanto, permite determinar la presencia de volúmenes de rocas con diferentes propiedades físicas y en consecuencia de poner vínculos a las litologías y las estructuras geológicas del subsuelo.

Las zonas volcánicas activas presentan intensas anomalías magnéticas que reflejan variaciones en la magnetización del subsuelo de los edificios volcánicos, localizándose algunas de ellas en la parte submarina de las islas volcánicas.

En Octubre de 1993, el Instituto Geográfico Nacional (IGN) llevó a cabo un estudio aero-magnético en las islas Canarias. Entre ellas, la isla de Gran Canaria se sobrevoló a unos 3.200 metros de altitud y la parte submarina a unos 500 metros utilizando diferentes resoluciones espaciales con direcciones Norte – Sur y Este – Oeste. El resultado de dicho estudio fue un mapa magnético que reflejaba las diferentes anomalías magnéticas creadas por los cuerpos magnéticos presentes en el subsuelo (Fig. 5.6).





Easting (UTM m)

Figura 5.6. Mapa de las anomalías aero-magnéticas de Gran Canaria a una altitud de 3200 metros (Blanco–Montenegro et al., 2003).

Blanco–Montenegro et al. (2003), utilizaron los datos aero-magnéticos obtenidos para llevar a cabo un análisis de las anomalías magnéticas presentes para determinar el origen de estas estructuras geológicas anómalas presentes en el subsuelo. Para ello utilizaron diversos métodos, como el análisis de la amplitud de la señal del mapa de anomalías o la deconvolución de Euler, con los que determinar los límites magnéticos en el terreno.

Para una mayor comprensión se trazaron dos perfiles ortogonales (Fig. 5.7) que cruzaban la isla que sirvieron para realizar una modelización de la corteza terrestre de Gran Canaria mediante el mapa de anomalías magnéticas. Para realizar esta



modelización se consideraron varios aspectos como reproducir un modelo realista de las anomalías involucrando un número bajo de cuerpos anómalos, utilizar los valores de magnetización geológica dentro de un rango para cada tipo de roca e interpretar las diferentes capas litológicas formadas en cada fase de construcción de la isla, entre otros. En el modelo se tuvo en cuenta que las islas volcánicas tienen un núcleo intrusivo creado por cámaras magmáticas cristalizadas, diques y láminas, las cuales se formaron durante las fases de construcción submarina y escudo. Los diferentes cuerpos anómalos localizados en la parte emergida de Gran Canaria se modelizaron con unos valores de magnetización de 4 A/m (perfiles AA' y BB') y 2.5 A/m (perfil BB').

Como resultado de la modelización se observó que en algunas zonas los núcleos intrusivos se extienden hasta la superficie, mostrando un sistema de alimentación basáltico del volcán escudo. El valor magnético más intenso se localiza al Noroeste de la isla el cual se interpretó como un cuerpo basáltico más denso que las rocas circundantes y cuyas propiedades magnéticas han sido alteradas como consecuencia del crecimiento de la isla. También se incluyó en el modelo un cuerpo de magnetización nula en el centro de la isla y que se interpretó como una cámara magmática cristalizada próxima a la superficie que ya fue estudiado mediante la velocidad de las ondas sísmicas por Ye et al. (1999).

La presencia de estos cuerpos anómalos puede estar estrechamente relacionado con la actividad volcánica – tectónica de la zona. Las principales anomalías observadas (Fig. 5.7) están relacionadas con el volcanismo histórico, definiendo algunos alineamientos magnéticos que se pueden interpretar como la presencia de fracturas que han favorecido el ascenso del magma.

La anomalía magnética más destacable se localiza al Noroeste de la zona submarina de Gran Canaria que, según Blanco–Montenegro et al. (2018), se puede caracterizar como una intrusión magmática lineal con un dipolo inverso y con un marcado gradiente magnético emplazada durante la construcción del edificio volcánico mediante erupciones fisurales y que junto con las otras anomalías magnéticas se atribuyen a la formación temprana de los edificios volcánicos. No obstante, la actividad volcánica no es continua y es común que se den procesos de interrupción, dándose procesos constructivos de carácter extrusivo e intrusivo, así como destructivos. Romeo Ruiz et al. (2000), localizó gracias a los datos batimétricos de alta resolución una serie de montes submarinos entre Tenerife y Gran Canaria que podrían ser una prueba de la intrusión magmática a través de una fractura de la corteza terrestre. La reconstrucción de la forma y la localización de la intrusión magmática mediante el modelado 3D fue interpretado con los datos geodinámicos, geofísicos y estructural que se tenían hasta entonces de la región canaria. Todo ello arrojó luz a los mecanismos que posiblemente dieron lugar al archipiélago canario.





Figura 5.7. Mapa de anomalías aero-magnéticas observadas por el estudio realizado en 1993 por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) con los perfiles AA' y BB' (izquierda). Alineamientos magnéticos revelados por el mapa de anomalías magnéticas de Gran Canaria, mostrando las fracturas que han controlado el crecimiento de la isla (derecha) (Blanco–Montenegro et al., 2003).



La morfología linear del cuerpo anómalo se ve interrumpida al Sudoeste (Figura 3), habiéndose interpretado que inicialmente era de mayor longitud y que fue acortado como consecuencia de un colapso gigante que ocurrió después del emplazamiento de la intrusión magmática. Este colapso ya fue documentado anteriormente por Krastel & Schmincke (2002), el cual ocurrió en la fase final de la construcción del volcán de escudo. Se interpreta que el cuerpo laminado magmático se emplazó en la fase submarina de crecimiento de la isla a consecuencia de la actividad volcánica intrusiva que crearía el futuro edificio volcánico y que supone alrededor de un 6 – 20% del volumen total de la isla, con un volumen de entre 2,1 – 8,1 x 103 km³.

El emplazamiento de dicho cuerpo magmático podría ser muy relevante en la historia volcánica de Gran Canaria. Blanco – Montenegro et al. (2003) sugieren que su presencia está relacionada con la fractura de la corteza entre Gran Canaria y Tenerife. Esta fractura fue la responsable de un rápido ascenso magmático y un emplazamiento posterior del magma en un período de 0,5 – 1,9 millones de años, hace más de 16 millones de años. Por aquel entonces, la polaridad del campo magnético de la Tierra estaba invertido lo cual explica la anomalía inversa de dicho cuerpo, habiendo sido magnetizado durante el proceso de enfriamiento del cuerpo magmático por aquel entonces y contrastando con la polaridad de los cuerpos rocosos circundantes. Se estima que el rango de profundidad de dicho cuerpo varía entre los 6 y 13 km.

Además, la localización y la orientación de la fractura concuerda con los datos de los modelos sísmicos y gravimétricos propuestos por Bosshard & MacFarlane (1970) y Mezcua et al. (1992), e incluso la localización de esta fractura encajan con el límite inferior de la microplaca marroquí que se extiende como una prolongación del sistema de fallas Trans – Alborán desde África hasta la zona de fractura Atlantis a través del archipiélago canario, siendo propuesto por Mantovani et al. (2007) (Fig. 5.8).

Blanco–Montenegro et al. (2018) proponen que la creación de las Islas Canarias está fuertemente condicionada por la presencia de un sistema de fallas de salto de dirección conectado con la tectónica del sistema montañoso del Atlas del Norte de África, como ya sugirieron Anguita & Hernán (2000). Estos resultados no descartan la teoría del punto caliente en Canarias, sino que arrojan luz sobre el origen del archipiélago canario al destacar el papel de la actividad tectónica sobre cómo y dónde alcanzó el magma la superficie en la construyeron los edificios volcánicos.

El volcanismo canario parece haberse desarrollado siguiendo las direcciones volcanotectónicas. En algunas islas, las fracturas más importantes son evidentes en la superficie debido a que el crecimiento de los edificios volcánicos fue acompañado por la formación de una topografía de crestas. Sin embargo, en Gran Canaria la alineación volcánica cuaternaria no son evidentes y no hay crestas en la topografía que caracteriza a otras islas. Por esta razón, la identificación de las principales fracturas que



condicionan el ascenso del magma y, por lo tanto, el crecimiento de la isla, permanece como una pregunta abierta.



Figura 5.8. Representación de la tectónica de la zona que muestra la relación de la falla de salto de dirección Atlantis con el archipiélago canario y el Atlas marroquí (Mantovani et al., 2007).



6. REFERENCIAS

- Albert, J. F. (1976): Termometría hidroquímica de las aguas termales de Gran Canaria para la selección de zonas de potencial interés geotérmico. IICE-Comunicaciones del Primer SIAE. Las Palmas de Gran Canaria, pp.371-382.
- Alberto-Barroso, V. & Hansen, A. (2003): Actividad volcánica y ocupación prehistórica: las cuevas de los Canarios (Bandama, Gran Canaria). El Museo Canario, LVIII, 9-34.
- Allard, P., Carbonelle, J., Dajlevic, D., Le Bronnec, J., Morel, P., Robe, M., Maurenas, J., Faive-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J., Zettwoog, P. (1991): Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. Nature, 351, 387-391.
- Anguita, F., Márquez, A., Castiñeiras, P., Hernán, F. (1991): Los volcanes de Canarias. Guía geológica e itinerarios.
- Anguita, F. & Hernán, F. (2000): The Canary Islands origin: a unifying model. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 103, 1-26.
- Aulinas, M. & Gimeno, D. (2007): Evolución magmática de los últimos 3.6 Ma de actividad volcánica en Gran Canaria: Evidencias petrográficas y de química mineral. Geogaceta, 41, 7-10.
- Aulinas, M. (2008): El volcanismo Plio-Cuaternario (4 Ma-actualidad) en Gran Canaria: Fuentes Mantélicas y evolución magmática. Tesis de Doctorado. Universidat de Barcelona.
- Balcells, R. y Barrera, J.L. (1990a): Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1109-I (Santa Brígida). IGME, Madrid.
- Balcells, R. y Barrera, J.L. (1990b): Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1109-II (Telde). IGME, Madrid.
- Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1990a): Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1009-IV (Teror). IGME, Madrid.
- Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1990b): Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1100-I-II (Agaete). IGME, Madrid.
- Ballcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1992): Mapa Geológico de España 1:100.000, hoja nº 21-21/21-22 (Gran Canaria). IGME. Madrid.
- Balogh, K., Ahijado, A., Casillas, R., Fernández, C. (1999): Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 90, 81-110.
- Barnes I, Evans WC, White D (1988): The role of mantle CO₂ in volcanism. Appl Geochem 3:281–285
- Baubron, J. C., Mathieu, R., and Miele, G. (1991): "Measurement of gas flow from soils in volcanic areas: the accumulation method". Napoli'91 International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation. Abstract. 27 August-1 September 1991, Naples, Italy
- Baubron, J., Allard, P., Toutain, J. (1990): Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy. Nature, 344, 51-53.
- Bertani, R. (2015). Geothermal Power Generation in the World 2010-2014, Update Report. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia.



- Blanco-Montenegro, I., Montesinos, F. G., Arnoso, J. (2018): Aeromagnetic anomalies reveal the link between magmatism and tectonics during the early formation of the Canary Islands. Scientific reports, 8 (1), 42.
- Blanco-Montenegro, I., Torta, J. M., García, A., Araña, V. (2003): Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands). Earth and Planetary Science Letters, 206, (3-4), 601-616.
- Bogaard, P., Schmincke, H.U. y Freundt, A. (1988): Eruption ages and magma supply rates during the Miocene evolution of Gran Canaria. Naturwissenschaften, 75: 616-617.
- Bogaard, P. y Schmincke, H.U (1998). En: Proc. ODP, Sci. Results, 157 (P.P.E. Weaver, H.U. Schmincke, J.V. Firth y W. Duffield, Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 127-140 pp.
- Bosshard, E. & MacFarlane, D. J. (1970): Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. Journal of Geophysical Research, 75 (26), 4901-4918.
- Boucart, J. & Jeremine, E. (1937): La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique. Bulletin of Volcanology, 2, 3-77.
- Cabrera, M.C. y Pérez Torrado, F.J. (1988): Estudio de los materiales sedimentarios y piroclásticos de Las Cuevas del Guincho, Gran Canaria (Islas Canarias). Il Congreso Geológico de España, SGE, Granada; vol. 1; pp. 55-58
- Camacho, A. G., Montesinos, F. G., Vieira, R. (2000): Gravity inversion by means of growing bodies. Geophysics, 65 (1), 95-101.
- Canales, J.P. & Dañobeitia, J.J. (1998): The Canary Islands swell: a coherence analysis of bathymetry and gravity. Geophysical Journal International, 132 (3), 479-488.
- Carbó, A., Muñoz-Martín, A., Llanes, P., Álvarez, J., EEZ Working Group. (2005): Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey. In Geophysics of the Canary Islands (pp. 113-127). Springer, Dordrecht.
- 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.
- 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.
- Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas., C.R., Casillas, R. y Rodriguez Badiola, E., (2002): Cenozoic volcanism: II. The Canary Islands. En: The Geology of Spain (F.A.W. Gibbons y T. Moreno, eds.). Geological Society of London, 438-472.
- Carracedo JC, Rodríguez-Badiola E, Soler V (1992) The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high-magnitude basaltic fissure eruption. J Volcanol Geotherm Res 53:239-250.
- Carracedo, J. C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez, E., Canas, J. A., Pérez, F. J. (1998): Origen y evolución del volcanismo de las Islas Canarias. Museo de la Ciencia y el Cosmos, 5, 67-89.
- Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas., C.R., Casillas, R.,
 Rodriguez Badiola, E., (2002): Cenozoic volcanism: II. The Canary Islands. En: The Geology of
 Spain (F.A.W. Gibbons y T. Moreno, eds.). Geological Society of London, 438-472.



- Chiodini, G., Frondini, F., Raco, B. (1996): Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). Bulletin of Volcanology, 48, 41-50.
- Coello Bravo, J.J. y Coello Bravo, F.J. (1999): El Arco del Andén Verde, un gran deslizamiento gravitacional en la costa noroeste de Gran Canaria (Islas Canarias), Geogaceta, 25: 67-70.
- Dañobeitia, J. J., Canales, J. P., Dehghani, G. A. (1994) : An estimation of the elastic thickness of the lithosphere in the Canary Archipelago using admittance function. Geophysical research letters, 21 (24), 2649-2652.
- Dash, B.P. & Bosshard, E. (1969): Seismic and gravity investigations around the western Canary Islands. Earth and Planetary Science Letters, 7 (2), 169-177.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G. (1998): GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide, 2nd Ed. Oxford University Press, New York, 369 pp.
- Duda, A. y Schmincke, H.U. (1985): Polybaric differ -entiation of alkali basaltic magmas: evidence fromgreen-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). – Contributionsto Mineralogy and Petrology, 91: 340-353.
- Freundt, A. y Schmincke, H.U. (1992): Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. Contribution to Mineralogy and Petrology, 112: 1-19.
- Freundt, A. & Schmincke, H.U. (1995): Petrogenesis if rhyolite-trachyte-basalt composite ignimbrite P1, Gran Canaria, Canary Islands. Oceanographic Literature Review, 8 (42), 654.
- Fridriksson, T., Reyr Kristjansson, R., Armannsson, A., Margretardottir, E., Olafsdottir, S., Chiodini, G. (2006): CO₂ emissions and heat flow through soil, fumaroles, and steam heated mud pools at the Reykjanes geothermal area, SW Iceland. Applied Geochemistry, 21, 1551– 1569 doi: 10.1016/j.apgeochem.2006.04.006.
- Fúster, J.M., Hernández Pacheco, A., Muñoz, M., Rodríguez Badiola, E., García Cacho, L. (1968): Geología y volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria. Ed. Instituto Lucas Mallada (CSIC), Madrid, 243 p.
- Gabaldón, V., Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación detrítica de Las Palmas: Sus facies y evolución sedimentológica. En: ESF Meeting on Canarian volcanism. Abstracts, 210-215.
- García Cacho, L., Diez-Gil, J.L. y Araña, V. (1994): A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo Stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63: 217-229.
- Gasparini, A., Fontes, J.Ch., Custodio, E., Jiménez, J., Núñez, J.A. (1987). Primeros datos sobre las características químicas e isot6picas del agua subterránea del macizo fonolítico de Amurga, Gran Canaria. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, Asociaci6n Española de Hidrología Subterránea, Vol. XI, pp. 281-298.
- Gasparini et al. (1990): A geochemical and isotopic study of groundwater flow paths in a volcanic area under semi-arid climatic conditions (Amurga, Gran Canaria, Canary Islands). Journal of Hydrology, 114, pp. 61-91.
- Gerlach T.M., (1990): Natural sources of Greenhouse gases: CO₂ emissions from volcanoes. Geotherm. Res. Council Trans., 14, 639-641.
- Giggenbach, W. (1992a): The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic setting, in Water Rock Interaction, vol. 7, edited by Y.K. Kharaka and A. Maest, 8, 873 878.



- Giggenbach W. (1992b): Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origins. Earth Planet. Sci. Lett., 113, 495-510.
- Giggenbach, W. (1996): Chemical composition of volcanic gases. In monitoring and mitigation of volcanic hazards, edited by Scarpa and R. Tilling. Springer Verlag, New York 221-256.
- Guillou, H., Pérez-Torrado, F.J., Hansen-Machin, A.R., Carracedo, J.C., Gimeno, D., (2004): The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. J. Volcanol. Res., 135, 221-246.
- Hansen A., (2009): Volcanología y Geomorfología de la etapa de rejuvenecimiento Plio-Pleistocena de Gran Canaria (Islas Canarias). Tesis de Doctorado. Universidad Las Palmas de Gran Canaria.
- Hausen, H. (1962): New contributions to the geology of Gran Canary (Gran Canaria, Canary Islands). Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Physico- Mathematicae, 27(1): 1-418.
- Hayes, D. E., Rabinowitz, P. D. (1975): Mesozoic magnetic lineations and the Magnetic Quiet Zone off northwest Africa. Earth and Planetary Science Letters, 28, 105-115.
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Nakai, S., Notsu, K., Wakita, H. (1998): Diffuse emission of carbon dioxide, methane, and helium-3 from Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. Geophs. Res. Lett., 25, 3.311-3.314.
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Sato, M., Notsu, K., Wakita, H. (2000): Soil gas CO₂, CH₄ and H₂ distribution in and around Las Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. J. Volcanol. Geotherm. Res. 103, 425-438.
- Hernández, P., Notsu, K., Salazar, J., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Virgili, G., Shimoike, Y., Sato, M., Pérez, N. (2001a): Carbon dioxide degassing by Advective Flow from Usu Volcano, Japón. Science, 292, 83-86.
- Hernández, P., Salazar, J., Shimoike, Y., Mori, T., Notsu, K., Pérez, N. (2001b): Diffuse emission of CO₂ from Miyakejima volcano, Japan. Chemical Geology, 177, 175-185.
- Hernández, P., Natale, G., Tsunomori, F., Sugiyama, K., Ito, T., Notsu, K., Okada, H. (2001c):
 Preliminary results of diffuse emissions of CO₂ and fluid pressure gradient measurements at
 Tarumae volcano, Japan. Bul. Volc. Soc. Japan, 27, 121-125.
- Hernández, P., Notsu, K., Tsurumi, M., Mori, T., Ohno, M., Shimoike, Y., Salazar, J., Pérez, N. (2003): Carbon dioxide emissions from soils at Hakkoda, north Japan. J. Geoph. Res., 108 (B4), 2210, DOI: 10.1029/2002JB001847.
- Hernández, P., Notsu, K., Okada, K., Mori, T., Sato, M., Barahona, F., Perez, N. (2006): Diffuse emission of CO₂ from Showa-Shinzan, Hollaido, Japan: a sign of volcanic domedegassing. Pure and Applied Geophysics, 163, 869-881.
- 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, 36(3), 327-349, DOI:10.1007/s10712-015-9321-7.
- Hernández P. A., Padilla G., Barrancos J., Melián G., Padrón E., Asensio-Ramos M., Rodríguez F., Pérez N. M., Alonso M. and Calvo D. (2017). Geochemical evidences of seismo-volcanic unrests at the NW rift-zone of Tenerife, Canary Islands, inferred from diffuse CO₂ emission. Bulletin of Volcanology, 79:30, DOI 10.1007/s00445-017-1109-9.



- Hilton, D., Shaw, A., Fischer T. (2001): Helium-carbon relationships in geothermal fluids of Guatemala: mapping the subducted sedimentary component Eos (Transactions, American Geophysical Union), 82, 47, 1.275.
- IDAE (2011): Plan de Energías Renovables (PER), 774 pp.
- IDAE (2011): Evaluación del potencial de energía geotérmica: Estudio técnico PER 2011-2020, 232 pp.
- IGME (1981): Estudio del gradiente geotérmico en zonas anómalas de Gran Canaria. 41 pp. Informe interno.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (2011): Mapa Geológico de Canarias. GRAFCAN Ediciones, Santa Cruz de Tenerife.

IGME-IDAE (2008): Manual de geotermia. 187 pp.

- Krastel, S. & Schmincke, H.U. (2002): The channel between Gran Canaria and Tenerife: constructive processes and destructive events during the evolution of volcanic islands. International Journal of Earth Sciences, 91 (4), 629-641.
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen R, Zanettin B, Bellieni G (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. J Petrol, 27: 745–750.
- Le Maitre, R.W. (1976): Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. Contributions of Mineralogy and Petrology, 56 (1), 181-189.
- Le Maitre, R. W. (editor), Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. and Woolley A.R. (2002): Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge. University Press, 193 p.
- Lietz, J. & Schmincke, H.U. (1975): Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 18, 213-239.
- Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Albarello, D. (2007): Nubia-Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence. Annals of Geophysics, 50 (3).
- McDougall, I. y Schmincke, H.U. (1976): Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases. Bulletin of Volcanology, 40: 1-21.
- Mehl, K. W. y Schmincke, H.U. (1999): Structure and emplacement of the Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94: 105-134.
- 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, and 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. V. 74(6), p. 1465–1483.
- 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), 119(9), 6976–6991, DOI:1002/2014JB011013.



- Melián, G., Pérez, N., Hernández, P., Salazar, J., Yock, A., Sánchez, E., Alvarado, G., Sumino, H.,
 Notsu, K. (2004): Emisión Difusa de Dióxido de Carbono y Vapor de Mercurio en el volcán
 Miravalles, Costa Rica. En: Soto, G. & Alvarado, G. (eds): La Vulcanología y su entorno
 Geoambiental. Número especial, Revista Geológica de América Central, 30, 179-188.
- Mezcua, J., Buforn, E., Udías, A., Rueda, J. (1992): Seismotectonics of the Canary Islands. Tectonophysics, 208 (4), 447-452.
- Morgan, W. J. (1971): Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230 (5288), 42.
- Nogales, J. y Schmincke, H.U. (1969): El Pino Enterrado de la Cañada de las Arenas (Gran Canaria). Cuadernos de Botánica Canaria, 5: 23-25.
- Notsu K., Sugiyama K., Hosoe M., Uemura A., Shimoike Y., Tsunomori F., Sumino H., Yamamoto J., Mori T., Hernandez P. (2005): Diffuse CO₂ efflux from Iwojima volcano, Izu-Ogasawara arc, Japan. J. Volcanol. Geother. Res., 139: 147-161.
- Notsu K, Mori T, Chanchah Do Vale S, Kagi H, Ito T (2006) Monitoring quiescent volcanoes by diffuse CO₂ degassing: case study of Mt. Fuji, Japan. Pure App Geophys 163:825–835
- Padrón E., Pérez N. M., Rodríguez F., Melián G., Hernández P. A., Sumino H., Padilla G., Barrancos J., Dionis S., Notsu K., and Calvo D. (2015): Dynamics of diffuse carbon dioxide emission from Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. Bulletin of Volcanology, 77, 1-15, DOI:10.1007/s00445-015-0914-2.
- Padrón E., Pérez N. M., Hernández P. A., Sumino H., Melián G. V., Barrancos J., Nolasco D.,
 Padilla G., Dionis S., Rodríguez F., Hernández I., Calvo D., Peraza M. D. and Nagao K.
 (2013a): Diffusive helium emissions as a precursory sign of volcanic unrest. Geology, 41(5),
 539–542, DOI:1130/G34027.1.
- Padrón E., Padilla G., Hernández P. A., Pérez N. M., Calvo D., Nolasco D., Barrancos J., Melián G., Dionis S. and Rodríguez F. (2013b): Soil gas geochemistry in relation to eruptive fissures on Timanfaya volcano, Lanzarote Island (Canary Islands, Spain) Timanfaya. Journal of Volcanology & Geothermal Research, 250, 91–99, DOI:1016/j.jvolgeores.2012.10.013.
- Padrón E., Pérez N. M., Rodríguez F., Melián G., Hernández P. A., Sumino H., Padilla G., Barrancos J., Dionis S., Notsu K., and Calvo D. (2015): Dynamics of diffuse carbon dioxide emission from Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. Bulletin of Volcanology, 77, 1-15, doi: 10.1007/s00445-015-0914-2.
- Padrón E., Hernández P. A., Toulkeridis T., Pérez N. M., Marrero R., Melián G., Virgili G., and Notsu K.(2008): Diffuse CO₂ emission rate from Pululahua and the lake-filled Cuicocha calderas, Ecuador. Journal of Volcanology & Geothermal Research, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2007.11.023.
- Pérez, N. M., Nakai, S., Wakita, H., Hernández, P.A., Salazar, J. M. (1996). Helium-3 emission in and around Teide volcano, Tenerife, Canary Islands, Spain. Geophys Res Lett 23:3531–3534. doi:10.1029/96GL03470
- Pérez, N., Salazar, J., Hernández, P., Soriano, T., Lopez, K., Notsu, K. (2004a): Diffuse CO₂ and ²²²Rn degassing from San Salvador volcano, El Salvador, Central America. Bull. Geolog. Soc. Am. Special Paper, 375, 227-236.
- Pérez N., Hernández P., Padrón, E., Cartagena, R., Olmos, R., Barahona, F., Melián, G., Salazar, P., López, D. (2006): Anomalous diffuse CO₂ emission prior to the January 2002 short-term



unrest at San Miguel volcano, El Salvador, Central America, Pure Appl. Geophys., 163, 883-896.

- Pérez, N. (2015): Proyecto GEOTHERCAN: en la búsqueda de recursos geotérmicos de alta entalpía en el subsuelo de las Islas de Tenerife y Gran Canaria. Jornadas sobre el Desarrollo de la Geotermia en Canarias: una apuesta por la sostenibilidad. Tenerife y Gran Canaria, julio 2015.
- Pérez Torrado, F.J. (1992): Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria. Tesis de Doctorado. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- Pérez Torrado, F.J. (2000): Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria. Cabildo de Gran Canaria y ULPGC, 459 p.
- Pérez-Torrado, F.J. (2008): Geología de Gran Canaria. En: Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias. Gran Canaria (F.J. Pérez Torrado y M.C. Cabrera, eds.). Sociedad Geológica de España, Geo-Guías, 5, 41-46.
- Pérez Torrado, F.J., Carracedo, J.C., Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Cycle, Gran Canaria, Canary Islands. Journal of the Geological Society of London, 152, 807-818.
- Pérez Torrado, F.J., Martí, J., Mangas, J., Day, S. (1997): Ignimbrites of the Roque Nublo Group, Gran Canaria, Canary Islands. Bulletin of Volcanology, 58, 647-654.
- Ranero, C. R., Torne, M., Banda, E. (1995): Gravity and multichannel seismic reflection constraints on the lithospheric structure of the Canary Swell. Marine Geophysical Researches, 17 (6), 519-534.
- Rodríguez F., Pérez N.M., Padrón E., Melián G., Hernández P., Asensio-Ramos M., Dionis S.,
 López G., Marrero R., Padilla G., Barrancos J., Hidalgo R. (2015a): 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.
- Rodríguez-González A., Perez-Torrado F.J., Fernandez-Turiel J.L., Hansen, A., Gimeno D., Aulinas M. y Carracedo J.C. (2008a): El volcanismo Holoceno de Gran Canaria. En: Geo-Temas 10 (digital) (F.J. Pérez Torrado y M.C. Cabrera Santana, eds.), 1341-1344 pp.
- Rodríguez González, A., Fernández Turiel, J.L., Pérez Torrado, F.J., Gimeno, D. y Aulinas, M. (2008b): Modelado morfométrico del volcanismo a partir de la reconstrucción paleogeomorfológica. En: Geo-Temas 10 (digital) (F.J. Pérez Torrado y M.C. Cabrera Santana, eds.), 1337-1340 pp.
- Rodríguez González, A., Fernández Turiel, J.L., Pérez Torrado, F.J., Gimeno, D. y Aulinas, M. (2008c): Tecnologías de la Información Geográfica para la evaluación morfométrica del volcanismo. En: XIII Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica (Guía del Congreso). Abstract, 48-49.
- Rodríguez-González, A. (2009): El vulcanismo Holoceno de Gran: Aplicación de un sistema de información geográfico. Tesis de Doctorado. Universidad Las Palmas de Gran Canaria
- Rodríguez-González, A., Perez-Torrado, F. J., Fernandez-Turiel, J. L., Aulinas, M., Paris, R., Moreno-Medina, C. (2018): The Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain), Journal of Maps, 14 (2), 620-629, DOI: 10.1080/17445647.2018.1526717.



- Roest, W. R., Dañobeitia, J. J., Verhoef, J., Collette, B. J. (1992): Magnetic anomalies in the Canary Basin and the mesozoic evolution of the Central North Atlantic. Marine Geophysical Researches, 14, 1-24.
- Romeo Ruiz, C., García-Cacho, L., Araña, V., Luque, A. Y., Felpeto, A. (2000): Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: implications for tectonic controls, and oceanic shield forming processes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 103 (1-4), 105-119.
- Salazar, J., Hernández, P., Pérez, N., Melián, G., Álvarez, J., Segura, F., Notsu, K. (2001): Diffuse emission of carbon dioxide from Cerro Negro Volcano, Nicaragua. Geoph. Res. Lett. 28, 4.275-4.278.
- Salazar, J., Hernández, P., Pérez, N., Olmos, R., Barahona, F., Cartagena, R., Soriano, T., Lopez, K., Notsu, K. (2003): Spatial and temporal variations of diffuse CO₂ degassing at Santa Ana-Izalco-Coatepeque volcanic complex, El Salvador, Central America. Bull. Geolog. Soc. Am. Special Paper, 375, 135-146.
- Sánchez Guzmán J. and García de la Noceda C. (2010): The Evolution of Geothermal Energy in Spain - Country Update (2005-2009). Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.
- Schmincke, H.U. y Swanson, D.A. (1967): Laminar viscous flowage structures in ash flow tuffs from Gran Canaria, Canary Island. Journal of Geology, 75: 641- 664.
- Schmincke, H.U. & Rihm, R. (1994): Ozeanvulkan 1993, Cruise No. 24, 15 April 9 May 1993, Meteor-Berichte, 94-2. Hamburg University, pp. 88.
- Schmincke, H.U. & Segschneider, B. (1998): Shallow submarine to emergent basaltic shield volcanism of Gran Canaria: evidence from drilling into the volcanic apron. En: Proc. ODP, Sci. Results, 157 (P.P.E. Weaver, H.U. Schmincke, J.V. Firth y W. Duffield, eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 141-181.
- Schmincke, H.U. & Sumita, M. (1998): Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: synthesis of VICAP project drilling. En: Proc. ODP, Sci. Results, 157 (P.P.E. Weaver, H.U. Schmincke, J.V. Firth y W. Duffield, eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 443-469.
- Schmincke, H.U. & Sumita, M. (2010): Geological evolution of the Canary Islands. Görres Druckerei und Verlag GmbH, Koblenz (Germany).
- Schmincke, H.U. (1993): Geological Field Guide of Gran Canaria, 5th edition. Pluto Press, Kiel, pp. 227.
- Schmincke, H.U. (1982): Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. In Geology of the Northwest African continental margin (pp. 273-306). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Schmincke, H.U. (1976): Geology of the Canary Islands. En: Biogeography and Ecology in the Canary Islands (G. Kunkel, ed.). W. Junk, The Hague, 67-184.
- Schneider, J.L., Pérez-Torrado, F.J., Gimeno, D., Wassmer, Cabrera, M.C. y Carracedo, J.C. (2004): Sedimentary signatures of the entrance of coarse grained volcaniclastic flows into the sea: the example of the breccia units of Las palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, Eastern Atlantic, Spain). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 138(3-4): 295-323.



- Sinclair, A. (1974): Selection of thresholds in geochemical data using probability graphs. J. Geochem. Explor. 3, 129-149.
- Stolper, E. and Holloway, J.R., (1988): Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure. Earth. Plan. Sci. Lett., 87, 397–408.
- Symonds, R.B., Mizutani, Y. and Briggs, P.H. (1996), Long-term geochemical surveillance of fumaroles at Showa-Shinzan dome, Usu volcano, Japan. J.Volcanol. Geotherm. Res., 73, 177-211.
- Verhoef, J., Collette, B. J., Dañobeitia, J. J., Roeser, H. A., Roest, W. R. (1991): Magnetic anomalies off west-Africa (20-38^o N). Marine Geophysical Researches, 13, 81-103.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Sotelo-Rodriguez, Z.T. (2002): SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system. Computers & Geosciences, 28 (5), 711-715.
- Watts, A. B. (1994): Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. Geophysical Journal International, 119 (2), 648-666.
- Watts, A. B., Ten Brink, U. S., Buhl, P., Brocher, T. M. (1985): A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian–Emperor seamount chain. Nature, 315 (6015), 105.
- Weaver, P.P.E., Schmincke, H.U., Firth, J.V. y Duffield, W. (Eds) (1998): Proc. ODP, Sci. Results, 157: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- White, R. S., McKenzie, D., O'Nions, R. K. (1992): Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97 (B13), 19683-19715.
- Ye, S., Canales, J. P., Rihm, R., Dañobeitia, J. J., Gallart, J. (1999): A crustal transect through the northern and northeastern part of the volcanic edifice of Gran Canaria, Canary Islands. Journal of Geodynamics, 28 (1), 3-26.