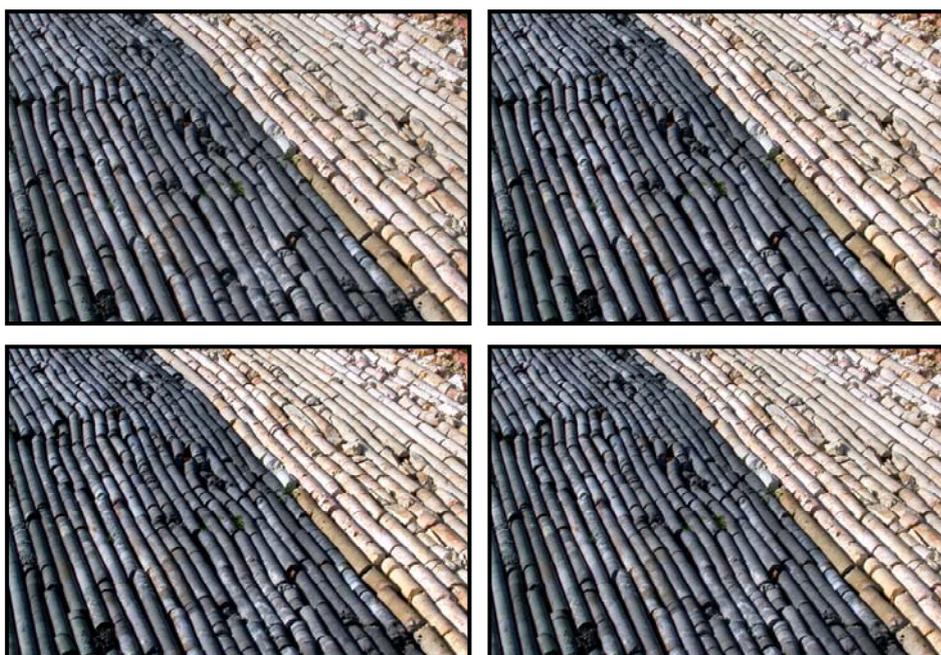




**Universitat de les
Illes Balears**

LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL SUR DE LLUCMAJOR, MALLORCA



**MEMORIA DE INVESTIGACIÓN
Departament de Ciències de la Terra**

**Director de la Memoria
Luis Pomar Gomá**

JOSÉ MARÍA LÓPEZ GARCÍA

Palma de Mallorca, 2007

**UNIVERSITAT DE LES ILLES BALEARS
Departament de Ciències de la Terra**

**LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES
DEL SUR DE LLUCMAJOR, MALLORCA**

JOSÉ MARÍA LÓPEZ GARCÍA

Visto bueno del Director de la Memoria de Investigación:

Dr. Luis Pomar Gomá

Palma de Mallorca, 2007

AGRADECIMIENTOS

Al Director de este trabajo, el Doctor Luis Pomar Gomá, por su comprensión y paciencia, su guía inestimable en los vericuetos de la investigación, y sobre todo por su amistad inquebrantable, a pesar de mis largas ausencias.

A la Doctora Rosa M^o Mateos Ruíz, Jefa de la Oficina de Proyectos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en Palma de Mallorca, por su empuje permanente, y su confianza en que este trabajo llegara a ver la luz. A ella muy especialmente deseo agradecer su inagotable fuente de recursos para empujarme a continuar en los cientos de ocasiones en que una u otra "tarea inexcusable" retrasaba la fase final de este trabajo de investigación.

Al personal del IGME que siempre me ha apoyado en mi trabajo de investigación:

Al Director de Hidrogeología y Aguas Subterráneas, D. Juan A. López Geta por permitirme dedicar parte de los recursos del IGME en esta investigación

A los Doctores Juan José Durán Valsero, y a mi buen amigo e irreductible fuente de recursos Pedro A. Robledo Ardila, por animarme a seguir su ejemplo.

A D. Armando Ballester, bajo cuya dirección se realizó el sondeo de investigación y la testificación geofísica, y con quien he compartido, en inmejorable compañía, muchas horas de lluvia y frío intensos.

A D. Francisco Bautista y Esperanza Palmer por su compañía infatigable en los rastreos de campo a la caza de pozos calientes.

A mis amigos y compañeros de profesión, los Doctores Bernadí Gelabert y Jordi Giménez, por sus aportaciones a la comprensión de la geológica y estructura del entorno de las manifestaciones termales en la isla de Mallorca.

A las empresas TRT SA, HIDROMA SL, MAYASA, IGT SA, y QUIMIOTEST.

El soporte económico de este proyecto de investigación procede del *Convenio de Colaboración Técnica entre la Consellería d'Innovació i Energia del Govern Balear y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*, organismo público de investigación al que pertenezco, para la *Investigación en Materia de Recursos Geotérmicos en el Centro y Sur de la Isla de Mallorca*, dirigido por la Doctora Rosa María Mateos Ruíz, jefa de la Oficina de Proyectos del IGME en Baleares.

ÍNDICE

PRÓLOGO	9
PROLOGUE	13
1. LA ENERGÍA GEOTÉRMICA	15
1.1 CONCEPTO DE GEOTERMIA.....	15
1.2 GRADIENTE GEOTÉRMICO	16
1.3 SISTEMAS GEOTÉRMICOS.....	19
1.4 YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS.....	21
1.5 EXPLORACIÓN DE LOS YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS	24
1.6 EXPLOTACIÓN DE LOS YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS.....	29
1.6.1 La generación de electricidad: las plantas de energía geotérmica	30
1.6.2 Empleo directo (no eléctrico) del agua geotermal	33
1.7 PRODUCCIÓN MUNDIAL DE ENERGÍA GEOTÉRMICA	36
2. LA INVESTIGACIÓN GEOTÉRMICA EN ESPAÑA.....	39
2.1. LA INVESTIGACIÓN GEOTÉRMICA EN EL ARCHIPIÉLAGO BALEAR	40
3. LAS AGUAS TERMALES DEL ÁREA DE LLUCMAJOR	43
3.1. ANTECEDENTES.....	43
3.2. OBJETIVOS.....	45
3.3. METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN GEOTÉRMICA	46
3.4. MARCO GEOGRÁFICO.....	47
3.2. MARCO GEOLÓGICO	49
3.2.1. Estratigrafía y estructura del sector de Lluçmajor	53
3.2.2. Tectónica	57
3.3. MARCO HIDROGEOLOGICO.....	60
3.3.1. Hidrogeología. Definición de acuíferos.....	60
3.3.2. Inventario y toma de muestras	62
3.3.3. Distribución espacial de parámetros hidrogeoquímicos	65
3.3.4. Indicadores geotérmicos	70
3.4. GEOQUÍMICA	72
3.4.1. Geotermometría	72
3.4.2. Hidrogeoquímica. Definición de las familias de aguas	75
3.5. ISÓTOPOS Y GASES.....	77
3.5.1. Introducción	77

3.5.2. Isótopos estables	79
3.5.2.1. Oxígeno-18 y Deuterio	79
3.5.2.2. Carbono-13	84
3.5.3. Tritio	86
3.5.4. Gases.....	89
3.6. GEOFÍSICA.....	90
3.6.1. Datos de partida.....	90
3.6.2. Prospección magnetotelúrica.....	97
3.6.2.1. Justificación. Selección de método.....	97
3.6.2.2. Metodología.....	98
3.6.2.3. Trabajo realizado. Estaciones.....	101
3.6.2.4. Resultados e interpretación	102
3.7. SONDEO DE INVESTIGACIÓN	106
3.7.1. Localización y características.....	106
3.7.2. Litología y Estratigrafía	108
3.7.3. Termometrías	113
4. MODELO HIDROGEOLOGICO	115
5. CONCLUSIONES	121
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	127

PRÓLOGO

Las manifestaciones termales en la superficie de la Tierra constituyen la prueba tangible del calor encerrado en su interior. La existencia de altas temperaturas en zonas profundas del planeta ha sido supuesta desde tiempos antiguos sobre la base de la existencia de volcanes, manantiales termales, géiseres, fumarolas, y otros fenómenos geológicos que constituyen evidencias de que la temperatura en el interior de la Tierra debe ser mucho más alta que la que se observa en la superficie.

La distribución de las manifestaciones térmicas en la corteza terrestre no es uniforme y, en los casos de mayor temperatura, está relacionada con zonas de actividad tectonovolcánica reciente en términos geológicos. Esta actividad provee de la fuente de calor indispensable para que ocurran este tipo de anomalías, circunscritas en la actualidad a las fronteras entre placas tectónicas.

Frente a la espectacularidad de algunas de estas manifestaciones de alta temperatura, como los géiseres o las fumarolas, de reducida extensión en la superficie de la Tierra, los manantiales termales (descargas de agua subterránea con temperaturas notablemente superiores a la temperatura media anual del lugar) constituyen las manifestaciones más difundidas en todo el mundo, presentando una gran variedad tanto en temperatura como en composición química. A diferencia de otras manifestaciones, los manantiales termales no necesariamente se encuentran

relacionados con zonas de vulcanismo reciente. Debido al aumento de la temperatura hacia el interior de la Tierra, a una profundidad de 3 km se encontrarán temperaturas promedio, en circunstancias normales sin presencia de anomalías térmicas, de más de 100°C. Por lo tanto, el agua que circule a grandes profundidades sufrirá un aumento en su temperatura, de tal forma que al alcanzar la superficie lo hará en forma de un manantial termal, si el ascenso se produce de forma relativamente rápida, a favor de estructuras geológicas que favorezcan el flujo.

El archipiélago balear no está exento de este tipo de manifestaciones. Así, en Mallorca es conocida desde antiguo la presencia de aguas calientes que surgen de forma natural en la Font Santa de Sant Joan, cercana a la localidad de Campos. Y durante las últimas décadas, debido a la fuerte dependencia de las aguas subterráneas para el abastecimiento a la población y la agricultura, el desarrollo de incontables pozos para su extracción ha permitido conocer la existencia de nuevas anomalías en la temperatura de surgencia de las aguas subterráneas. Entre ellas destaca, por su mayor temperatura (51°C en la superficie freática, a 125 m de profundidad) y por su extensión, la localizada en un pozo de extracción situado inmediatamente al sur de la localidad de Lluçmajor.

Además de la importancia que plantea el estudio de dichas manifestaciones termales para el conocimiento de su origen geológico y su funcionamiento hidrodinámico, desde una perspectiva puramente científica, este conocimiento conlleva un valor añadido por cuanto las aguas termales constituyen un recurso energético, especialmente en las condiciones actuales de consumo creciente de energía y la búsqueda de fuentes alternativas para su obtención. El calor de la Tierra es irradiado continuamente desde su interior, y la infiltración del agua de lluvia aporta nuevas aguas a los almacenes geotermales. Esto hace que la explotación, directa o indirecta, de los recursos geotérmicos de un yacimiento individual pueda sostenerse durante décadas, o incluso siglos, convirtiendo a la energía geotérmica en un recurso renovable. Tratar de utilizar este calor es el fundamento de los aprovechamientos geotérmicos, evitando el uso de combustibles fósiles, y minimizando el impacto medioambiental.

La presente memoria de investigación tiene como objetivo final el desarrollo de un modelo geológico que explique el origen y funcionamiento de las anomalías termales registradas en Lluçmajor, a partir de los datos obtenidos en las fases de reconocimiento y prefactibilidad que como paso previo a la definición del yacimiento geotérmico y su viabilidad de explotación (factibilidad), preceden al desarrollo y explotación propiamente dichas.

PROLOGUE

Evidences of heat transfer from the Earth interior to the surface are the geothermal manifestations, such as volcanos, thermal springs, geysers, and fumarolas. The distribution of the geothermal phenomenon on the terrestrial surface is not uniform, but mostly related to zones of active tectonic and volcanic activity, most of them located in the boundary of tectonic plates. This activity provides the heat source for geothermal anomalies.

Thermal springs (discharges of underground water with temperatures remarkably higher than the annual average temperature in the same area) are the most spread thermal manifestations anywhere in the world. In contrast, higher temperature manifestations, like geysers or fumarolas, despite their spectacularity, they are scarce in the Earth surface. Unlike other manifestations, the thermal springs have a wide range in both temperature and chemical composition, and are not necessarily related to zones of recent vulcanism. Due to the increase of temperature with depth, a temperature of 100°C can be expected to occur at depths of 3 km. Therefore, the water circulating at and below this depth will undergo an increase in temperature. Upwelling of this water will reach the surface as a thermal spring.

The Balearic islands are not excluded of such manifestations. The presence of hot water in the Font Santa de Sant Joan spring, in the southern of Majorca island, is

well-known from ancient times. However, the abundant drilling of water wells during the last decades, has discovered many new thermal anomalies. Among them, the most important is located south of Lluçmajor has shown the existence of new thermal. The one located immediately to the south of the locality of Lluçmajor, reaching 51°C at the water-table (120 m below surface).

The knowledge of the geological structure and the hydrodynamic behaviour is needed to evaluate the potential as a power resource. As Earth's heat is radiated continuously and rainwater infiltration contributes to renew waters into the geothermal reservoirs brings the importance of this energy resource. Individual reservoirs can operate during decades, or centuries, turning the geothermal energy in a renewable and unpollutant resource. This heat avoids the fossil fuel consumption and diminish the environmental impact.

This report try to build a geologic model to explain the origin and behaviour of the thermal anomalies registered in the Lluçmajor area, as a preliminary part of a project that will stablish the feasibility of this geothermal reservoir.

ENERGÍA GEOTÉRMICA

1.1 CONCEPTO DE GEOTERMIA

La palabra *geotermia* proviene de las raíces griegas *geo* (Tierra) y *terme* (calor), y por lo tanto significa el calor de la Tierra. Este calor del interior de la Tierra proviene inicialmente del choque de las partículas durante el proceso de formación del planeta a partir de polvo y gas incandescente hace 4800 millones de años. La energía liberada por la fricción durante el proceso de diferenciación gravitacional, que dio lugar a la formación de las capas concéntricas que forman la estructura interna actual del planeta, también contribuyó al incremento de la temperatura (Nemzer *et al.*, 2000).

Una vez que el planeta como tal estuvo formado, otras fuentes de calor hicieron su aparición, como la resultante de la desintegración de los isótopos radiactivos de larga vida del Uranio 238 y 235, Torio 232 y Potasio 40, que se hallan presentes en todas las rocas (Lubimova, 1968). Sin embargo existen otras, como las mareas terrestres, el choque de meteoritos y la atracción gravitacional del Sol y la Luna que generan hasta un 10% del calor emitido desde el interior de la Tierra.

1.2 GRADIENTE GEOTÉRMICO

De forma simplificada, el globo terrestre se divide internamente en tres partes: núcleo, manto y corteza (Figura 1). El núcleo constituye la parte más interna de la Tierra y en él se distinguen una parte externa líquida, y una interna sólida, con temperaturas estimadas entre los 4000 °C y los 7000 °C, y un radio medio de 3500 km. El manto, que es la zona intermedia, está formado por rocas viscosas y parcialmente fundidas, con temperaturas entre 650 °C y 1250 °C en su parte exterior y los 4000 °C en el contacto con el núcleo, con un espesor de 2900 km. Finalmente, la parte más externa de la Tierra, la corteza tiene de 5 a 50 km de espesor y presenta una temperatura que oscila entre los 15-20 °C en superficie hasta los más de 600 °C en el contacto con el manto. La corteza es muy mala conductora del calor y actúa como un aislante para las capas interiores, que de esta forma pueden mantener temperaturas altas.

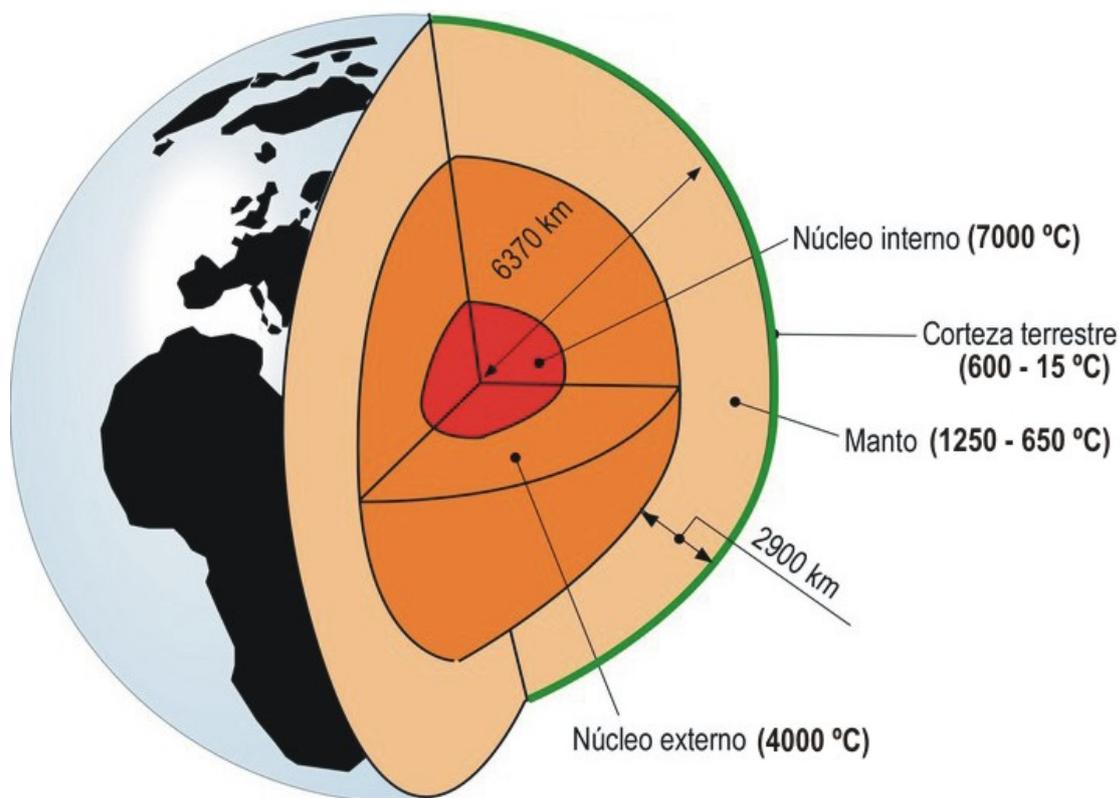


Figura 1. La corteza, manto y núcleo de la Tierra. Arriba a la derecha: una sección a través de la corteza y del manto superior (modificado de Dickson *et al*, 2004)

Existe por tanto una notable diferencia entre la temperatura en la superficie de la Tierra y la temperatura de su interior. A la variación de la temperatura en función de la profundidad se le llama gradiente geotérmico. Este gradiente de temperatura origina un continuo flujo de calor desde el interior a la superficie, que se realiza fundamentalmente por medio de tres mecanismos: conducción, convección y radiación, los tres con diferente grado de importancia en las distintas capas dependiendo de la temperatura y de las características de los materiales que las constituyen.

De todas ellas, la principal forma de transporte de calor en la corteza es la conducción, pero esto no excluye que existan algunas áreas en las cuales el calor se transmite principalmente por convección, aprovechando zonas de debilidad en la roca sólida que forma la corteza (fallas, fracturas, etc.). A través de esas zonas van a ascender fluidos calientes que provienen de diferentes profundidades y pueden tener características distintas: pueden ser rocas fundidas generadas en la base de la corteza, o bien pueden estar constituidos principalmente por agua originada en la superficie de la Tierra y que ha penetrado hasta profundidades donde es calentado por contacto con rocas a alta temperatura, de tal forma que vuelve a ascender a la superficie transportando parte de la energía del interior.

El valor del gradiente geotérmico en la corteza terrestre varía mucho de un lugar a otro: se han llegado a medir gradientes de sólo 1 °C por kilómetro, mientras que en algunas zonas se han observado variaciones de la temperatura de 200 y hasta 800 °C por kilómetro. Sin embargo, la mayoría de las zonas del planeta en las que no se tienen anomalías térmicas se agrupan alrededor de un promedio de 25 a 30 °C/km. A este valor se le considera el gradiente geotérmico normal.

En la corteza terrestre existen amplias zonas estables con un flujo de calor relativamente bajo de 1 – 1,5 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$, que para los valores de conductividad térmica de las rocas que componen dicha corteza representan gradientes térmicos de 2 – 4 °C cada cien metros de profundidad (Sánchez-Guzmán, 1984). Sin embargo, en determinados puntos del planeta el flujo de calor es anormalmente elevado, llegando

a alcanzar valores de hasta diez veces el flujo medio citado. Estas zonas, más inestables y de extensión más restringida, coinciden siempre con la existencia de fenómenos geológicos tales como actividad sísmica elevada, cordilleras formadas en épocas geológicas recientes, o la existencia de actividad volcánica también reciente. Estos procesos están normalmente relacionados con la tectónica de placas, localizándose en el entorno de las zonas de dorsales oceánicas, zonas de subducción, y zonas de adelgazamiento de la corteza intraplaca (Figura 2), y los gradientes térmicos superan los 20 – 30 °C cada cien metros de profundidad.



Figura 2. Placas litosféricas, dorsales oceánicas, fosas oceánicas, zonas de subducción y campos geotérmicos. Las flechas muestran la dirección del movimiento de las placas hacia las zonas de subducción 1) Campos geotérmicos que producen electricidad; 2) Dorsales meso-oceánicas cruzadas por fallas transcurrentes (largas fracturas transversales); 3) Zona de subducción, donde la placa subducida se inclina hacia abajo y se funde en la astenosfera (Dickson *et al*, 2004)

Estas variaciones permiten diferenciar entre dos tipos principales de energía geotérmica conocida: la energía geotérmica de baja temperatura, asociada a gradientes geotérmicos normales; y la energía geotérmica de alta temperatura, asociada a la presencia de anomalías en el gradiente geotérmico. Su diferente origen y manifestación va a dar lugar a diferencias en su sistema de explotación, aplicaciones, eficacia en su conversión y ritmo de desarrollo.

1.3 SISTEMAS GEOTÉRMICOS

Un sistema geotérmico puede ser descrito esquemáticamente como “agua convectiva en la corteza superior de la Tierra la cual, en un espacio confinado, transfiere calor desde una fuente de calor hasta una abertura de calor, usualmente la superficie libre” (Hochstein, 1990). Un sistema geotérmico está constituido por 3 elementos principales: una fuente de calor, un reservorio y un fluido, el cual es el medio que transfiere el calor. La fuente de calor puede ser tanto una intrusión magmática a muy alta temperatura ($> 600^{\circ}\text{C}$), emplazada a profundidades relativamente someras (5-10 km) o bien, como en sistemas de baja temperatura, el gradiente geotérmico normal. El reservorio es un volumen de rocas calientes permeables del cual los fluidos circulantes extraen el calor. Generalmente el reservorio está cubierto por rocas impermeables y conectado a un área de recarga superficial, a través de la cual, el agua meteórica puede reemplazar los fluidos que se escapan del reservorio a través de las fuentes termales o la extracción mediante pozos. El fluido geotermal es agua de origen meteorico en la mayoría de los casos, ya sea en la fase líquida o en la fase vapor, dependiendo de su temperatura y presión. Esta agua a menudo contiene sustancias químicas disueltas y gases tales como CO_2 , H_2S , etc. La Figura 3 es una representación muy simplificada de un sistema geotérmico ideal. El mecanismo que sustenta los sistemas geotérmicos está controlado fundamentalmente por *convección de fluidos*.

La Figura 4 describe esquemáticamente el mecanismo en el caso de un sistema hidrotermal de temperatura intermedia. La convección tiene lugar debido al calentamiento y a la consecuente expansión termal de los fluidos; el calor, que es suministrado en la base del sistema de circulación, es la energía que acciona el sistema. El fluido calentado de menor densidad tiende a ascender y a ser reemplazado por fluido frío de mayor densidad, proveniente de los márgenes del sistema.

La convección, por su naturaleza, tiende a incrementar las temperaturas de la parte superior del sistema, mientras que las temperaturas en la parte inferior disminuye (White, 1973).

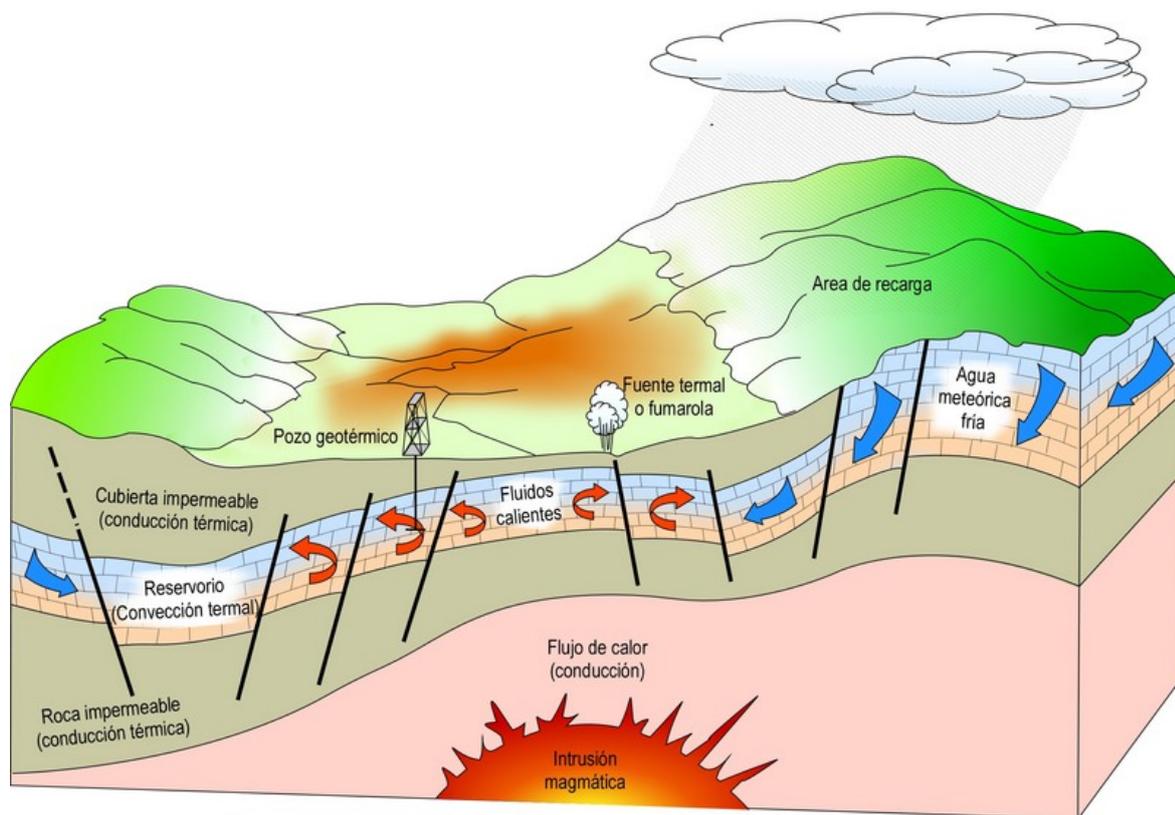


Figura 3. Representación esquemática de un sistema geotérmico ideal (Dickson *et al*, 2004)

El fenómeno descrito puede parecer bastante simple pero la reconstrucción de un buen modelo de un sistema geotérmico real no es fácil de realizar. Ello requiere destreza en muchas disciplinas y una vasta experiencia, especialmente cuando se trata de sistemas de alta temperatura. Los sistemas geotérmicos también se encuentran en la naturaleza en una variedad de combinaciones de características geológicas, físicas y químicas, dando así origen a diferentes tipos de sistemas.

De todos los elementos que constituyen un sistema geotérmico la fuente de calor es el único que debe ser natural. Si las condiciones son favorables, los otros dos elementos pueden ser “artificiales”. Por ejemplo los fluidos geotermales extraídos de un reservorio para accionar una turbina en una planta geotermoeléctrica podrían, después de su utilización, ser reinyectados al reservorio mediante pozos de inyección. De este modo, la recarga natural del reservorio está integrada además por una recarga artificial. La reinyección ha sido empleada en varias partes del mundo como una forma de reducir drásticamente el impacto ambiental de la operación de plantas

geotérmicas. La recarga artificial mediante pozos de reinyección puede también ayudar a mantener campos geotérmicos “viejos o agotados”.

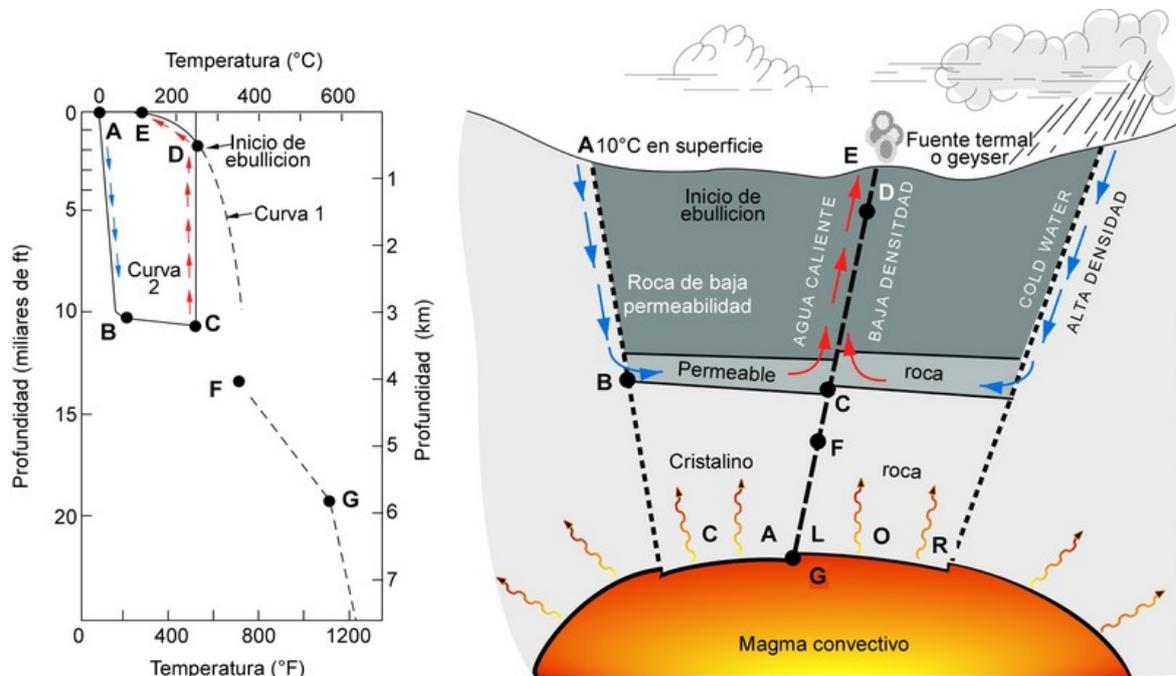


Figura 4. Modelo de un sistema geotérmico. La curva 1 es la curva de referencia para el punto de ebullición del agua pura. La curva 2 muestra el perfil de temperatura a lo largo de una típica ruta de circulación desde la recarga en el punto A hasta la descarga en el punto E.(White, 1973)

1.4. YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS

Los sistemas geotérmicos pueden por lo tanto encontrarse en regiones, con un gradiente geotérmico normal o levemente superior, especialmente en regiones alrededor de los márgenes de placas, donde el gradiente geotérmico puede ser significativamente más alto que el valor promedio. En el primer caso, los sistemas se caracterizarán por bajas temperaturas, normalmente inferiores a 100°C, a profundidades económicamente alcanzables (2-3 km); en el segundo caso las temperaturas podrían cubrir un amplio rango, desde bajas hasta muy altas e incluso sobre 400°C.

Llevando la definición de energía geotérmica al campo de su aplicación práctica, podría definirse como la energía calorífica contenida en las rocas del subsuelo y que puede ser utilizada por el hombre en términos económicos (Sánchez-Guzmán, 1984). Esta nueva condición va a determinar la definición de otro concepto importante: el yacimiento geotérmico. Cuando en un área geográfica se cumplen las condiciones necesarias para que se pueda explotar económicamente la energía geotérmica existente en el subsuelo, se dice que allí existe un yacimiento geotérmico.

El criterio más común para clasificar los recursos geotérmicos es el basado en la entalpía de los fluidos geotermiales que actúan como medio de transporte desde las rocas calientes en profundidad hasta la superficie. La entalpía puede considerarse más o menos proporcional a la temperatura. Este término se utiliza para expresar el contenido de calor (energía térmica) de los fluidos y da una idea de su "valor". Los recursos geotérmicos se dividen en baja, media y alta entalpía (o temperatura), de acuerdo con criterios basados generalmente en la energía contenida en los fluidos y en sus posibles formas de utilización (Tabla I).

CORTEZA TERRESTRE					
ZONAS ESTABLES (flujo normal)			ZONAS INESTABLES (flujo elevado)		
FORMACIONES IMPERMEABLES	FORMACIONES PERMEABLES		FORMACIONES IMPERMEABLES	FORMACIONES PERMEABLES	
No explotable	Recursos geotérmicos de muy baja temperatura (fluido a 15-60°C)	Recursos geotérmicos de baja temperatura (fluido a 60-100°C)	Roca caliente seca (>150°C)	Recursos geotérmicos de media temperatura (fluido a 100-150°C)	Recursos geotérmicos de alta temperatura (fluido >150°C)
	Uso directo (calefacción, usos agrícolas e industriales)		En desarrollo	Electricidad (ciclo binario) Procesos industriales	Electricidad (directa)

Tabla I. Clasificación de la tipología de los recursos geotérmicos y sus usos potenciales.

En los **yacimientos de alta temperatura** es necesaria la presencia de un foco de calor activo que asegure la alta temperatura del almacén, una roca permeable que almacene el fluido a alta temperatura necesario para la explotación del recurso, y finalmente una cobertera impermeable que evite la disipación de la energía hacia la superficie. La incompleta impermeabilización de esta cobertera da origen a diversas manifestaciones (géiseres, fumarolas, solfataras, fuentes termales) que constituyen los indicios de la presencia del yacimiento. Estos yacimientos se encuentran generalmente asociados a la existencia de fuertes anomalías en el gradiente geotérmico en zonas de vulcanismo reciente, donde la presencia del magma constituye el foco de calor activo.

En los **yacimientos de baja y media temperatura** el valor del flujo calorífico es el normal en la corteza terrestre, por lo que no es necesaria la presencia de un foco de calor activo ni un aislamiento del fluido en el almacén. En este caso sólo se requiere la presencia del almacén a una profundidad suficiente para que, con el gradiente geotérmico existente en dicha zona, se tengan temperaturas que hagan económica su explotación. Para ello será necesario cumplir con un nuevo condicionante no geológico, como es la suficiente demanda energética en la proximidad del yacimiento. En este tipo de yacimientos se incluirían los manantiales termales, que a diferencia de otras manifestaciones termales no se encuentran necesariamente relacionadas con zonas de vulcanismo activo. Debido al aumento de la temperatura hacia el interior de la Tierra, a una profundidad de 3 km se encontrarán temperaturas de más de 100°C y por lo tanto el agua que circule a grandes profundidades sufrirá un aumento en su temperatura, de tal forma que al alcanzar la superficie lo hará en forma de un manantial termal.

La consideración de los **yacimientos de muy baja temperatura** es el resultado de los avances conseguidos en la tecnología de utilización y aprovechamiento del calor, sobre todo en lo que a bomba de calor se refiere. Esta evolución ha permitido que en las normativas de evaluación de recursos geotérmicos de diferentes países se contemplen los 15°C como la temperatura a partir de la cual el calor contenido en el agua o la roca puede considerarse como un recurso geotérmico.

Igualmente, los **yacimientos de roca caliente seca** dependen para su consideración como tal del estado de desarrollo de la tecnología para su explotación. La inexistencia de un fluido geotérmico hace que este tipo de yacimientos no cumplan con una de las condiciones clásicas para la explotación: la existencia de un almacén. No obstante, el desarrollo de técnicas de fracturación artificial y los procedimientos de perforación e inyección de fluidos a grandes profundidades hacen prever una posibilidad de explotación económicamente viable en un futuro próximo.

1.5 EXPLORACIÓN DE LOS YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS

Los objetivos de la *exploración geotérmica* son (Lumb, 1981):

1. Identificar el fenómeno geotermal
2. Averiguar si existe un campo geotérmico utilizable
3. Estimar el tamaño del recurso
4. Determinar el tipo de campo geotérmico
5. Localizar las zonas productivas
6. Determinar el contenido calórico de los fluidos que serán extraídos por los pozos en el campo geotérmico
7. Compilar un conjunto de antecedentes básicos con los cuales pueden ser confrontados los futuros controles.
8. Determinar aquellos parámetros ambientalmente sensibles, en forma previa a la explotación
9. Tomar conocimiento acerca de algunas características que pudiesen ocasionar problemas durante el desarrollo del campo.

La importancia relativa de cada objetivo depende de numerosos factores, la mayoría de los cuales están ligados al recurso mismo. Estos incluyen la utilización

prevista, la tecnología disponible, los aspectos económicos, así como la situación, localización y tiempo, todos los cuales influyen en el programa de exploración. Por ejemplo, el reconocimiento preliminar de las manifestaciones geotermales tiene mucho mayor importancia en un área remota e inexplorada que en un área bien conocida; la estimación de la magnitud del recurso puede ser menos importante si este va a ser utilizado en pequeña escala, para lo cual se requiere mucho menos calor que el que se descarga naturalmente; si la energía va a ser utilizada para calefacción o para alguna otra aplicación que requiera un bajo grado de calor, entonces no es un objetivo de gran importancia encontrar fluidos de alta temperatura (Lumb, 1981).

Numerosas metodologías y tecnologías están disponibles para alcanzar estos objetivos. Muchos de estos métodos son de uso corriente y han sido ampliamente comprobados en otros ámbitos de la investigación:

Estudios Geológicos e Hidrogeológicos Son el punto de partida de cualquier programa de exploración. Su función básica es identificar la ubicación y extensión de las áreas que van a ser investigadas con mayor detalle y recomendar los métodos de exploración más apropiados para esas áreas. Los estudios geológicos e hidrogeológicos tienen un importante papel en todas las siguientes etapas de la investigación geotérmica, hasta en la localización de los pozos exploratorios y de producción. Estos estudios también aportan la información básica para interpretar los datos obtenidos con otros métodos de exploración y, finalmente, para elaborar un modelo realista del sistema geotermal y evaluar el potencial del recurso. La información obtenida de los estudios geológicos e hidrogeológicos puede inclusive ser usada en la etapa de producción, aportando valiosa información para la ingeniería del reservorio y la producción. La duración y el costo de la exploración puede ser reducida considerablemente con un programa bien elaborado y una eficiente coordinación de las investigaciones.

Prospecciones geoquímicas (incluyendo geoquímica isotópica) son un medio útil para determinar si un sistema geotérmico es de agua o de vapor dominante, para estimar la temperatura mínima esperada en profundidad, para estimar la homogeneidad del abastecimiento de agua, para inferir las características químicas de

los fluidos profundos, y para determinar la fuente de recarga del agua. También se obtiene información valiosa acerca del tipo de problemas que pudiesen surgir durante la etapa de re-inyección y de la utilización de la planta (esto es: cambios en la composición del fluido, corrosión e incrustación en los conductos y en los equipos de la planta, impacto ambiental) y la forma de evitarlos o minorarlos. Los estudios geoquímicos consisten en el muestreo y análisis químicos y/o isotópicos de agua y gas de las manifestaciones termales (fuentes termales, fumarolas, etc.) o de pozos del área en estudio. Como los estudios geoquímicos proporcionan datos útiles para planificar la exploración y como sus costos son relativamente bajos en comparación con otros métodos exploratorios más sofisticados, tales como los métodos geofísicos, las técnicas geoquímicas deberían ser utilizadas en la mayor medida posible, antes de avanzar con otras metodologías más costosas.

Prospecciones geofísicas, están orientadas a obtener indirectamente, desde la superficie o desde ciertos intervalos de profundidad cercana a la superficie, los parámetros físicos de la formaciones geológicas en profundidad. Estos parámetros físicos incluyen:

- Temperatura (prospección térmica)
- Conductividad eléctrica (métodos eléctricos y electromagnéticos)
- Velocidad de propagación de ondas elásticas (prospección sísmica)
- Densidad (prospección gravimétrica)
- Susceptibilidad magnética (prospección magnética).

Algunas de estas técnicas, tales como las sísmicas, gravimétricas y magnéticas, que son tradicionalmente empleadas en exploración petrolífera, pueden aportar valiosa información acerca de la forma, tamaño, profundidad y otras características importantes de las estructuras geológicas profundas que podrían constituir un reservorio geotermal; sin embargo, aportan poca o ninguna información en cuanto a que estas estructuras contengan fluidos, que es el objetivo primordial de la investigación. Estas metodologías son, por lo tanto, más apropiadas para definir

ciertos detalles durante las etapas finales de la exploración, antes que sean localizados los pozos exploratorios. La existencia de fluidos geotermales en las estructuras geológicas puede determinarse mediante prospecciones eléctricas y electromagnéticas, las cuales son más sensibles que otras prospecciones a la presencia de estos fluidos y a las variaciones de la temperatura; estas dos técnicas han sido ampliamente empleadas con resultados satisfactorios. El método magnetotélurico, que utiliza las ondas electromagnéticas generadas por las tormentas solares, ha sido enormemente mejorado en los últimos años, y actualmente ofrece un vasto espectro de posibles aplicaciones, a pesar del hecho de requerir una sofisticada instrumentación y presentar una alta sensibilidad a los ruidos de fondo en áreas urbanas. La mayor ventaja del método magnetotélurico es que puede ser utilizado para definir las estructuras más profundas que las que son alcanzadas con técnicas eléctricas o electromagnéticas. El método Audiomagnetotélurico de Fuente Controlada (*Controlled Source Audiomagnetotelluric method, CSAMT*), utiliza ondas inducidas artificialmente en vez de ondas electromagnéticas naturales. La profundidad de penetración es menor con esta técnica, pero es más rápida, menos costosa, y proporciona mucho mayor detalle que el método MT clásico.

Las técnicas termales (mediciones de temperatura, determinación de gradientes geotérmicos y de flujo calórico terrestre) pueden a menudo proporcionar una buena aproximación acerca de la temperatura en el techo del reservorio.

Todas las técnicas geofísicas son costosas, algunas más que otras. Estas no deben ser utilizadas indiscriminadamente en cualquier situación o condición: un método que produce resultados excelentes en un determinado ambiente geológico, en otros puede aportar resultados muy poco satisfactorios. Con el fin de reducir costos, es por lo tanto muy importante que los métodos geofísicos sean cuidadosamente seleccionados por geofísicos en estrecha colaboración con geólogos (Meidav, 1998).

La perforación de pozos exploratorios constituye la etapa final de cualquier programa de exploración geotérmica y es el único medio para determinar las reales características de un reservorio geotermal y así poder evaluar su potencial (Combs y

Muffler, 1973). Los datos proporcionados por los pozos exploratorios deberán ser aptos para verificar todas las hipótesis y los modelos elaborados a partir de los resultados de las exploraciones de superficie, como asimismo, confirmar si el reservorio es productivo y si contiene suficientes fluidos de características adecuadas para la utilización prevista. Por lo tanto, la ubicación de los pozos exploratorios es una operación muy delicada.

Antes de formular un programa de exploración geotérmica debe recopilarse la totalidad de los datos geológicos, geofísicos y geoquímicos existentes e integrarse con los datos disponibles de trabajos anteriores en el área de estudio y adyacentes. Esta información juega, frecuentemente, un importante papel en la definición de los objetivos del programa de exploración geotérmica y podría permitir una reducción significativa de los costos.

Usualmente el programa de exploración se lleva a cabo paso a paso: *reconocimiento, prefactibilidad y factibilidad*. En cada una de estas etapas se va gradualmente eliminando las áreas menos interesantes y se va concentrando en aquellas más favorables. A medida que se desarrolla el programa, los métodos utilizados se tornan también progresivamente más sofisticados y más detallados. La magnitud y presupuesto de todo el programa debería ser proporcional a sus objetivos, a la importancia de los recursos que se espera encontrar y a las formas proyectadas de utilización. El itinerario del programa debería ser flexible y reevaluado de acuerdo con los resultados obtenidos de las distintas prospecciones de cada etapa; igualmente el modelo geológico-geotermal debería ser progresivamente actualizado y mejorado. Estas revisiones periódicas del programa deberían eliminar cualquier operación que no fuese absolutamente necesaria e incorporar otras actividades, de acuerdo con los resultados alcanzados en cada etapa. Cualquier reducción en el número y tamaño de las áreas en estudio conducirá a una disminución de los costos, como también a un correspondiente aumento en el riesgo de error o fracaso. Contrariamente, disminuyendo los riesgos y errores se incrementa el costo total. El éxito económico de un programa de exploración geotérmica depende del adecuado balance entre ambas posiciones.

1.6 EXPLOTACIÓN DE LOS YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS

Habitualmente, el recurso geotérmico se encuentra situado a profundidades de 1,5 a 3 km, constituyendo lo que se denominan almacenes o reservorios geotérmicos. El primer paso necesario para su utilización es la extracción de ese calor, almacenado en profundidad, hasta la superficie. Esto se consigue mediante la presencia de un fluido, normalmente aguas subterráneas presentes en formaciones acuíferas, que actúa de vehículo transportador de la energía, cumpliéndose así dos de las condiciones necesarias para considerar la existencia de un yacimiento geotérmico: la permeabilidad de la formación almacén, y la presencia de agua.

Cuando éste agua alcanza la superficie terrestre de forma natural debido a condicionantes geológicos, tenemos un manantial termal. Sin embargo, si los yacimientos geotérmicos se encuentran lo bastante cerca de la superficie es posible acceder a los almacenes geotérmicos de forma artificial mediante la perforación de sondeos. El agua caliente y el vapor de agua pueden ascender de forma natural por los pozos, o bien ser bombeados hasta la superficie donde son empleados para generar electricidad en plantas geotérmicas (yacimientos geotérmicos de alta temperatura), o son utilizados directamente en spas, invernaderos, acuicultura, e industria, así como en los sistemas de calefacción para hogares, escuelas y oficinas (yacimientos de media y baja temperatura). Previamente, el fluido geotérmico ha de someterse a las operaciones necesarias para que su energía pueda ser útil, dependiendo éstas del nivel térmico del fluido.

Los fluidos de alta temperatura ($T > 150\text{ °C}$), se emplean para la producción directa de electricidad; los de media temperatura ($100\text{ °C} < T < 150\text{ °C}$) se pueden emplear para producir electricidad con ciclos binarios, pero el rendimiento es por ahora bajo, siendo su mejor utilización la aplicación en procesos industriales; y, por último, los de baja temperatura ($T < 100\text{ °C}$) se emplean en usos directos del calor, como calefacción de viviendas, procesos industriales y usos agrícolas (Figura 5).

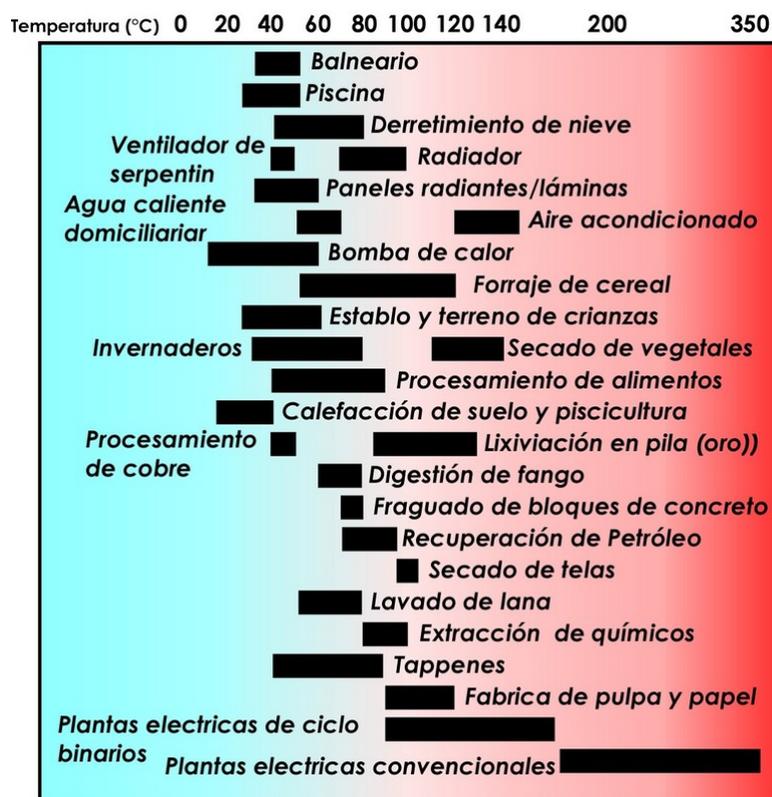


Figura 5. Diagrama que muestra la utilización de los fluidos geotérmicos (modificado de Lindal, 1973)

El límite inferior de 20°C es sobrepasado únicamente en condiciones muy particulares, especialmente mediante el uso de bombas de calor. El diagrama de Lindal enfatiza dos aspectos importantes de la utilización de los recursos geotérmicos (Gudmundsson, 1988):

- Con usos combinados y en línea es posible mejorar la factibilidad de un proyecto geotérmico.
- La temperatura del recurso puede limitar los posibles usos.

Los diseños existentes para procesos termales pueden, sin embargo, modificarse para la utilización de los fluidos geotermales en ciertos casos, ampliando así su campo de aplicaciones.

1.6.1 La generación de electricidad: las plantas de energía geotérmica

Las plantas de energía geotérmica emplean el vapor de agua y el agua caliente procedente del calor natural de la Tierra para mover las turbinas de generadores que

producen electricidad. A diferencia de las centrales de energía que emplean combustibles fósiles, las centrales geotérmicas liberan vapor de agua, pero no producen emisión de humos.

La tipología de las centrales geotérmicas varía en función de las características termodinámicas del fluido (IGME, 1985a; Nemzer *et al.*, 2000):

- Cuando el fluido se encuentra en estado líquido en el almacén, debido a las altas presiones, tenemos un **campo de agua caliente**. Cuando es comunicado con la superficie mediante el sondeo y, por lo tanto, puesto a presión atmosférica, se produce una disociación de fases dando lugar a una cantidad de vapor, que puede ser enviado a turbinas después de separado, y una cantidad de agua caliente de menor entalpía que la original del almacén. Estos yacimientos se explotan generalizadamente mediante un **ciclo semidirecto (*flashed steam plants*)** en una o varias etapas de condensación. La mayoría de las centrales de energía geotérmica que operan hoy en día pertenecen a esta categoría. El agua caliente procedente de sondeos de producción es conducida a través de uno o dos separadores donde, liberada de la presión del almacén profundo, parte de ella se transforma de manera violenta en vapor. La fuerza de este vapor es empleada para hacer girar la turbina del generador. Para conservar el agua y mantener la presión del almacén, el agua geotermal y el vapor condensado son redirigidos hacia el interior de nuevo mediante un sondeo de inyección en la periferia del yacimiento, donde de nuevo es recalentado y reciclado.
- En otras ocasiones, el fluido, debido a las condiciones de presión y temperatura, se encuentra en fase gaseosa y está constituido por una mezcla de vapor de agua y gases, constituyendo un **campo de vapor seco**. Estos almacenes producen mayoritariamente vapor y una reducida cantidad de agua. En esta circunstancias se emplean **centrales de vapor seco (*dry steam plants*)**. Aquí, el vapor es conducido directamente a través de un conducto de captación hacia el interior de la turbina, tras lo cual el vapor es condensado, separándose los gases (ciclo directo con condensación); o bien éste escapa directamente a la atmósfera tras su paso por las

turbinas (ciclo directo sin condensación). La primera central geotérmica construida, en 1904 en Larderello en la Toscana, Italia, pertenecía al primero de estos dos subtipos. Las centrales de vapor seco del campo geotérmico de Larderello fueron destruidas durante la Segunda Guerra Mundial, pero posteriormente fueron reconstruidas y ampliadas. Este campo geotérmico continúa produciendo energía hoy en día. El almacén de vapor seco de Los Geysers en el norte de California ha estado produciendo electricidad desde 1960. Es el mayor campo de vapor seco conocido en el mundo, y después de 40 años todavía produce energía suficiente para abastecer a una ciudad del tamaño de San Francisco (Nemzer *et al.*, 2000).

- Finalmente, existen los **campos de salmueras** que constituyen una variedad de los campos de agua caliente, pero que debido a su concentración en sales es difícil producir el *flashing* y la consiguiente mezcla de vapor y agua. En estos casos la explotación se lleva a cabo en **centrales binarias (binary power plants)**. En una central binaria, el agua geotermal se hace pasar a través de un *intercambiador de calor*, donde el calor es transferido a un segundo fluido, llamado fluido de trabajo, en un circuito separado. El fluido de trabajo entra en ebullición pasando a vapor, el cual proporciona la energía para mover el generador. Es entonces cuando se vuelve a condensar de nuevo pasando a la fase líquida volviendo a emplearse de forma continuada. El agua geotermal pasa únicamente a través del intercambiador de calor y es inmediatamente reintroducida en el almacén. Aunque las centrales binarias son generalmente más caras de construir que las de vapor, presentan una serie de ventajas: 1) El fluido de trabajo (generalmente isobutano o isopentano) hierve y se transforma instantáneamente en vapor a una temperatura inferior a la que lo hace el agua, de tal manera que se puede generar electricidad a partir de reservorios o almacenes de menor temperatura. Esto incrementa el número de almacenes con potencial geotérmico para la generación de electricidad. 2) El sistema binario emplea el almacén con mayor eficiencia. Al circular el agua caliente en un sistema totalmente cerrado el resultado es una menor pérdida de calor y una casi nula pérdida de agua. 3) Las centrales binarias carecen virtualmente de emisiones contaminantes.

- En algunas centrales, los procesos de vapor y binarios se combinan, dando lugar a las **centrales híbridas** (*hybrid power plants*). Un ejemplo de este tipo de centrales híbridas lo encontramos en Hawaii, donde esta tecnología proporciona un 25% de la electricidad empleada en la mayor de las islas del archipiélago.

1.6.2. El empleo directo (no eléctrico) del agua geotermal

El uso directo del calor es una de las formas más antiguas, versátiles y comunes de la utilización de la energía geotérmica. Los almacenes menos profundos, de menor temperatura (15-150°C) se emplean directamente en balnearios, invernaderos, piscifactorías, y en la industria, así como en sistemas de calefacción para hogares, escuelas y oficinas.

- **Balnearios:** Durante siglos, los habitantes de China, Islandia, Japón, Nueva Zelanda, Norteamérica, y otras regiones han empleado las fuentes termales para cocinar y para bañarse. Los antiguos romanos empleaban el agua termal para tratar enfermedades de los ojos y de la piel y, en Pompeya, para calentar edificios. Las guerras de la Edad Media fueron incluso disputas sobre territorios con fuentes termales. Hoy en día, al igual que en el pasado, la gente continúa bañándose en aguas termales. En Europa, las fuentes naturales de aguas termales han sido centros relacionados con la salud muy populares. El primer balneario conocido fue establecido en 1326 en Bélgica, denominado *espa* (fuente), de cuyo nombre deriva el término inglés *spa* (balneario). Hoy en día por toda Eurasia los balnearios continúan siendo muy populares. Rusia, por ejemplo, tiene 3500 balnearios. Japón es considerado el líder mundial en la materia. La tradición japonesa en lo que a baños sociales se refiere data de los primeros rituales budistas. Beppu, en Japón, cuenta con 4000 fuentes termales y balnearios que atraen a 12 millones de turistas cada año. Otros países con mayor cantidad de fuentes termales y balnearios incluyen a Nueva Zelanda, México y los Estados Unidos (Nemzer *et al.*, 2000).

- **Agricultura:** Los recursos geotérmicos han sido empleados alrededor de todo el mundo para estimular la producción agrícola. El agua procedente de almacenes geotérmicos es empleada para calentar invernaderos que ayudan al crecimiento de flores, hortalizas y otras plantaciones. Durante cientos de años, la Toscana, en el centro de Italia, ha producido hortalizas en el invierno a partir de campos calentados mediante vapor natural. En Hungría, las aguas termales proporcionan el 80% de la demanda energética de los cultivadores, haciendo de Hungría el líder mundial en los invernaderos geotérmicos. También se pueden encontrar numerosos invernaderos geotérmicos en Islandia y en el oeste de los Estados Unidos.

- **Acuicultura:** Las piscifactorías emplean agua calentada naturalmente para acelerar el crecimiento de peces, crustáceos, reptiles y anfibios. Este tipo de uso directo se está extendiendo rápidamente. En China, por ejemplo, la acuicultura geotérmica está creciendo tan rápido que las piscifactorías cubren cerca de 2 millones de metros cuadrados. En Japón, las piscifactorías producen anguilas y caimanes. En los Estados Unidos, los criadores de las piscifactorías de Idaho, UTA, Oregón y California producen siluros, truchas, caimanes y peces tropicales para tiendas de animales.

- **Industria:** El calor del agua geotermal es empleado en todo el mundo con fines industriales. Algunos de estos usos incluyen el secado de pescado, fruta, hortalizas y productos de madera, lavado de lana, teñido de tejidos, manufactura de papel y pasteurización de leche. El agua calentada geotermalmente puede ser canalizada bajo aceras y carreteras para evitar su congelación durante las heladas. Las aguas termales también se emplean para ayudar en el proceso de extracción de oro y plata en yacimientos e incluso para la refrigeración y la fabricación de hielo.

- **Calefacción:** El más antiguo y común de los usos del agua termal, aparte de su uso como balneario, es el calentamiento de edificios aislados, y en ocasiones de áreas comerciales y residenciales enteras. Un sistema de calefacción para un área colectiva proporciona calor por bombeo de agua termal, generalmente a 60°C o más, a partir de uno o más sondeos perforados en un almacén geotérmico. El agua

termal pasa a través de un intercambiador de calor el cual transfiere el calor al agua en circuitos separados que luego es bombeada a los edificios. Después de pasar a través del intercambiador de calor, el agua termal es inyectada de nuevo en el reservorio donde puede calentarse de nuevo y reutilizarse. En la cuenca de Paris, en Francia, los registros históricos muestran que el agua termal procedente de sondeos someros fue empleada para calentar edificios hace seiscientos años. El primer sistema extenso de calefacción en los Estados Unidos data de 1893, y todavía abastece a parte de Boise, Idaho. Ya que se trata de un sistema de calefacción limpio y económico, la calefacción geotermal se está haciendo muy popular en muchos lugares. Además de Francia y de los Estados Unidos, modernos sistemas de calefacción calientan ahora hogares en Islandia, Turquía, Polonia y Hungría. El sistema de calefacción más extenso del mundo se encuentra en Reykjavik, Islandia, donde la mayoría de los edificios emplean el calor geotérmico. El aire en los alrededores de Reykjavik, en su día muy contaminado por las emisiones derivadas del empleo de combustibles fósiles, se ha convertido en la actual en uno de los más limpios en el mundo.

- **Bombas de calor geotérmico:** Otra tecnología geotermal que ayuda a mantener la temperatura interior confortable mediante el empleo del calor de la Tierra es el sistema de geo-intercambio o bomba de calor geotérmico. La bomba de calor geotérmico no emplea ningún almacén geotérmico, de manera que puede emplearse en cualquier parte del mundo, tanto en áreas de alto gradiente geotérmico como en aquellas en que este es normal. Mediante el bombeo de un fluido a través de un circuito enterrado bajo el suelo próximo a un edificio, estos sistemas aprovechan la temperatura relativamente constante, entre 7 y 13°C, del subsuelo más próximo para transferir el calor al interior de los edificios en invierno y fuera de ellos durante el verano. Las bombas de calor geotérmico reducen el empleo de electricidad entre un 30 y un 60% comparada con los sistemas tradicionales de calor y refrigeración, porque la electricidad que los alimenta es empleada solamente en mover calor, no en producirlo. Existen cerca de 300.000 instalaciones de este tipo en los Estados Unidos y en Suiza, mientras que otros países están actualmente implementando sus programas para el empleo de este sistema. La Agencia de

Protección Medioambiental de los Estados Unidos sitúan la tecnología de las bombas de calor geotérmico entre los sistemas de calefacción y refrigeración más eficientes (Nemzer *et al.*, 2000).

1.7 PRODUCCIÓN MUNDIAL DE ENERGÍA GEOTÉRMICA

Entre las llamadas energías complementarias, la geotérmica es en la actualidad una de las de mayor potencia instalada en el mundo. Esto es debido, fundamentalmente, a que en su exploración, investigación, explotación y utilización se emplea tecnología totalmente conocida y dominada, tanto para alta temperatura como para baja temperatura.

Así, en todas las fases del desarrollo que van desde exploraciones preliminares hasta la evaluación de yacimientos y extracción de los fluidos, se utilizan técnicas comunes en la prospección y explotación de hidrocarburos y aguas subterráneas. En cuanto a la utilización o transformación del calor en energía utilizable, para alta temperatura los sistemas son similares a las centrales térmicas convencionales y para baja temperatura los sistemas son similares a las calefacciones clásicas.

De acuerdo con los datos procedentes de la *International Geothermal Association* (IGA) para el año 2005 (Tabla II), se generaron 8912 megavatios de electricidad procedentes de 250 centrales geotérmicas funcionando día y noche en 24 países alrededor del mundo. Estas centrales proporcionan energía, de manera segura, para unos 60 millones de personas, la mayoría en países desarrollados. Los principales explotadores de este tipo de energía son EE.UU., Filipinas, Italia, México, Nueva Zelanda y Japón.

Las aplicaciones directas de la energía geotérmica procedentes de los recursos de baja y media temperatura, cuya aplicación más eficaz es la utilización directa del calor en procesos de calefacción de viviendas, industriales y agrícolas, proporcionan más de 15.000 MWt de energía en cerca de 60 países (Tabla III).

País	1990 (MWe)	1995 (MWe)	2000 (MWe)	2003 (MWe)	2005 (MWe)
Alemania	-	-	-	0.23	0.2
Argentina	0.67	0.67	-	-	-
Australia	-	0.15	0.15	0.15	0.2
Austria	-	-	-	1.25	1
China	19.2	28.78	29.17	28.18	28
Costa Rica	-	55	142.5	162.5	163
El Salvador	95	105	161	161	151
España	-	-	-	-	-
Etiopía	-	-	7	7	7
Filipinas	891	1227	1909	1931	1931
Francia	4.2	4.2	4.2	15	15
Guatemala	-	-	33.4	29	33
Indonesia	144.75	309.75	589.5	807	797
Islandia	44.6	50	170	200	202
Italia	545	631.7	785	790.5	790
Japón	214.6	413.7	546.9	560.9	535
Kenya	45	45	45	121	127
México	700	753	755	953	953
Nicaragua	35	70	70	77.5	77
Nueva Zelanda	283.2	286	437	421.3	435
Papua-Nueva Guinea	-	-	-	6	6
Portugal	3	5	16	16	16
Rusia	11	11	23	73	79
Thailandia	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Turquía	20.6	20.4	20.4	20.4	20.4
USA	2774.6	2816.7	2228	2020	2544
Total	5831.72	6833.35	7972.5	8402.21	8912

Tabla II. Capacidades de generación geotermal instaladas en el mundo desde 1990 a 2005 (Huttrer, 2001; IGA, 2006)

Solamente en los Estados Unidos existen 18 distritos con sistemas de calefacción, 38 complejos de invernaderos, 28 piscifactorías, 12 plantas industriales, y 218 balnearios que emplean las aguas termales como fuente de calor. Prácticamente cada país tiene algún área subyacente con aguas termales de moderada o baja temperatura.

Así como la explotación de los recursos de alta temperatura no suele ofrecer dudas en cuanto a su factibilidad económica, no ocurre lo mismo para bajas temperaturas, ya que el coste final de la kilotermia va a depender en gran medida de condiciones de utilización: dimensiones de las redes de distribución, condiciones

climáticas del lugar, sistemas de calefacción empleados, salto térmico aprovechado, etc., y de condiciones económicas, sobre todo sistemas de financiación de las operaciones. En resumen, para que el coste de calefacción sea competitivo con sistemas clásicos, ha de existir una perfecta adaptación entre recurso y demanda, además de una buena estructura financiera.

País	1995 (MWt)	2000 (MWt)	País	1995 (MWt)	2000 (MWt)
Alemania	32	397.	Islandia	1443	1469.
Argelia	100	100	Israel	44.2	63.3
Argentina	-	25.7	Italia	307	325.8
Armenia	-	1.0	Japón	319	1167.0
Australia	-	34.4	Jordania	-	153.3
Austria	21.1	255.3	Kenya	-	1.3
Bélgica	3.9	3.9	Lituania	-	21.
Bulgaria	133.1	107.2	Macedonia	69.5	81.2
Canadá	1.68	377.6	México	-	164.2
Caribe	-	0.1	Nepal	-	1.1
Chile	-	0.4	Noruega	-	6.
China	1915	2282.0	Nueva Zelanda	264	307.9
Colombia	-	13.3	Perú	-	2.4
Corea	-	35.8	Polonia	63	68.5
Croacia	-	113.9	Portugal	-	5.5
Dinamarca	3.5	7.4	Reino Unido	-	2.9
Egipto	-	1.0	República Checa	-	12.5
Eslovenia	37	42.	República Eslovaca	99.7	132.3
España	-	22.3*	Rumania	137	152.4
Filipinas	-	1.0	Rusia	210	308.2
Finlandia	-	80.5	Serbia	-	80.0
Francia	599	326.0	Suecia	47	377.
Georgia	245	250	Suiza	110	547.3
Grecia	22.6	57.1	Tailandia	-	0.7
Guatemala	2.64	4.2	Túnez	-	23.1
Holanda	-	10.8	Turquía	140	820.
Honduras	-	0.7	USA*	1874	3766.0
Hungría	340	472.7	Venezuela	-	0.7
India	-	80.0	Yemen	-	1.
Indonesia	-	2.3	Yugoslavia	80	
			Total	8604	15145.0

Tabla III. Usos no eléctricos de la energía geotérmica en el mundo en 1995 y 2000 (Lund y Freeston, 2001). *Datos de España en 2005 (Sánchez-Guzmán y Noceda-Márquez, 2005)

LA INVESTIGACIÓN GEOTÉRMICA EN ESPAÑA

El territorio español cuenta con una estructura geológica propicia para la presencia en el subsuelo de recursos geotérmicos (IGME 1985a). Distintos fenómenos y hechos geológicos así lo atestiguan:

- Abundantes manifestaciones termales, sobre todo en la franja costera mediterránea.
- Persistente actividad sísmica.
- Formación de cordilleras en eras recientes y actividad tectónica hasta hoy día.
- Anomalía positiva de flujo de calor en el Levante y Sudeste.
- Vulcanismo reciente y actual (Islas Canarias, Olot, Sureste, Ciudad Real).

Por ello, a principios de los años setenta se comenzó a desarrollar una importante labor de investigación que se resume en tres períodos principales:

1970-1975: durante este período se realizaron estudios de reconocimiento esporádicos y se realizó un INVENTARIO NACIONAL DE MANIFESTACIONES GEOTÉRMICAS. Los objetivos de este inventario fueron: reconocimiento de todos los puntos termales del territorio nacional, análisis químico de las aguas y estudio de sus características y por último una evaluación del potencial de las distintas cuencas.

1975-1979: como consecuencia del citado estudio, se seleccionaron las áreas más importantes, en donde se desarrollaron investigaciones de detalle encaminadas al mejor conocimiento de dichas áreas, sobre todo Islas Canarias, Cataluña y Cordilleras Béticas.

1979-1983: con la entrada en funcionamiento del Plan Energético Nacional (PEN), se inician una serie de importantes proyectos de investigación y evaluación de recursos geotérmicos. El PEN, dentro del capítulo de nuevas energías, contempla un Plan Nacional de Investigación Geotérmica, que tiene como objetivo final la evaluación y puesta en explotación de los recursos geotérmicos. Durante el tiempo de vigencia de este Plan se completó, por parte del IGME, el reconocimiento preliminar de todas las áreas con manifestaciones termales. Se puso de manifiesto el elevado interés de zonas en Cataluña, Galicia, Ciudad Real, Cordilleras Béticas, Canarias, Cuenca del Tajo, Cuenca del Duero, Pirineos y Depresión del Ebro. En estos estudios se ponía de manifiesto la existencia de un elevado flujo calorífico respecto a la media europea en el sector oriental de la península ibérica, fruto de la tectónica distensiva postalpina y, en consecuencia, asiento de áreas con potenciales recursos geotérmicos.

Estas posibilidades, que se habían puesto ya de manifiesto en la península a través de los estudios específicos llevados a cabo en las Béticas, Sistemas Catalán y Pirineo Oriental, eran también extrapolables al archipiélago balear, puesto que forma parte del mismo contexto geológico y estructural. Por este motivo, durante el año 1984, el IGME llevó a cabo el Proyecto de Investigación Geotérmica Preliminar del Pirineo Oriental, Zona Meridional del Prelitoral Catalán e Islas Baleares (IGME 1984).

2.1. LA INVESTIGACIÓN GEOTÉRMICA EN EL ARCHIPIÉLAGO BALEAR

En la década de los ochenta, dentro del *Proyecto de Investigación Geotérmica Preliminar del Pirineo Oriental, Zona Meridional del Prelitoral Catalán e Islas Baleares*, se llevó a cabo un *Estudio Geotérmico Preliminar de Baleares* (IGME, 1984), siendo este estudio el punto de partida de las investigaciones sobre geotermalismo en el

archipiélago. El conocimiento geotérmico de las islas Baleares estaba prácticamente reducido a la escasa información incluida en el Inventario Nacional de Manifestaciones Geotérmicas (IGME 1975). Con este nuevo trabajo se pretendía actualizar, complementar y evaluar esta información, facilitando así la estimación de las posibilidades geotérmicas del archipiélago. El inventario de 1975 y los datos procedentes de los informes de la oficina regional del IGME en Palma de Mallorca, reflejaban la existencia de cinco anomalías termales en la isla de Mallorca, y una en la isla de Ibiza:

- Font Santa de Sant Joan (Mallorca): la única manifestación termal (37°C) históricamente conocida.
- Puigpunyent (Mallorca): un pozo de abastecimiento municipal con una temperatura de 28°C (IGME 1975).
- Almadraba (Mallorca): un manantial salino con una temperatura de surgencia de 19°C.
- Son Serra (Mallorca): un pozo de abastecimiento a Palma con un registro puntual de 40°C.
- Lluçmajor (Mallorca): un área con posibles pozos con agua termal según indicación del equipo de cartografía MAGNA de la Compañía General de Sondeos (CGS).
- Font de l'Argamasa (Ibiza): manantial con una temperatura de surgencia de 23°C (IGME 1975).

El informe del IGME de 1984, tras analizar estos indicios, descarta los correspondientes a:

- Puigpunyent: ya que la temperatura medida es de 18,7°C, el gas analizado carece de indicadores geotérmicos químicos, y el ayuntamiento confirma que siempre se ha tratado de un agua fría.
- Font de s'Almadrava: ya que la temperatura de surgencia era de sólo 19°C, habitual para una descarga kárstica en esta área, y las anomalías químicas proceden de la contaminación con agua de mar.
- Son Serra: la temperatura de extracción es de 20,9°C. La aparición de agua caliente tuvo lugar de forma puntual tras 36 horas de paro por avería, y

desapareció a los 30 segundos de bombeo. Podría tratarse de una descarga termal relacionada con fracturas de basamento que quedó enmascarada por el drenaje general hacia el punto de bombeo.

Los resultados de este trabajo concluyen que la geotermia balear cabe centrarla en dos únicas manifestaciones en la Isla de Mallorca, ambas asociadas a la depresión neógena meridional de la isla: la Font Santa de Sant Joan en las inmediaciones de Campos, y el sector meridional cercano a la localidad de Llucmajor. Con posterioridad, diferentes trabajos en el ámbito de la hidrogeología realizados en la isla de Mallorca han puesto de manifiesto la existencia de otros puntos termales desconocidos hasta la fecha, bien en el entorno de áreas con manifestaciones termales ya conocidas (caso de Llucmajor), o bien en nuevos sectores alejados de los ya conocidos (área de Costitx-Lloret). Estos puntos, algunos de los cuales presentan temperaturas más elevadas que los anteriormente conocidos, surgían casualmente al perforarse sondeos de explotación de aguas subterráneas, generalmente para uso agrícola, siendo las aguas alumbradas de una calidad tan deficiente para este uso que eran, en la mayor parte de los casos, abandonados.

El geotermalismo en la isla de Mallorca, al no existir indicios de gradientes geotérmicos anómalos, parece de esta manera ligado a la existencia de acuíferos (almacenes) profundos, donde el agua adquiere una elevada temperatura fruto del gradiente geotérmico natural. La existencia de una o varias estructuras geológicas serían las responsables de la conexión con acuíferos más superficiales donde en su ascenso, por una mayor carga hidráulica, las aguas termales se mezclarían con las aguas de menor temperatura de estos últimos, detectándose las anomalías geotérmicas, derivadas de la mezcla, en las captaciones próximas a los puntos de surgencia. Este recurso corresponde a los denominados yacimientos geotérmicos de baja temperatura (<100 °C), en los que sólo es necesaria la presencia de un almacén a la profundidad adecuada para que, con un gradiente geotérmico normal, se obtengan temperaturas que justifiquen un estudio de viabilidad económica para su potencial explotación.

LAS AGUAS TERMALES DEL ÁREA DE LLUCMAJOR

3.1. ANTECEDENTES

Son escasas las referencias al hidrotermalismo presente en la isla de Mallorca, siendo la más relevante de ellas el *Estudio geotérmico preliminar de Baleares* llevado a cabo por el IGME en 1984. En este estudio se identificaron cinco zonas, la Font Santa de Sant Joan (Campos), Puigpunyent, Almadrava (Pollença), Son Serra (Alaró) y Lluçmajor, con indicios de aguas termales (Figura 1), sobre las que se realizó posteriormente un estudio más detallado que incluía una síntesis hidrogeológica de cada una de las áreas, y análisis hidroquímicos, de indicadores geotérmicos, gases e isótopos:

Los resultados de este trabajo concluyen que la geotermia insular se centra fundamentalmente en dos manifestaciones, ambas asociadas a la depresión neógena meridional: la Font Santa de Sant Joan y la zona anómala de Lluçmajor. Estas anomalías, indica el estudio, estarían asociadas a fallas normales neógenas que delimitan las subcubetas de Lluçmajor y Campos y que facilitan el ascenso de aguas calientes profundas hacia acuíferos superficiales fríos de edad miocena.

año 2001, un primer inventario de captaciones que presentaban anomalías térmicas en la zona, siendo el punto de partida de la primera investigación geotérmica en este área.

El presente trabajo de investigación está centrado en la zona situada al sur de la localidad de Lluçmajor, en el sector meridional de la isla, con temperaturas registradas en captaciones de hasta 51,6 °C, constituyendo la anomalía térmica más acusada registrada en el archipiélago balear.

Es característica, al igual que en otras zonas, la presencia de aguas con una composición sulfatada cálcica en su composición extrema, para pasar gradualmente a facies de mezcla con las aguas frías de acuíferos superficiales, generalmente de facies bicarbonatada cálcica.

Esta diferente composición química de las aguas termales es indicativa de un mecanismo de circulación profunda netamente diferente de la que presentan las aguas de acuíferos más superficiales. La posibilidad de localizar estos acuíferos profundos y de que ofrezcan caudales interesantes, desde el punto de vista de una futura explotación energética justifica, aparte del inherente interés científico, y el desarrollo de un programa de investigación hidrogeológica dirigido a la evaluación económica del recurso geotérmico

3.2. OBJETIVOS

Los objetivos prioritarios que han marcado el desarrollo de la presente memoria se pueden resumir en los siguientes puntos:

- Conocimiento preciso de las manifestaciones termales: características definitorias y límites espaciales de las mismas.
- Identificación de posibles almacenes profundos, origen de las aguas termales y caracterización geológica de los mismos.

- Identificación de tipologías de aguas y su caracterización geoquímica e isotópica.
- Localización y caracterización de las estructuras que permiten la comunicación entre acuíferos profundos y superficiales, mediante técnicas geofísicas apropiadas.
- Reconocimiento directo, mediante un sondeo de investigación, de las formaciones geológicas atravesadas, de los acuíferos existentes, y la evaluación del gradiente geotérmico local (ensayos de temperatura).
- Desarrollo de un modelo hidrogeológico.

3.3. METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN GEOTÉRMICA

El programa de investigación propuesto se enmarca e identifica como un plan de investigación de recursos geotérmicos convencional, enfocado hacia la exploración de recursos de baja o media entalpía, en ambientes geológicos sedimentarios con una fuerte componente estructural.

La metodología de trabajo se desarrolla de acuerdo con las siguientes actividades:

1. Inventario exhaustivo de las captaciones en el entorno de Lluçmajor con anomalías térmicas
2. Recopilación y síntesis de los trabajos de cartografía geológica y estructural regionales y de detalle. Interpretación de la geología y estructura del entorno de Lluçmajor.
3. Análisis del contexto hidrogeológico dominante en el que se enmarcan los sondeos que alumbran aguas con anomalías térmicas.
4. Recopilación y síntesis de los estudios geofísicos existentes. Interpretación de la geología del subsuelo.

5. Desarrollo de un programa de investigación geoquímica enfocado a la prospección de recursos geotérmicos, que incluya:
 - Definición de familias de agua.
 - Identificación de indicadores geotérmicos y su aplicación como geotermómetros, con la finalidad de estimar la temperatura del agua termal en el almacén profundo.
 - Análisis, mediante aplicación de técnicas isotópicas, del posible origen y evolución en el subsuelo de las aguas termales.
6. Aplicación de un programa de investigación geofísica en el sector de mayor interés, para la definición espacial de las estructuras geológicas ligadas a la circulación de las aguas termales.
7. Realización de un sondeo de reconocimiento para confirmar las hipótesis planteadas en los anteriores estudios y conocer de manera directa la sucesión de materiales en el subsuelo, la evolución de la temperatura (gradiente geotérmico), y la identificación de los acuíferos y de las estructuras geológicas atravesadas durante la perforación. Testificación geofísica y realización de ensayos de temperatura para la estimación de la temperatura en el almacén.
8. Desarrollo del modelo de circulación y génesis de las aguas termales.

3.4. MARCO GEOGRÁFICO

Aunque existen varios sectores con anomalías térmicas distribuidos en diferentes ámbitos geográficos de la isla de Mallorca, la presente memoria se centra en la caracterización del área donde las anomalías termales son de mayor entidad y extensión, correspondiendo a la zona situada al sur de la localidad de Lluçmajor (Figura 7). Se encuentra ubicada en la Unidad Hidrogeológica Lluçmajor – Campos (18.21), que ocupa el sector más meridional de la isla de Mallorca. En esta zona se han inventariado hasta la fecha un total de 24 pozos con anomalías térmicas conocidas, con una profundidad media de perforación de 145 m, registrándose una temperatura máxima de 51,6°C. Todos los pozos explotan el acuífero superficial de

edad Mioceno superior que forma la unidad hidrogeológica de Lluçmajor-Campos, constituido por calizas, dolomías y calcarenitas de facies arrecifal.

La zona de estudio se localiza en el sector meridional de la isla de Mallorca, en las proximidades de la localidad de Lluçmajor (Figura 6). Desde el punto de vista geomorfológico, se trata de una plataforma, prácticamente llana, y elevada respecto a las cuencas de Palma (oeste) y Campos (este), que termina en el mar formando acantilados rocosos que alcanzan los 100 m de altura.

En esta zona se han inventariado hasta el momento un total de 24 pozos con anomalías térmicas, registrándose un rango de temperaturas que varía de 19,5 °C hasta 51,6 °C (Figura 7).

Gran parte de ellos se encuentran en desuso por la deficiente calidad del agua alumbrada para el uso que motivó en origen su extracción, fundamentalmente agrícola, existiendo una perforación empleada con fines terapéuticos.

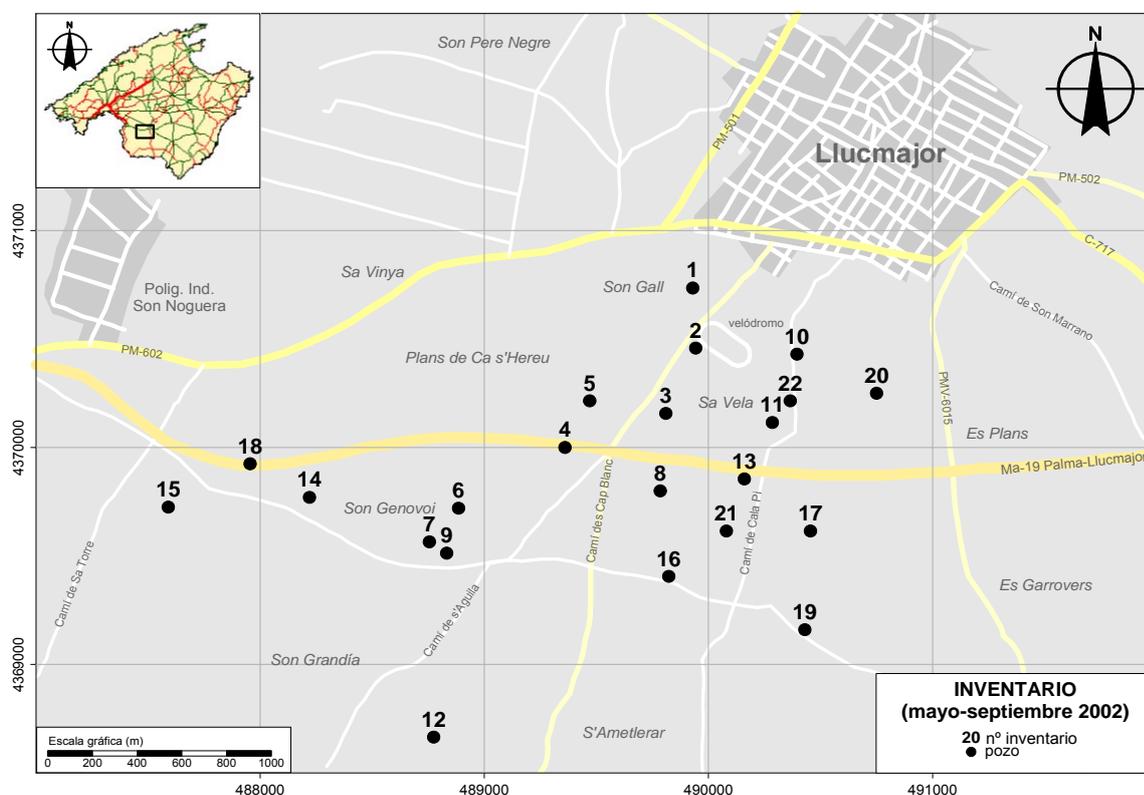


Figura 7. Inventario de pozos con anomalías térmicas en el entorno de la localidad de Lluçmajor

Ubicada a 4 km al este de Lluçmajor (Figura 6), y dentro del mismo contexto geológico, se encuentra la anomalía termal de Païsa (HIDROMA 1992), dos pozos que se han venido empleando en el calentamiento de invernaderos hortofrutícolas.

3.2. MARCO GEOLÓGICO

La isla de Mallorca constituye el mayor afloramiento del denominado Promontorio Balear, un vasto umbral submarino que, morfológicamente, constituye la prolongación hacia el ENE de la Cordillera Bética. La gran semejanza entre las rocas y la estructura tectónica de las Baleares y de algunas unidades de la Cordillera Bética permite considerarlas a ambas como partes adyacentes del segmento occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo (Vera 2004). El Promontorio Balear está limitado por tres cuencas: el Surco de Valencia al NO, la cuenca Argelo-Balear al S, y la cuenca Liguro-Provenzal al NE (Figura 8).

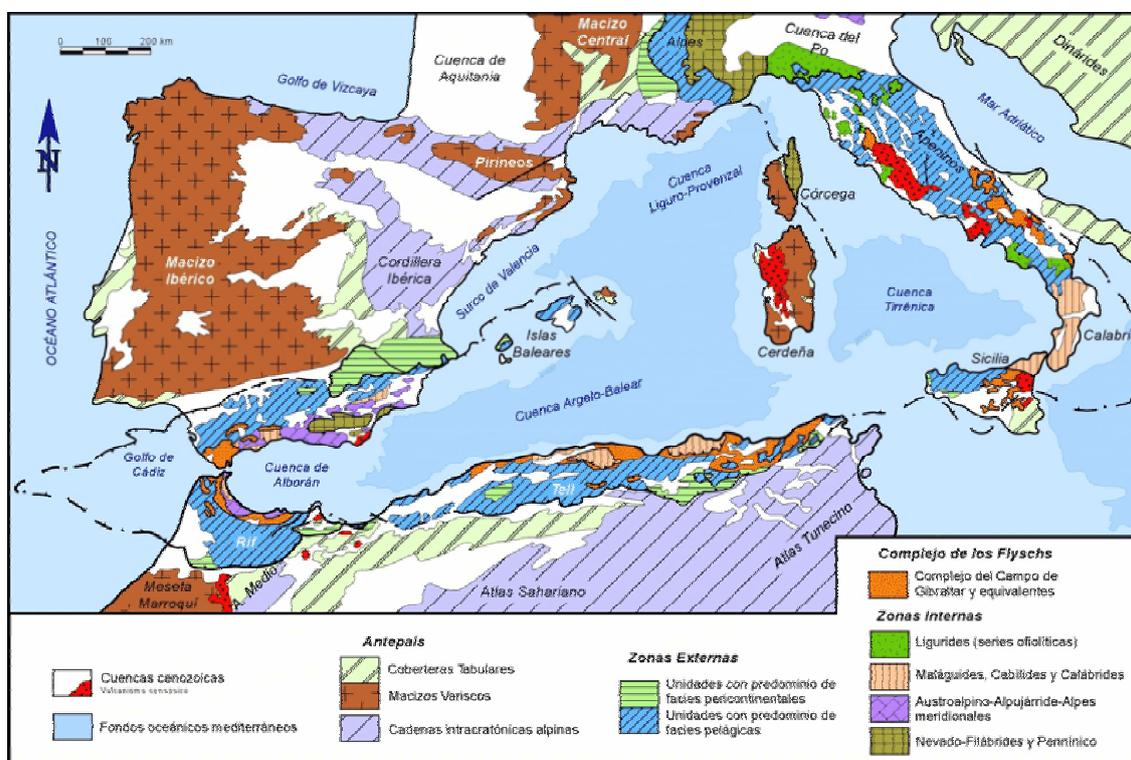


Figura 8. Mapa geológico del segmento occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo (Vera 2004)

La isla de Mallorca está constituida por un conjunto de *horsts* y *grabens* que dan lugar de forma alterna a las sierras y los llanos que se identifican en la actual configuración morfoestructural de la isla, con una marcada alineación NE-SO. La *Serra de Tramuntana* y las *Serres Centrals* limitan a la Cuenca de Palma y la Cubeta de Inca-Sa Pobla, mientras que la Cuenca de Campos queda limitada por las *Serres Centrals* y las *Serres de Llevant* (Figura 9).

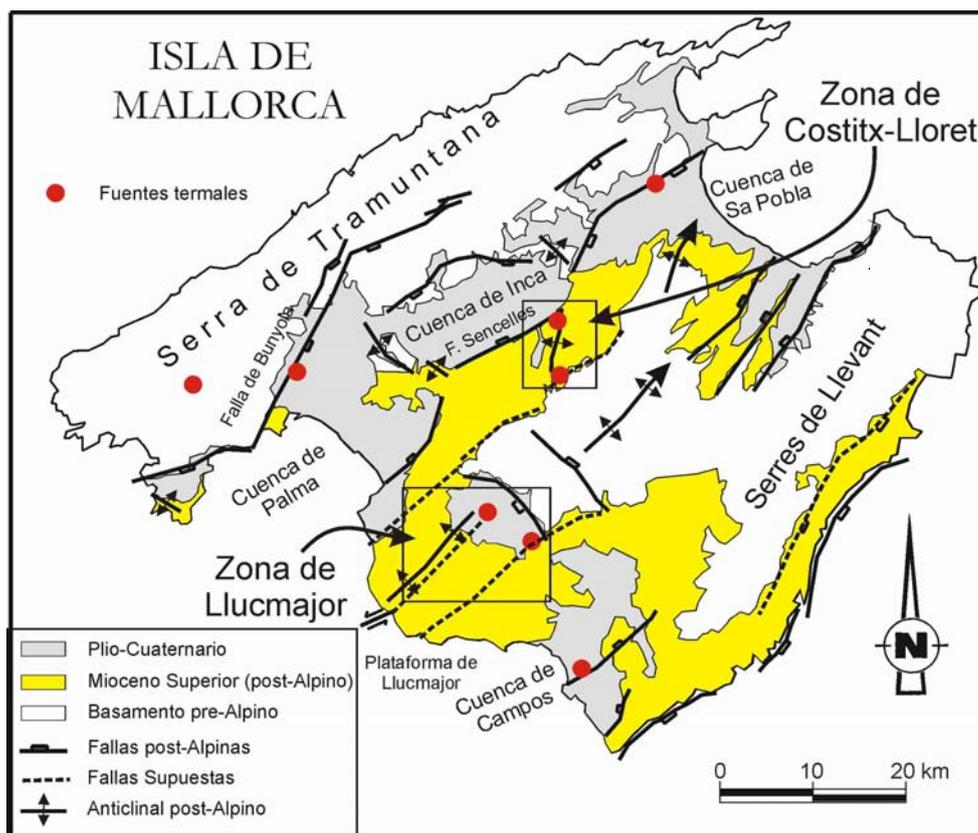


Figura 9. Esquema geológico regional de Mallorca con la localización de las anomalías termales y las áreas cubiertas por el presente estudio

El registro sedimentario pre y sin-orogénico del conjunto de las sierras (*horsts*) está constituido por materiales carbonatados en casi su totalidad, exceptuando su base, y abarca de forma continua desde el Pérmico superior (exceptuando un pequeño afloramiento del Carbonífero) hasta el Eoceno inferior, con pequeñas interrupciones regionales, y una de gran amplitud que abarca parcialmente al Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno inferior. Estos materiales presentan una arquitectura estructural compleja, a partir de láminas cabalgantes imbricadas y pliegues resultado de una tectónica compresiva.

El conjunto de cubetas que constituyen los *grabens* corresponden, por el contrario, a cuencas neógenas rellenas de materiales post-orogénicos del Mioceno medio al Plio-Cuaternario, con espesores que pueden variar desde los 300 m de la de Campos (Fuster 1973) hasta más de 1000 m en la de Inca (Benedicto 1993). La estructuración global en *horsts* y *grabens* viene dada por la presencia de fallas normales lítricas, con desplazamientos incluso kilométricos, de edad Mioceno superior y orientadas preferentemente NE-SO (Gelabert y Sabat 2004). Las anomalías térmicas de Mallorca parecen estar condicionadas por estas fallas neógenas (Figura 9), sobre las que se asientan la mayoría de las evidencias neotectónicas de la isla (Giménez y Gelabert, 2002; Silva *et al* 2001), incluyendo la sismicidad.

Dentro de este contexto regional, el área concreta de Lluçmajor se sitúa en el tercio sur de la isla de Mallorca, donde se han diferenciado 2 unidades geológico-estructurales regionales (Figura 9):

- 1) **Unidad Randa:** Englobada dentro del dominio morfoestructural de las *Serres Centrals*, se caracteriza por afloramientos del Mesozoico, Paleógeno y Mioceno inferior, que están estructurados mediante cabalgamientos y pliegues de dirección mayoritaria NE-SO, vergentes al NO. Estructuralmente presenta diferencias con respecto al resto de las sierras como consecuencia de que la serie estratigráfica presenta un mayor espesor, dando lugar a la aparición de nuevos niveles de despegue, siendo el principal el constituido por las margas y yesos del Keuper (Gelabert y Sábát, 2004). A grandes rasgos la zona occidental (Algaida) está formada por Paleógeno, la zona central (Puig de Randa) por Mioceno inferior orlado por mesozoicos, y la más oriental (Porreres) por los tres tipos de materiales. El macizo de Randa forma parte del *horst* que da lugar a las *Serres Centrals*, limitado por fallas NE-SO en sus sectores oriental y occidental, y por fallas ONO-ESE en sus sectores meridional y septentrional. Cabe destacar que, en el campo, estas fallas normales no se reconocen, ya que las vertientes están recubiertas por depósitos coluviales del Cuaternario.

2) **Unidad Plataforma de Lluçmajor:** Ubicada al sur del Macizo de Randa, constituye una plataforma carbonática de 20 km de anchura que individualiza, a modo de umbral, las cubetas neógenas de Palma, al oeste, y Campos, al este. En su conjunto, las Cuencas de Palma, Campos y la Plataforma de Lluçmajor se encuentran rellenas con sedimentos del Neógeno sin y postectónicos, dispuestos en varias Unidades Deposicionales, bien individualizadas y limitadas por superficies de erosión (Pomar *et al.*, 1983). Así, en esta unidad afloran exclusivamente materiales del Mioceno superior, con recubrimientos cuaternarios de extensión variable que dificultan la observación en superficie de estructuras tectónicas. Dentro de esta unidad se localizan las manifestaciones termales estudiadas (Figura 10). Un grupo de puntos anómalos se sitúa al sur de la localidad de Lluçmajor, y otro (Païssa), constituido por solo dos puntos, entre las localidades de Lluçmajor y Campos..

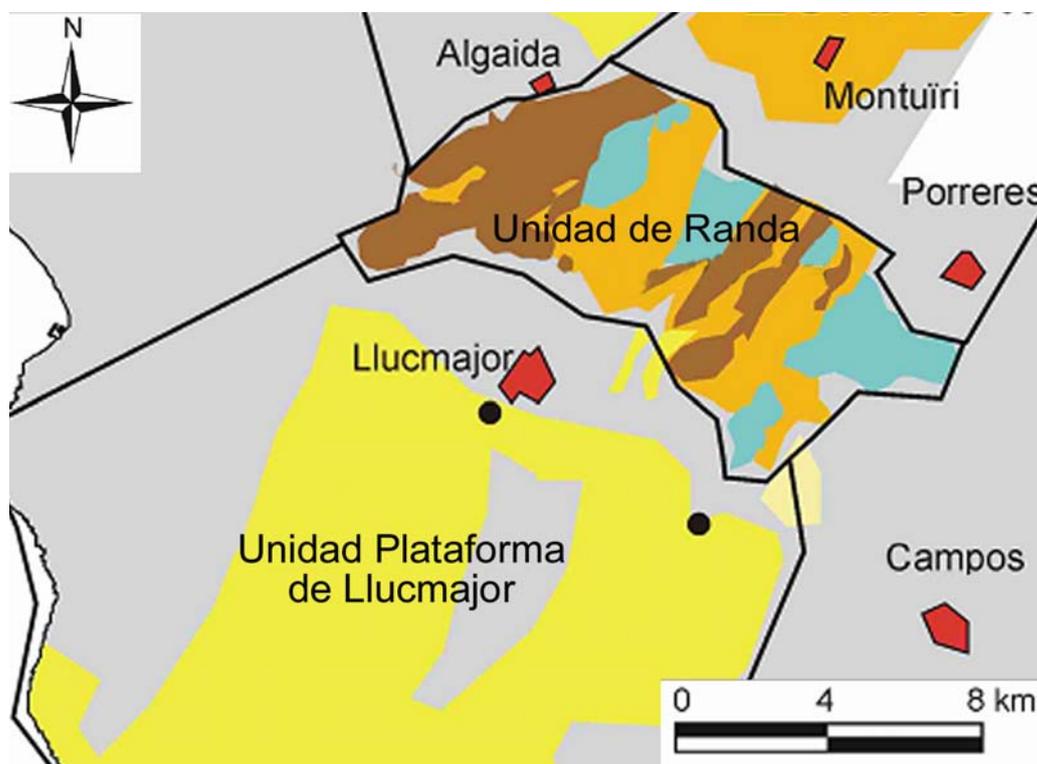


Figura 10. Unidades geológicas regionales identificadas en el entorno de Lluçmajor. Los puntos negros corresponden a las principales anomalías térmicas (azul: Mesozoico; marrón: Paleógeno; naranja: Mioceno Inferior; amarillo: Mioceno Medio y Superior; amarillo pálido: Plioceno; gris: Cuaternario)

3.2.1. Estratigrafía y estructura del sector de Lluçmajor

En el área que comprende el entorno de Lluçmajor afloran materiales con edades comprendidas entre el Mesozoico y el Cuaternario:

- El **Mesozoico** aparece representado por materiales carbonatados: dolomías y calizas del Lías, y margocalizas y margas del conjunto Dogger - Malm - Cretácico, aflorando únicamente en el dominio de la Unidad de Randa.
- Los materiales del **Paleógeno** también afloran en el sector de Randa, habiéndose reconocido su presencia en sondeos en el sector de Lluçmajor. A grandes rasgos se puede diferenciar entre los depósitos del Eoceno, que mayoritariamente corresponden a carbonatos marinos, y los asignados al Oligoceno, en los que por el contrario predominan las facies detríticas en un medio transicional que evoluciona a marino somero con puntuales aportes terrígenos desde el continente (Ramos Guerrero, 1988).
- El **Neógeno** se encuentra bien representado en la Unidad de Lluçmajor. En Mallorca el Neógeno puede ser dividido en dos grandes grupos que engloban a varias unidades sedimentarias, y que guardan relación con la estructuración alpina: un conjunto sinorogénico, que engloba a grandes rasgos el Mioceno inferior y medio; y otro conjunto postorogénico, que abarca el Mioceno superior y el Plioceno.

En el área estudiada se han reconocido las siguientes **unidades o formaciones geológicas sinorogénicas**, todas ellas aflorantes en la Unidad de Randa (Figura 11):

- *Formación Calcarenítica de Sant Elm* (Oligoceno superior – Burdigaliense): Definida por Rodríguez-Perea, A. (1984a) está formada predominantemente por calcarenitas bioclásticas marinas y en menor medida conglomerados y brechas, que se disponen discordantes sobre los depósitos mesozoicos y/o paleógenos, recubriendo una superficie de erosión, marcada por una topografía irregular.

Corresponde a facies de plataforma mixta terrígeno-carbonatada, y su litología se encuentra fuertemente relacionada con la del sustrato sobre el que se asienta.

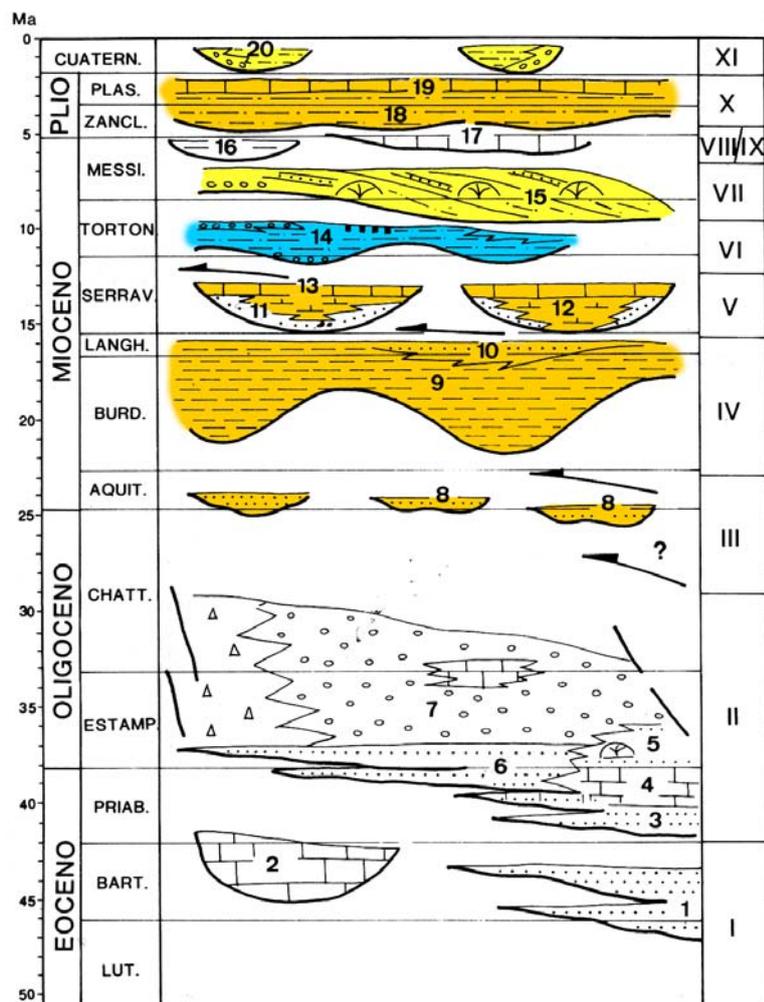


Figura 11. Unidades neógenas, sin- y postorogénicas, aflorantes en Randa (naranja) y Lluçmajor (amarillo), y reconocidas en sondeos (azul). 1=Fm. Calcarenitas de S'Envestida. 2=Fm. Calizas de Peguera. 3=Fm. Margas del Calvari. 4=Fm Calizas de Galdent. 5=Fm. Areniscas y Lutitas de Son Sastre. 6=Fm Calcarenitas de Alaró. 7=Fm. Detrítica de Cala Blanca. 8=Fm. Calcarenitas de Sant Elm. 9=Fm. Turbiditas de Banyalbufar. 10= Calcarenitas de Randa. 11= Limos de Manacor. 12= Margas de Pina. 13= Calizas de Son Verdera. 14= Calcisiltitas con Heterostegina. 15= Unidad Arrecifal. 16= Margas de la Bonanova. 17= Calizas de Santanyí. 18= Calcisiltitas de Son Mir. 19= Calcarenitas de Sant Jordi. 20= Limos de Palma. Modificado de Fornós *et al*, (1991)

- *Formación Turbidítica de Banyalbufar* (Burdigaliense superior – Langhiense): Definida informalmente por Rodríguez-Perea, A. (1984b) y citada en Ramos *et al*. (1989) se trata principalmente de depósitos turbidíticos de margas con intercalaciones de calcarenitas, brechas y conglomerados, que corresponden a facies de talud y llanura submarina. En el macizo de Randa está recubierta por una

secuencia regresiva con facies cada vez más someras, la *Unidad de Calcarenitas de Randa* (Pomar y Rodríguez-Perea, 1983), interpretadas como depósitos de rampa carbonatada y compuesta por calcarenitas en las que el componente predominante son las algas coralináceas, presentando abundantes estructuras tractivas debidas al oleaje.

- *Unidad Margas de Pina* (Serravaliense): Descrita por Pomar *et al.* (1983), está constituida por una sucesión de margas grises masivas con abundantes yesos e intercalaciones de areniscas y conglomerados. Corresponden a facies continentales que rellenan cubetas afectadas por una fuerte subsidencia, lo que determina que su potencia sea muy variable, con máximos de 500 m en los depocentros.
- *Unidad de Calizas de Son Verdera* (Serravaliense): Descrita por Pomar *et al.* (1983), constituye una unidad detrítico-carbonatada de naturaleza continental que muestra importantes variaciones de espesor, mayor en los depocentros de las cuencas, y que se ha reconocido mediante sondeos en la zona meridional de la isla.

En cuanto a las **unidades postorogénicas**, se han reconocido las siguientes unidades:

- *Unidad Calcisiltitas con Heterostegina* (Tortonense inferior): Definida informalmente por Pomar *et al.* (1983), se corresponde con las *Margas con Heterostegina* de García-Yagüe y Muntaner (1968), y en parte con la *Unidad Carbonática de Cala Pi* y la *Capa de Heterostegina* de Simó y Ramón (1986). Escasamente aflorante, pero bien reconocida en sondeos, está constituida por calcisiltitas bioclásticas con *Heterostegina*, *Amphystegina*, miliólidos, rodófitas, dientes de peces, moluscos, equínidos, etc., que son atribuidos a depósitos de plataforma marina. Sus límites superior e inferior son sendas superficies erosivas, y su espesor máximo reconocido supera los 200 m.

- *Unidad Arrecifal* (Tortonense superior- Messiniense): Definida por Barón (1977) y por Esteban *et al.* (1977 y 1978) puede ser observada en los acantilados de la plataforma de Lluçmajor, dónde pueden reconocerse todas las facies del arrecife, caracterizadas por Pomar (1991) y Pomar *et al.* (1983 a y b). Sigue un modelo de arrecife barrera que presenta facies asociadas hacia tierra (*lagoon*) y en dirección a la cuenca (talud y plataforma abierta). Las facies de arrecife s.s. están constituidas por calizas y dolomías masivas, cuyos componentes principales son los corales en posición de vida. Las facies de plataforma abierta están constituidas por calcisiltitas blancas, con abundantes foraminíferos planctónicos, equínidos, pectínidos y ostras. Las facies de talud arrecifal están formadas por fragmentos derivados del arrecife (corales, bivalvos, gasterópodos, serpulidos, etc) en capas lenticulares mal definidas en las zonas proximales, que gradan hacia zonas distales a calcisiltitas y calcarenitas bioturbadas.
- *Unidad de Calcisiltitas de Son Mir* (Plioceno inferior, Zancliense) Esta unidad de carácter informal (Barón y Pomar, 1985) se corresponde con las *Margas con Ammusium* de García-Yagüe y Muntaner (1968). Está formada mayoritariamente por calcisiltitas con foraminíferos piritizados y abundantes moluscos (*Ammusium*, *Dentalium*, y otros), briozoos y foraminíferos planctónicos y bentónicos que evidencian unas condiciones de sedimentación marina de plataforma. Su límite inferior es una superficie erosiva mediante la que se superpone a la *Unidad Arrecifal*, mientras que su límite superior lo constituye un tránsito gradual pero rápido a la *Unidad de Calcarenitas de Sant Jordi*.
- *Unidad de Calcarenitas de Sant Jordi* (Plioceno superior, Plasenciense): Definida por Pomar *et al.* (1983), representa un incremento del tamaño de grano respecto a la unidad anterior, y está formada por calcarenitas con ostrácodos y foraminíferos (*Ammonia*, *Roulus*, *Elphidium*, etc.) que hacia techo pasan a calcarenitas con lumaquelas y estratificación cruzada de gran escala, y que son interpretadas como depósitos de *shoreface* y *foreshore*. Los niveles superiores de las calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada son atribuibles a depósitos eólicos.

- *Unidad de Limos rojos de Palma* (Cuaternario): Definida por Pomar *et al.* (1983), está constituida por un conjunto de sedimentos continentales que se disponen colmatando las cuencas subsidentes de la zona central de la isla. Se puede dividir en dos subunidades: una de origen coluvial – aluvial, que aflora en la zona cercana a Randa y en algunos de los valles torrenciales; y otra formada por calcarenitas de origen eólico, que cubre gran parte de la plataforma de Lluçmajor. Ambas recubren, interdigitándose, gran parte de los acantilados.

De todas las unidades descritas sólo son aflorantes, en la zona de Lluçmajor, la Unidad Arrecifal y la Unidad de Limos Rojos de Palma.

3.2.2. Tectónica

La estructuración tectónica de Mallorca tuvo lugar básicamente en tres etapas: una primera etapa distensiva (Mesozoico-Cenozoico inferior); una segunda etapa compresiva (Mioceno Inferior); y una tercera etapa distensiva, que abarca desde el final de la orogenia alpina hasta la actualidad (Gelabert, 1998; Vergés y Sàbat, 1999; Céspedes *et al.*, 2001).

La plataforma de Lluçmajor constituye un área con manifestaciones termales situada entre dos cubetas neógenas (Figura 10): la de Palma al Oeste, y la de Campos al Este. En éste área afloran básicamente materiales del Mioceno superior (calizas arrecifales) y del Cuaternario (limos, conglomerados rojos y eolianitas), no observándose estructuras tectónicas destacables en superficie. En el macizo de Randa (unidad regional que delimita al norte la plataforma de Lluçmajor) afloran materiales anteriores al Mioceno medio, intensamente deformados por la orogenia alpina. El contacto entre los materiales que conforman el macizo de Randa y la plataforma de Lluçmajor está cubierto por sedimentos cuaternarios (aluviales y coluviales) (Figura 12).

Debido a que los afloramientos en la plataforma son muy escasos, la mayor parte de la información relativa a la estratigrafía y a la estructura procede de sondeos realizados para captación de aguas subterráneas y de los afloramientos en los acantilados costeros, donde se observa como los materiales del Mioceno superior presentan una fracturación relativamente elevada, con una dirección dominante N45°E y N60°E. En la zona de Punta Roja (Figura 12), en el margen litoral de la plataforma de Lluçmajor, se observa una estructura peculiar que afecta a los materiales del Mioceno superior, si bien queda fosilizada por eolianitas pliocuaternarias. La estructura sólo es visible desde el mar, y se asemeja a una estructura en flor relacionada con la presencia de fallas direccionales.

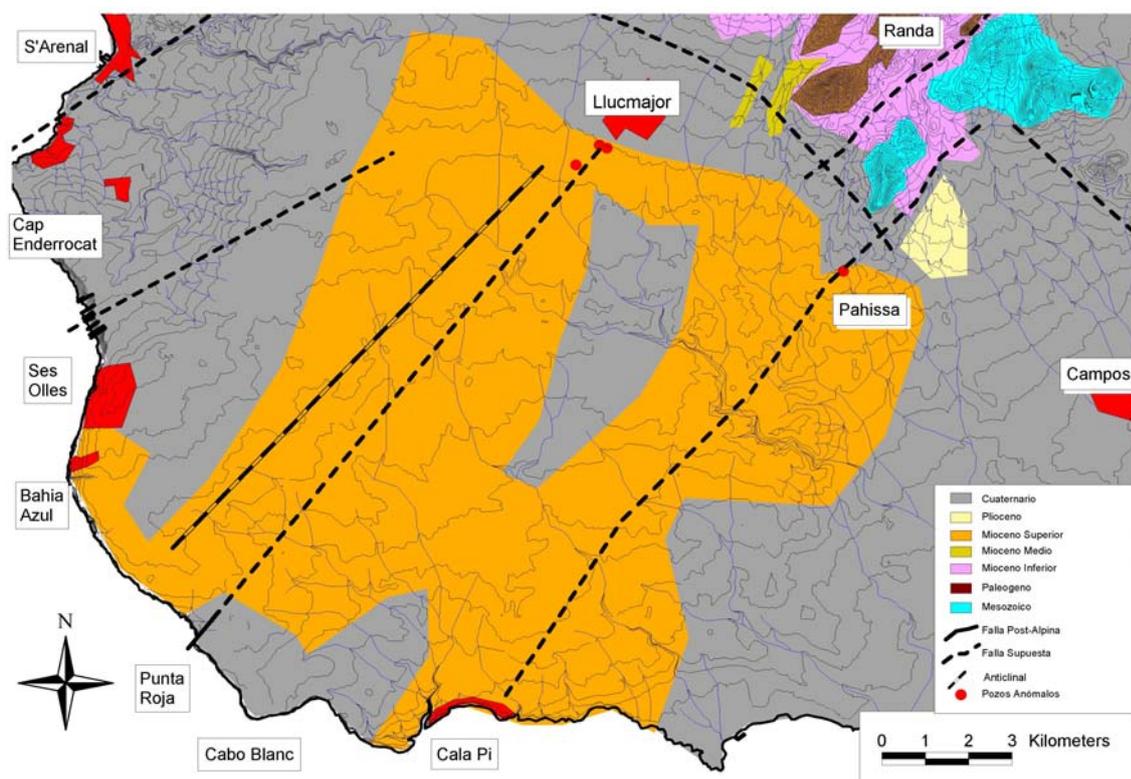


Figura 12. Mapa geológico simplificado de la Plataforma de Lluçmajor y el sector de Randa

Por otro lado, la información sobre la profundidad a la que se encuentran los materiales anteriores al Mioceno superior procedente de sondeos es escasa, que éstos generalmente no sobrepasan los 150 m de profundidad. Las observaciones realizadas indican que este basamento debe situarse a mayor profundidad hacia el sureste de la localidad de Lluçmajor con respecto al sector más occidental. Con la interpretación de

estos sondeos, Pomar y Ward (1999), deducen que la estructura de Punta Roja originaría un desplazamiento en la horizontal de las facies del Mioceno superior, que podría ser del orden de 5,5 km.

Las unidades estratigráficas posteriores al Serravaliense no se encuentran afectadas por la compresión Alpina. Por esta razón, es factible atribuir el comienzo de la distensión post-Alpina al Tortonense. Esta distensión se ha extendido hasta el Plioceno como mínimo, y existen ciertas evidencias que indican que el régimen actual podría ser más cercano a un régimen de desgarre producido por compresión en sentido N-S, junto con extensión en sentido E-O.

Las estructuras post-alpinas observadas están constituidas principalmente por fallas normales y algún pliegue laxo. Las fallas normales de mayor envergadura son las que separan la cuenca de Inca del sector central de Mallorca (falla de Sencelles y otras paralelas a ella) y los pliegues laxos se observan, sobre todo, en el dominio central de la isla. Estas estructuras afectan a todos los materiales, y por lo tanto, deben considerarse estructuras recientes.

Según los datos observados, las anomalías térmicas en las aguas subterráneas de la zona de Lluçmajor parecen estar relacionadas con fracturas de orientación entre N-S y N60°E que afectan al conjunto de materiales de la plataforma. Estas fallas presentan un juego mayoritariamente normal, como lo demuestra el potente paquete de sedimentos miocenos y cuaternarios depositados en las cuencas. Sin embargo, la existencia de pliegues perpendiculares a estas fallas de dirección NE-SO (anticlinal de Marratxí), que pueden tener un origen compresivo y que afectan a los materiales Pliocenos, y la presencia de evidencias de movimientos direccionales afectando a materiales miocenos (Punta Roja) parece indicar que estas fallas normales pueden tener o haber tenido cierto juego direccional. La interacción entre las diferentes fallas puede dar lugar a zonas transpresivas (pliegues) y transtensivas (cubetas), aproximadamente perpendiculares a las fallas de dirección. Los pliegues coincidirían con los altos que separan las cuencas neógenas (Marratxí, Santa Magdalena, e incluso Randa).

Todas las anomalías termales de Mallorca parecen guardar una relación directa con la presencia de estas estructuras neógenas, de orientación NE-SO, que deben considerarse como las estructuras mayores de esta etapa tectónica.

3.3. MARCO HIDROGEOLÓGICO

3.3.1. Hidrogeología. Definición de acuíferos

La zona de estudio se enmarca en la Unidad Hidrogeológica Lluçmajor – Campos, que ocupa el sector meridional de la isla de Mallorca.

Los materiales aflorantes en esta unidad corresponden al Mioceno superior (Tortonense – Messiniense), compuestos por calcarenitas de facies arrecifal que se disponen, mediante una superficie erosiva, a las Calcisiltitas con *Heterostegina* subyacentes, y que a su vez son parcialmente recubiertas por calcarenitas y limos pliocuaternarios. En la plataforma de Lluçmajor, las calcarenitas arrecifales aflorantes y las Calcisiltitas con *Heterostegina* subyacentes se disponen sobre un zócalo impermeable del Mioceno inferior hacia el centro de la cuenca, mientras que en su proximidad con el macizo de Randa pasa a estar constituido por materiales paleógenos.

El acuífero explotado en este sector lo forman las calizas, dolomías y calcarenitas arrecifales, muy permeables debido fundamentalmente a la alta conectividad entre la porosidad móldica e intergranular. Se trata de un acuífero libre, que puede alcanzar los 140 m de potencia en el centro de la plataforma. La transmisividad media del acuífero se estima en torno a 100 m²/día y el coeficiente de almacenamiento del orden de 0,03 (Galmés *et al.*, 1992).

La posición del nivel freático oscila entre los 115 y los 125 m de profundidad, a cotas del orden de +10 a +2 m.s.n.m (Tabla IV). En algunos puntos desciende hasta el nivel del mar debido a la influencia de bombeos cercanos. En algunas áreas

el espesor saturado del acuífero no supera los 5 m. En general, el flujo subterráneo se dirige hacia el sureste, en dirección al mar, con gradientes hidráulicos en torno al 0,3 ‰.

La temperatura media de surgencia en pozos de explotación de las aguas subterráneas más superficiales de la unidad hidrogeológica de Lluçmajor-Campos se sitúa en torno a los 18°C, coincidiendo con la temperatura media atmosférica en la zona. De acuerdo con un gradiente geotérmico normal, a una profundidad de 100 m sería esperable un incremento próximo a los 3°C sobre este valor inicial. De esta forma, temperaturas registradas superiores a los 21°C pueden ser consideradas como indicativas de la presencia de una anomalía geotérmica.

Nº	NOMBRE	X UTM	Y UTM	COTA TOPO. (m)	PROF. POZO (m)	PROF. NIVEL (m)	COTA NIVEL (m)	TEMP. (°C)	COND. ELEC. (µS/cm)	pH
1	Son Gall I	489930	4370735	131	150	123	8	51.6	1100	6.49
2	Son Gall II	489895	4370465	128	136	125	3	50.6	2300	6.89
3	Sa Vela I	489755	4370255	125	140	120	5	42.5	1650	6.68
4	Sa Vela II	489360	4370000	122	140	118	4	42.4	2770	6.69
5	Sa Vela III	489470	4370215	124	130	?	?	42	4580	6.99
6	Son Genovoi I	488885	4369720	120	152	116	4	41.4	4900	6.64
7	Son Genovoi II	488755	4369565	118	140	?	?	37.8	2500	6.73
8	Sa Vela IV	489785	4369800	122	140	120	2	37.2	1540	6.81
9	Son Genovoi III	488870	4369645	118	150	93	25	36.7	4800	6.84
10	Can Jaume	490395	4370430	130	158	118	12	33	2050	7.31
11	Sa Vela V	490285	4370115	127	150	123	4	31.5	1750	6.97
12	Bennoc	488774	4368665	115	150	?	?	30	?	?
13	Sa Vela VI	490160	4369855	124	144	122	2	27.1	1480	7.89
14	Son Noguera	448220	4369770	119	120	114	5	24.6	?	7.63
15	Cugulutx	487590	4369725	118	125	118	0	24	?	7.70
16	Can Carreras	489810	4369375	120	136	116.5	3.5	23.8	1500	7.18
17	Torretxí I	490455	4369615	124	145	121	3	23.2	1610	7.34
18	Can Patac6	487955	4369925	119	140	?	?	23.1	?	7.70
19	Torretxí II	490430	4369160	120	150	?	?	22.6	1570	7.12
20	Ca S'Alet	490750	4370250	130	140	125	5	21	760	7.42
21	Torretxí III	490080	4369615	121	160	118	3	19.5	1480	7.11
22	Sa Vela VII	490365	4370215	127	150	120	7	?	?	?

Tabla IV. Parámetros físico-químicos "in situ" de los pozos inventariados en Lluçmajor

3.3.2. Inventario y toma de muestras

La realización de un inventario exhaustivo permitió la localización de nuevos pozos con anomalías térmicas al sur de la localidad de Lluçmajor. En total se han inventariado 24 pozos, localizados al sur de la población de Lluçmajor (Figura 13), en los cuales se han determinado *in situ* la temperatura, la conductividad eléctrica y el pH (Tabla IV).

En un área aproximada de 6 km² se han obtenido valores de temperatura que varían desde 19,5 °C hasta 51,6 °C (Figura 13), y valores de conductividad eléctrica entre 726 μS.cm⁻¹ y 4440 μS.cm⁻¹ (Figura 14), encontrándose una fuerte componente direccional NE – SO en la distribución de las isotermas y los isovalores de conductividad eléctrica.

Las muestras de agua recogidas han sido objeto de una analítica química completa donde, además de los elementos mayoritarios, se han analizado elementos adicionales que constituyen posibles indicadores geotérmicos, tales como el litio, flúor, boro y la sílice, elementos de alta movilidad térmica conocida. Los resultados de los análisis químicos realizados se recogen en la Tabla V.

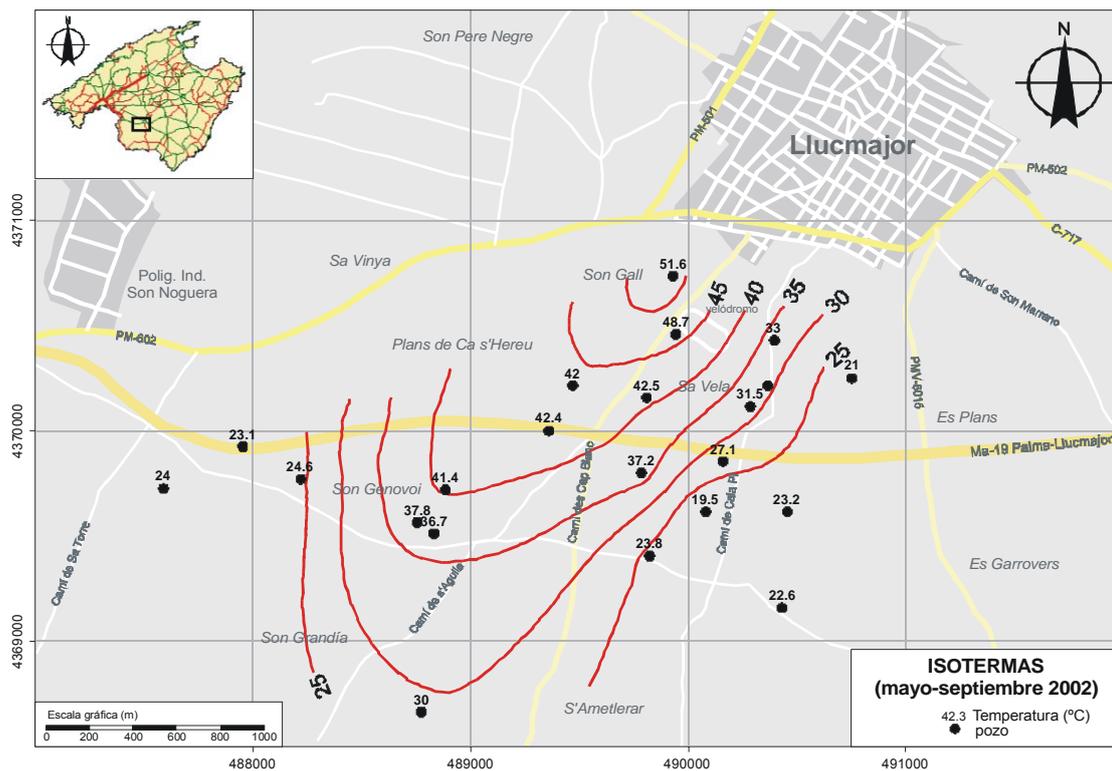


Figura 13. Mapa de isotermas (mayo-septiembre 2002)

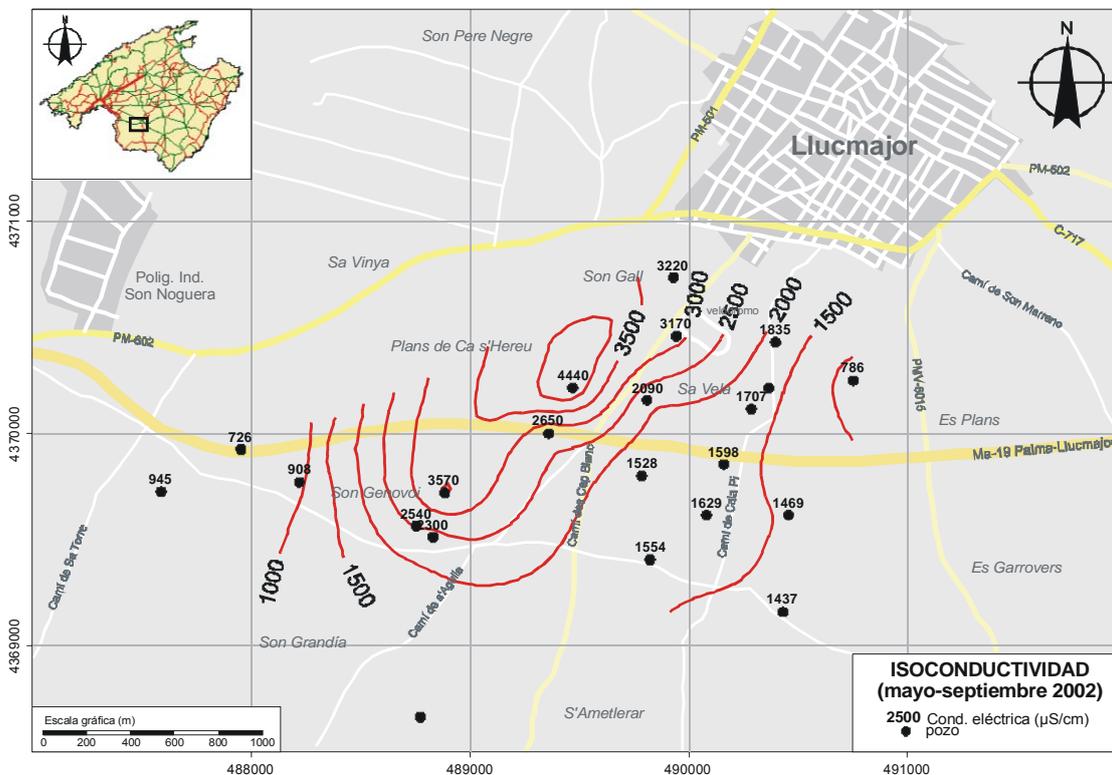


Figura 14. Valores de conductividad eléctrica en los puntos inventariados ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)

Nº	nombre	muestra	pH	CE μS/cm	Cl ⁻ mg/L	SO4 mg/L	Ca ⁺ mg/L	Mg mg/L	Dureza	NO ₃ mg/L	NO ₂ mg/L	Alcali- nidad	HCO ₃ mg/L	CO ₃ mg/L	Na mg/L	K mg/L	SiO ₂ mg/L	PO ₄ mg/L	NH ₃ mg/L	Fe mg/L	R. S. mg/L	Sol. susp.	DGO mg/L	B μg/L	F μg/L	Li μg/L
1	Son Gall I	20/06/02	7,81	3220	496,3	1231	392,8	67,3	1276	17	0,07	195,2	170,8	<10	285	19,5	42,8	<100	0,1	<100	2896	44,4	94	<200	1170	2990
2	Son Gall II	22/06/02	7,22	3170	496,3	991	384,7	67,3	1256	4,4	0,06	219,6	170	<10	299	21,5	32,1	<100	0,2	<100	3043	100,8	<9	<200	1080	2890
3	Sa Vela I	18/06/02	6,84	2090	304,9	474	232,4	90,7	752	26,6	1,4	329,4	256,2	<10	207	12,9	17,9	<100	<0,05	304	1451	2	8,8	<200	266	1570
4	Sa Vela II	12/06/02	6,92	2650	375,8	755	274,9	60,5	934	7,6	0,2	305	231,8	<10	293	19,3	19,3	<100	0,8	321	2118	7	8,8	<200	380	1720
5	Sa Vela III	18/06/02	7,19	4440	616,8	1174	589,2	95,5	1862	13	0,05	268,4	219,6	<10	457	28,1	37,4	<100	<0,05	193	3852	6	17,6	<200	1966	2520
6	Son Genovoi I	22/06/02	7,89	3570	815,3	291,5	309,4	82,4	1110	41,3	<0,05	195,2	170,8	<10	417	19,6	21,4	<100	0,05	<100	3064	12,8	226	<200	411	2320
7	Son Genovoi II	22/06/02	7,97	2540	460,8	544	222	65,3	822	54,1	0,07	207,4	183	<10	265	16,5	32,1	<100	0,1	<100	2137	15,2	94	<200	337	1620
8	Sa Vela IV	17/06/02	7,05	1528	212,7	251,6	119,4	44,4	480	46	0,15	305	207,4	<10	151	11,1	16	<100	0,25	131	1069	1,6	17,6	<200	220	1020
9	Son Genovoi III	22/06/02	8,06	2300	425,4	488	208,4	65,8	790	62	<0,05	292,8	170,8	<10	236	15,5	32,1	<100	0,1	<100	1916	14,4	<9	<200	282	1520
10	Can Jaume	22/06/02	8,01	1835	319	245,4	137,9	58,9	586	191	<0,05	207,4	183	<10	173	18,6	21,4	<100	0,1	<100	1700	38	<9	<200	52	1720
11	Sa Vela V	18/06/02	6,99	1707	269,4	216	155,5	56,1	618	197	<0,05	244	146,4	<10	162	17	12,8	<100	0,07	<100	1343	0,6	8,8	<200	71	1230
13	Sa Vela VI	17/06/02	7,32	1598	248,1	114	122,6	39,5	468	221	0,07	244	146,4	<10	160	20,2	11,5	<100	<0,05	<100	1255	1	26,4	<200	28	1100
14	Son Noguera	10/09/02	7,3	908	145	84	73	36		34			228		91	6	14,9						1	0,106		
15	Cugulutx	04/09/02	7,4	945	171	16	60	33		96			202		97	24	12,7						0,8	0,1		
16	Can Carreras	22/06/02	8,14	1554	283,6	130,6	125	45,8	500	163	0,1	280,6	183	<10	142	17,4	21,4	<100	<0,05	<100	1467	10,4	<9	<200	24	1520
17	Torretxí I	11/06/02	7,69	1469	226,9	77,6	119,4	43,4	476	198	<0,05	292,8	146,4	<10	146	15,8	10,3	<100	<0,05	124	1074	9,6	17,6	<200	11	1330
18	Can Patacó	07/09/02	7,5	726	125	11	53	32		37			230		59	4	12,6						0,7	0,074		
19	Torretxí II	11/06/02	7,22	1437	226,9	91,2	119,4	42,4	452	189	0,05	292,8	219,6	<10	144	17,5	9,6	<100	<0,05	111	1081	2	8,8	<200	11	1430
20	Ca S'Alet	17/06/02	7,49	786	99,3	17,6	66,5	27,8	280	108	<0,05	244	146,4	<10	53	4,1	8,3	<100	<0,05	<100	515	7	8,8	<200	11	815
21	Torretxí III	18/06/02	7,3	1629	248,1	180,8	149,9	42,4	548	226	<0,05	268,4	195,2	<10	160	17,5	10,9	<100	<0,05	<100	1240	2,3	8,8	<200	42	1430

Tabla V. Análíticas de laboratorio correspondientes a las aguas subterráneas del acuífero superior carbonatado del entorno de Lluçmajor

3.3.3. Distribución espacial de parámetros hidrogeoquímicos

La representación espacial de los isocontenidos de los diferentes parámetros químicos analizados muestra la existencia de una pauta de alineación según una dirección determinada noreste-suroeste. La Figura 13 presenta la distribución espacial de la temperatura. El máximo de la anomalía térmica se registra en el pozo nº 1 (Son Gall I), con 51,6°C. A partir de este punto la temperatura va disminuyendo hacia el SE, en la dirección del flujo de agua subterránea, hasta valores próximos a los normales (19,5°C) para las aguas del acuífero mioceno. A su vez, los pozos de mayor temperatura se alinean según una dirección predominante NE-SO. Igual tendencia muestran los valores de conductividad eléctrica, como se recoge en la Figura 14.

La distribución espacial del contenido en ión sulfato (Figura 15), presenta valores que varían entre los 17,6 mg/L, correspondientes a las aguas más frías del acuífero mioceno, y los 1.231 mg/L en el punto de mayor temperatura. La distribución es similar a la ya observada en la temperatura y conductividad eléctrica, con los máximos de concentración alineados según una dirección NE-SO. Se observa además la existencia de una correlación directa entre la temperatura y el contenido en ión sulfato.

Un comportamiento similar se observa en la distribución espacial del ión cloruro (Figura 16), que presenta una concentración inferior a los 300 mg/L en los puntos de menor temperatura, manteniéndose dentro de los valores normales del acuífero superficial mioceno. La progresiva proximidad a los puntos de mayor anomalía termal dan lugar a un incremento progresivo de la concentración de cloruro, alcanzándose valores anómalos (en ausencia de fenómenos de intrusión marina) de entre 500 y 800 mg/L en los puntos de mayor temperatura, y distribuyéndose, al igual que estos, en una alineación SO-NE.

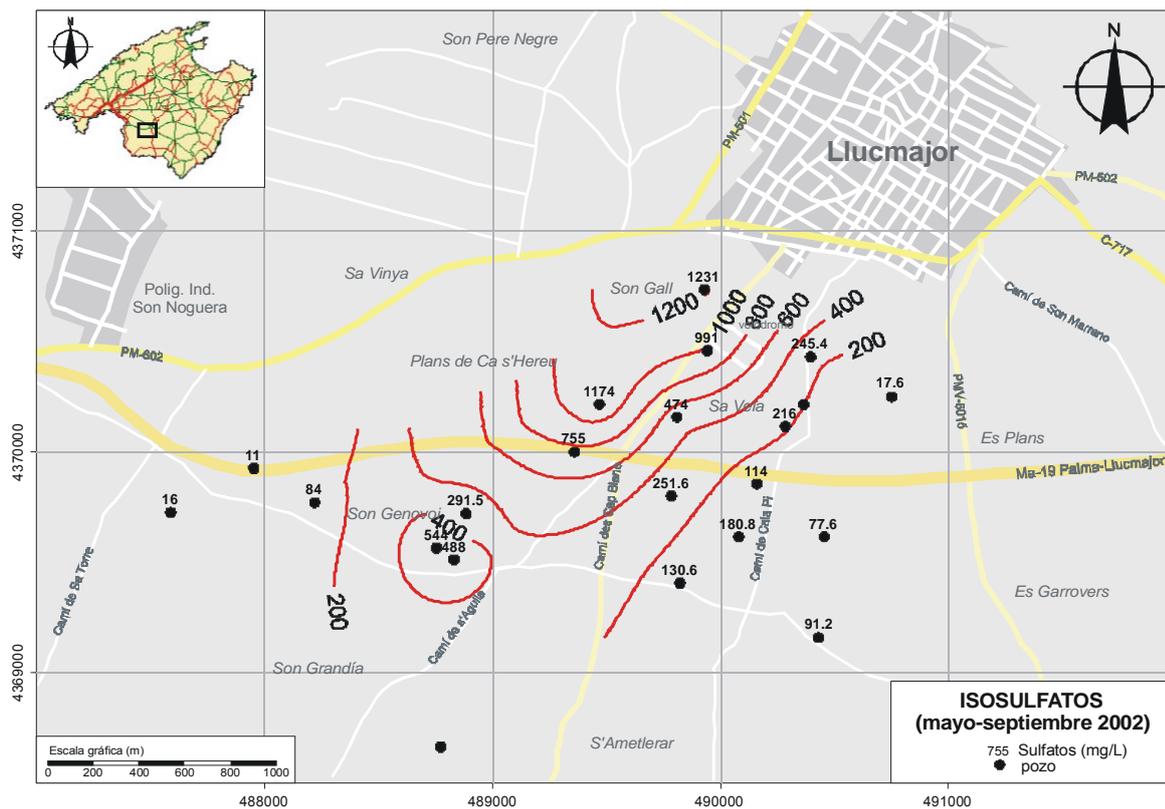


Figura 15. Distribución del ión sulfato (mg/L) en la zona de estudio

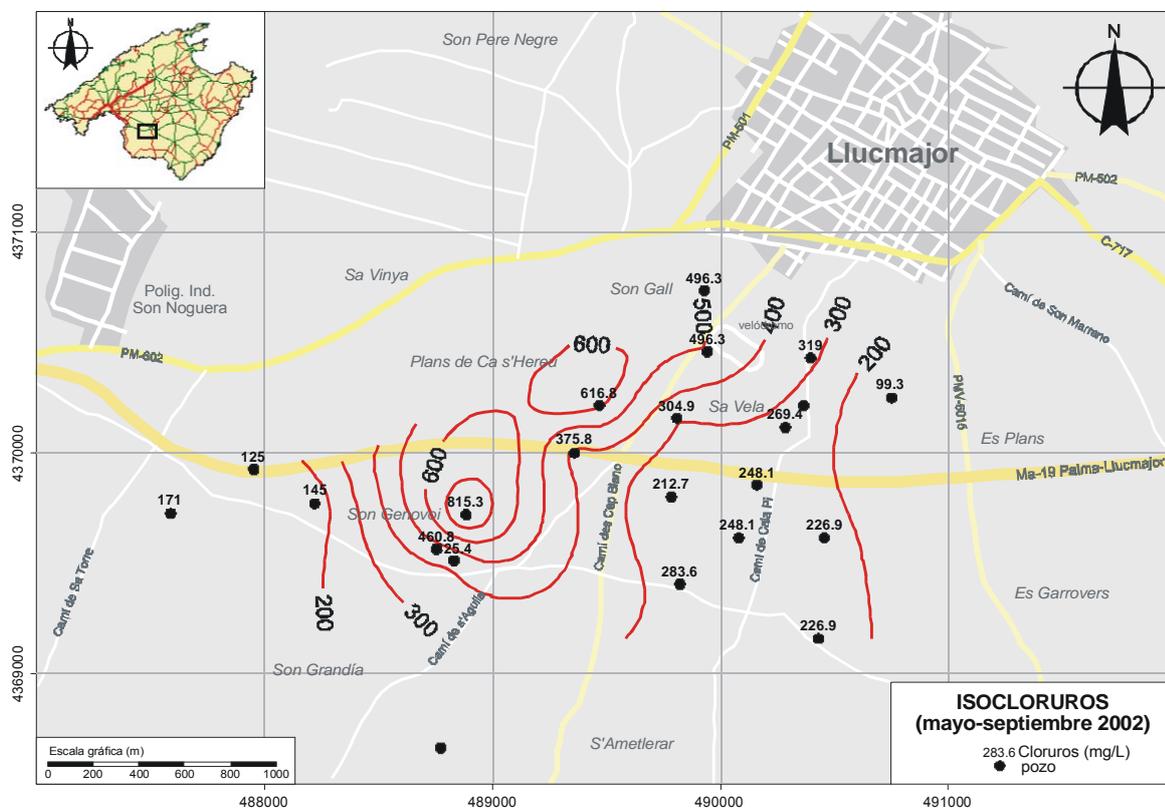


Figura 16. Distribución del ión cloruro (mg/L) en la zona de estudio

La distribución espacial del isocontenido en ión nitrato (Figura 17) presenta, por el contrario, un patrón de concentración inverso a los casos anteriores. Los puntos correspondientes a las aguas de menor anomalía térmica muestran las mayores concentraciones en este parámetro, apreciándose una cierta contaminación de este acuífero superficial, probablemente por actividades agropecuarias. Los puntos de mayor gradiente térmico, al tener un origen profundo, no presentan esta contaminación superficial por nitratos, mostrando concentraciones muy por debajo de los 50 mg/L.

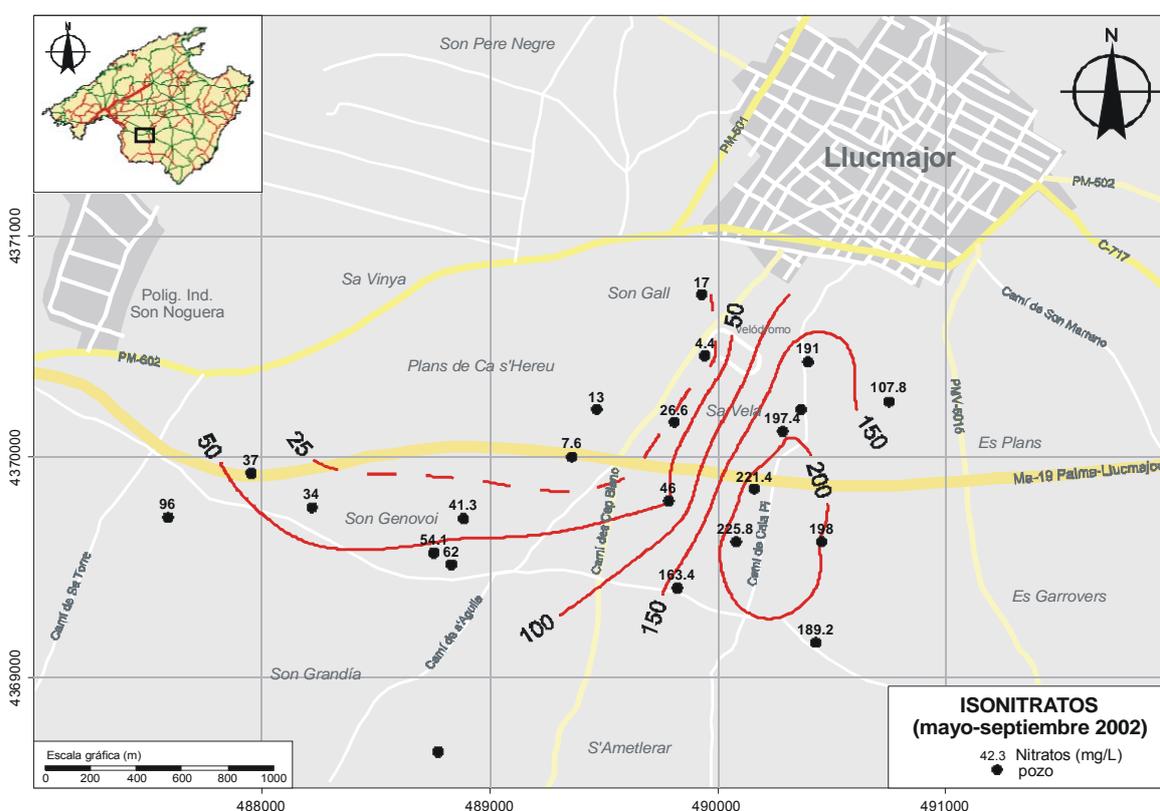


Figura 17. Distribución del ión nitrato (mg/L) en la zona de estudio

Con relación a otros componentes de alta movilidad geotérmica analizados, como la sílice, el flúor y el litio, los mapas de isocontenidos (Figuras 18, 19 y 20 respectivamente) presentan el mismo patrón de distribución espacial, con una clara dirección preferencial NE - SO. Los máximos valores se sitúan sobre dicho eje, siendo el punto de mayor temperatura el n°1, que presenta los contenidos más altos en sílice, 42,8 ppm, y el punto n° 5 con el mayor contenido en flúor, 1,9 ppm.

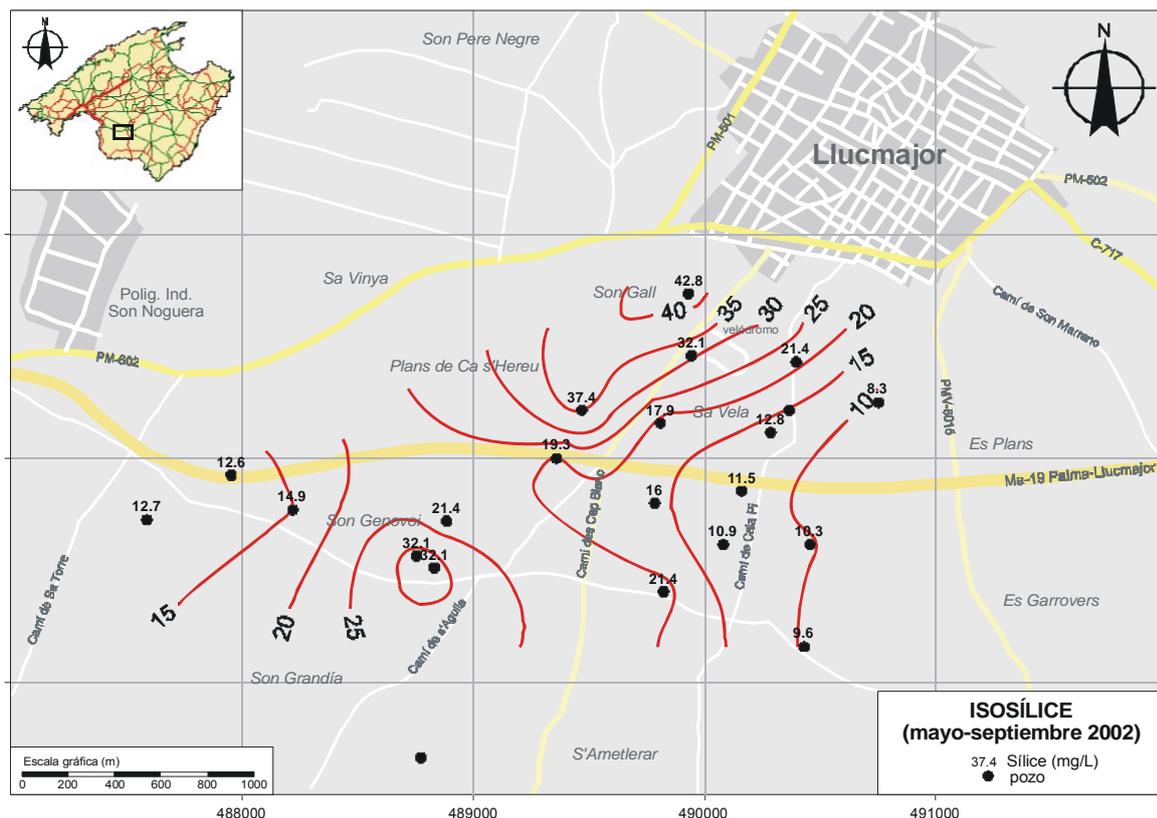


Figura 18. Distribución del contenido en sílice (mg/L) en la zona de estudio

En conclusión, el análisis geoquímico permite confirmar la existencia de una concentración de pozos con agua caliente al S de la localidad de Lluçmajor de los cuales los que presenta una temperatura >30 °C se encuentran alineados según una dirección NE-SO. Estos alumbran aguas con unas características salobres (principalmente por su elevada concentración en sulfatos y cloruros), y enriquecidas en sílice, litio y flúor respecto a los valores medios observados en las aguas frías del acuífero mioceno. Los contenidos en estos parámetros decrecen progresiva y rápidamente hacia el sureste, en el sentido del flujo subterráneo.

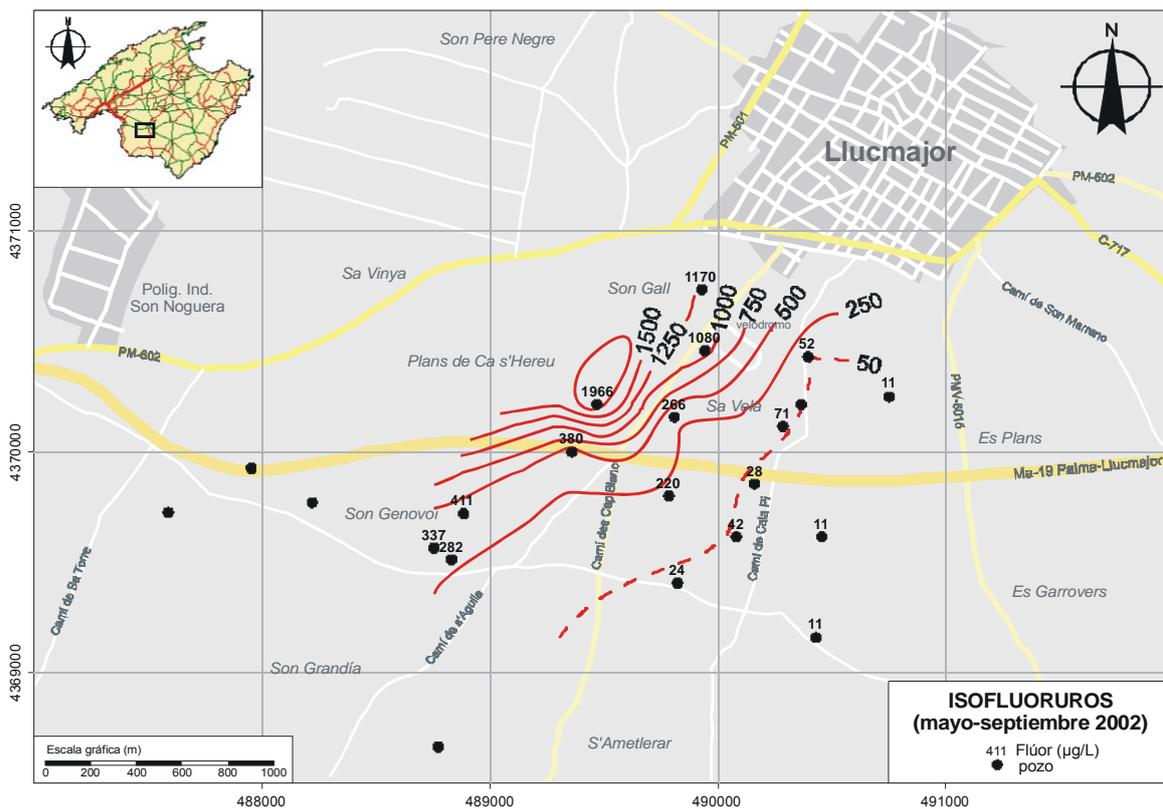


Figura 19. Distribución del contenido en flúor ($\mu\text{g/L}$) en la zona de estudio

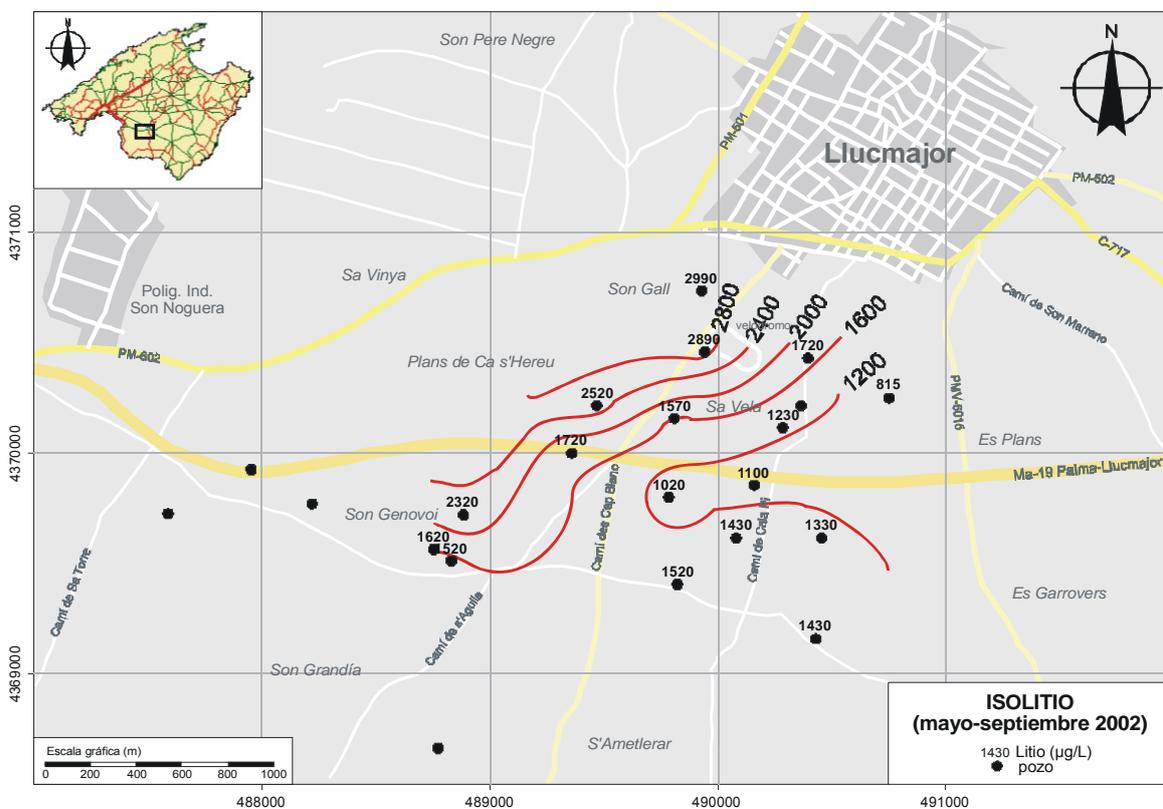


Figura 20. Distribución del contenido en litio ($\mu\text{g/L}$) en la zona de estudio

3.3.4. Indicadores geotérmicos.

La presencia de concentraciones anormalmente elevadas en determinados iones junto a la presencia de anomalías en la temperatura, lleva a la necesidad de determinar la relación existente entre ambos a fin de evaluar el potencial uso de determinados iones como indicadores geotérmicos. La relación existente entre el contenido de los aniones de concentración más relevante en el conjunto de las aguas termales (sulfato y cloruro) y la temperatura (Figura 21), muestra la existencia de una relación directa, poniendo de manifiesto que los puntos de mayor temperatura poseen los contenidos más elevados en ión sulfato (1.231 mg/L) e ión cloruro (815,3 mg/L). Los puntos correspondientes a las aguas frías del acuífero superficial presentan contenidos medios siempre inferiores a 300 mg/L, tanto en cloruros como en sulfatos.

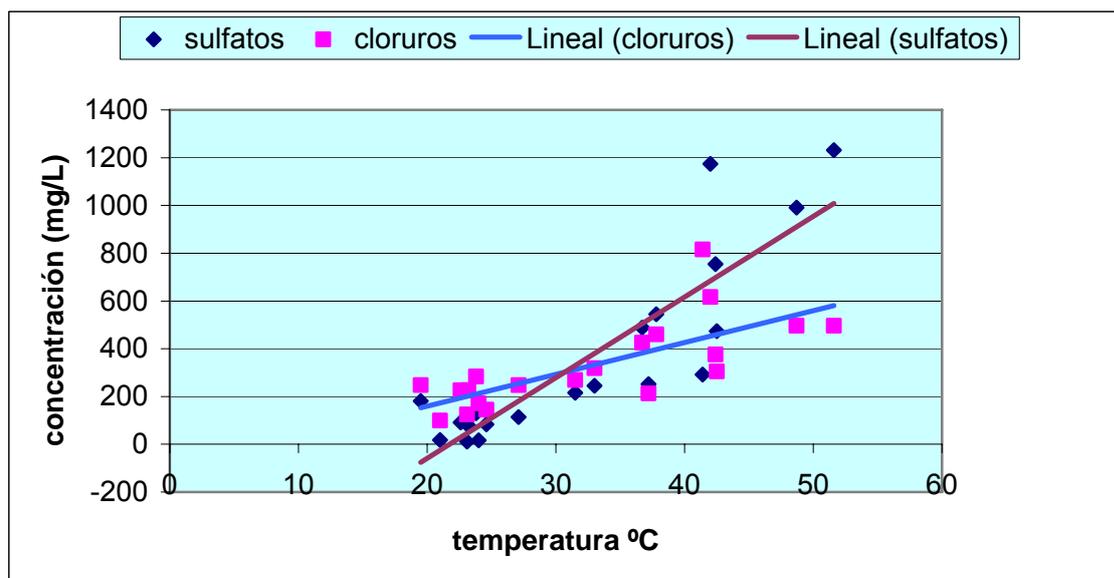


Figura 21. Relación entre la temperatura (°C) y el contenido en cloruros y sulfatos (mg/L)

Otro parámetro que actúa como marcador potencial de las aguas con anomalías geotérmicas es el contenido en ión nitrato. Así, las aguas de menor temperatura pueden presentar un rango muy variable de concentración en ión nitrato, mientras que las aguas con mayores anomalías en la temperatura presentan siempre valores bajos, inferiores a 50 mg/L (Figura 22). Esta relación avala el origen profundo de las aguas termales, ya que estas no se ven afectadas en las proximidades de los

puntos de surgencia por la contaminación superficial con nitratos procedentes de la mezcla con aguas contaminadas por origen antrópico del acuífero superficial.

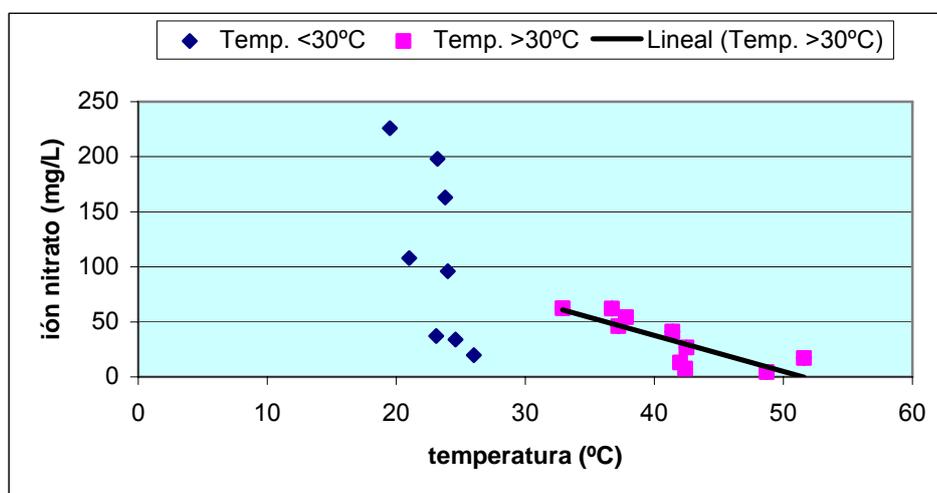


Figura 22. Relación entre la temperatura (°C) y el contenido en ión nitrato (mg/L)

Se han analizado también, como indicadores geotérmicos, los contenidos en litio, sílice y flúor, ya que estos elementos poseen una elevada movilidad geotérmica, por lo que las aguas termales y los flujos regionales de circulación profunda se encuentran usualmente enriquecidos en ellos (Sánchez Martos *et al.*, 2004 y ENRESA, 2002).

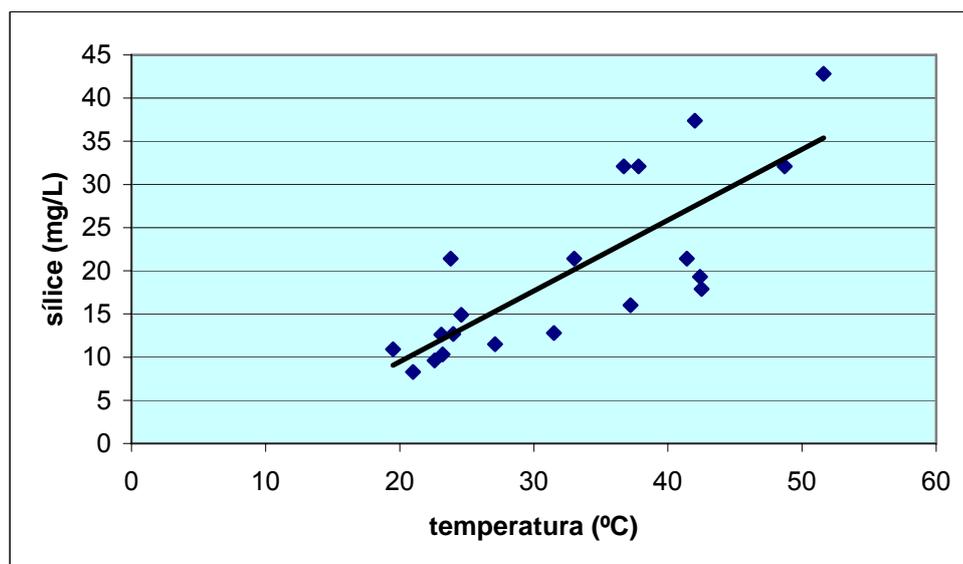


Figura 23. Relación entre el contenido en sílice (mg/L) y la temperatura (°C) de los puntos inventariados

En la zona de Lluçmajor se observa una relación directa entre el contenido en estos elementos y la temperatura, (Figuras 23 y 24), siendo el punto de mayor temperatura (n^o 1, Son Gall I) y el que presenta los valores más elevados en los tres elementos: 2990 µg/L de litio, 1170 µg/L de flúor y 42,8 mg/L de sílice. Estos valores avalarían la hipótesis de una circulación lenta en el acuífero profundo, con un amplio tiempo de contacto agua- roca en condiciones de elevada temperatura.

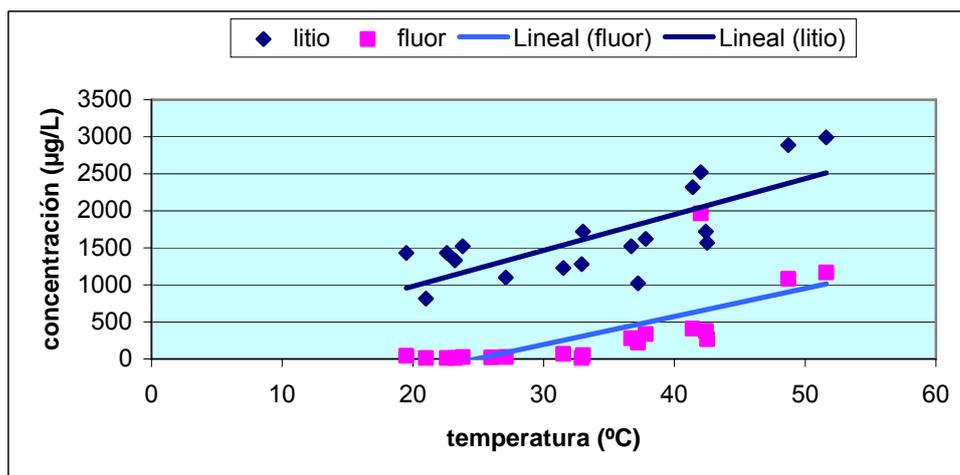


Figura 24. Relación entre el contenido en litio y flúor (µg/L) con la temperatura(°C)

3.4. GEOQUÍMICA

3.4.1. Geotermometría

Las técnicas geotermométricas permiten llevar a cabo estimaciones de la temperatura de equilibrio del agua en su acuífero de origen, sobre la base de la composición química de la misma después de su salida hasta la superficie o a acuíferos más someros. Esta estimación de la temperatura en almacén se realiza mediante la utilización de geotermómetros o termómetros químicos, basados en el estudio del equilibrio agua-roca para un sistema determinado (Fournier, 1977; Michard, 1979). El factor temperatura, junto a otros parámetros tales como presión, concentración original, tiempo de tránsito etc., determina el grado de reacción del agua con la roca.

Para el empleo de los geotermómetros es necesario admitir una serie de hipótesis que simplifican las condiciones que rigen la circulación del agua y su estancia en el acuífero profundo. Las más importantes son:

1. Las reacciones consideradas están ligadas directamente con la temperatura.
2. Los elementos reaccionantes deben estar presentes en exceso, no existiendo limitación cuantitativa.
3. El tiempo de estancia del agua en el acuífero debe ser suficientemente largo para permitir un equilibrio termodinámico a la temperatura del acuífero almacén.
4. Los cambios de composición en el circuito de salida han de ser mínimos.
5. Los procesos de mezcla con aguas frías deben ser muy limitados y bien conocidos.

A pesar de la dificultad de cumplimiento de las condiciones anteriormente expuestas, se ha comprobado empíricamente la validez general de algunos geotermómetros en un número elevado de campos geotérmicos (Auqué *et al.*, 2001; García Sanz *et al.*, 2000; Albert, 1976), tanto de alta como de media y baja temperatura.

El más clásico de los geotermómetros, y al tiempo más generalizado y aceptado, es el basado en la solubilidad de la sílice, o contenido en sílice de las aguas (Michard, 1979). Aunque existen numerosas fórmulas que regulan el funcionamiento de este geotermómetro, para las aguas de baja y media temperatura, las más ampliamente aceptadas y empleadas son:

$$\text{Sílice-Cuarzo: } T(^{\circ}\text{C}) = [1522/(5,75 - \log \text{SiO}_2)] - 273,15$$

$$\text{Sílice-Calcedonia: } T(^{\circ}\text{C}) = [1032/(4,69 - \log \text{SiO}_2)] - 273,15$$

La aplicación de una u otra depende en general del tipo de sílice presente en la roca y disuelta por el agua. Estudios empíricos llevados a cabo en multitud de campos geotérmicos (Fournier & Rowe, 1969) permiten generalizar que cuando la temperatura es superior a 120-150 °C el geotermómetro aplicable es el de sílice-cuarzo, mientras

que cuando la temperatura es inferior, el geotermómetro aplicable es el de sílice-calcedonia. En el presente estudio se han aplicado ambos, lo que permitirá una estimación del rango de variación de temperaturas posibles en el almacén.

Otro geotermómetro de amplio campo de aplicación es el que relaciona la temperatura con la relación Na/K (Michard, 1979). El estudio del equilibrio termodinámico de esta relación en las aguas verifica la estrecha dependencia de la misma con respecto a la temperatura. Su contraste en numerosos campos geotérmicos permitió su aceptación generalizada; sin embargo en ocasiones, factores como la baja temperatura y la presencia de rocas evaporíticas (yesos del Keuper, Oligoceno y Mioceno), dan lugar a importantes diferencias entre las temperaturas calculadas y las verificadas directamente. En el presente estudio se ha aplicado dicho geotermómetro, comprobando que los resultados obtenidos son aberrantes, con temperaturas estimadas muy elevadas. La fórmula generalmente aceptada para este equilibrio es:

$$T(^{\circ}\text{C}) (\text{Na/K}) = [855,6/(\log \text{Na/K} + 0,8573)] - 273,15$$

Como puede observarse en la Tabla VI, los valores de temperatura obtenidos del geotermómetro rNa/K son excesivamente elevados (entre 372°C y 680°C). El geotermómetro sílice-calcedonia ofrece un rango de temperaturas, para el agua en origen comprendida entre los 63 °C y los 86°C si se consideran los dos puntos de mayor temperatura (números 1 y 5), más adecuada a los valores reales obtenidos en el muestreo de campo para esos mismos puntos, que oscilan entre los 42°C y los 51,6°C y, por lo tanto, de mayor fiabilidad al presentar un porcentaje de mezcla menor con el agua del acuífero superficial.

Considerando un gradiente geotérmico promedio de 3,1°C cada 100 metros de profundidad, y que el agua subterránea de los acuíferos superficiales en Mallorca presenta una temperatura media de 18 °C, y teniendo en cuenta que el valor máximo de temperatura obtenido con el geotermómetro sílice-calcedonia es de 85°C, el acuífero almacén se situaría a una profundidad teórica estimada en 2.077 m.

Nº pozo	Nombre	T ^a - Cuarzo	T ^a - Calcedonia	T ^a r Na/K
1	Son Gall I	95	63	462
2	Son Gall II	86	51	476
3	Sa Vela I	84	49	438
4	Sa Vela II	68	30	452
5	Sa Vela III	114	86	434
6	Son Genovoy I	92	59	372
7	Son Genovoy II	86	51	437
8	Sa Vela IV	77	40	482
9	Son Genovoy III	86	51	451
10	Can Jaume	71	34	611
11	Sa Vela VI	55	15	602
13	Sa Vela VI	51	11	680
16	Can Carreras	71	34	666
17	Torretxí I	60	21	614
19	Torretxí II	60	21	662
20	Ca S'Alet	42	1	497
21	Torretxí III	50	9	618

Tabla VI. Geotermometría de la zona de Lluçmajor. Valores de temperatura estimados en el almacén (°C)

3.4.2. Hidrogeoquímica. Definición de familias de aguas

La representación gráfica de los resultados analíticos de las muestras de agua ha permitido definir las diferentes familias presentes en la zona de investigación. En ocasiones, este estudio permite además interpretar para cada familia o tipo de agua un posible origen, que puede ser precisado en mayor o menor medida con la caracterización isotópica posterior.

Así, a partir de diagramas de Langelier-Ludwig en la zona de estudio (Figura 25) se han podido definir las siguientes familias de aguas:

- Aguas sulfatadas cálcicas. Comprenden las aguas de mayor rango de temperatura (42°C- 51,6°C), representadas por los puntos 1, 2, 4 y 5. Presentan también contenidos altos en ión cloruro. Corresponden a aguas con una composición supuesta similar a la original del acuífero profundo. La litología de este acuífero condiciona la disolución de minerales de tipo salino en su circulación profunda.

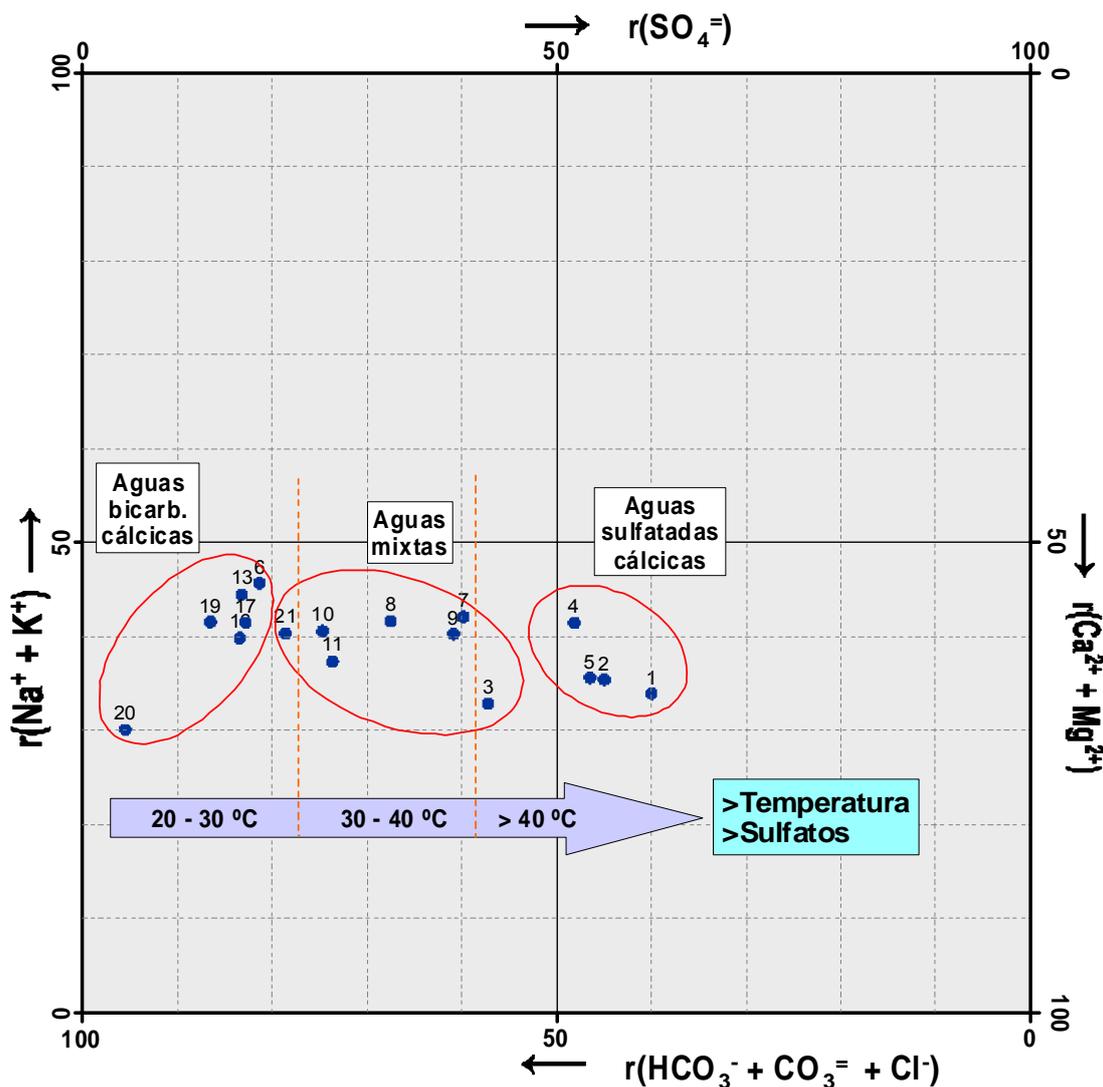


Figura 25. Diagrama de Langelier & Ludwig de los iones mayoritarios en las muestras analizadas y su relación con la temperatura y con la tipología de las aguas

- Aguas bicarbonatadas cálcicas. Se identifican como las aguas más frías y próximas a la composición natural del acuífero mioceno libre explotado en la zona, quedando representadas por los puntos 6, 13, 17, 18, 19, y 20, en el extremo SE de la zona de estudio.
- Aguas mixtas (sulfatadas – cloruradas o cloruradas – sulfatadas). Corresponden a aguas de mezcla del acuífero profundo y el superficial, con unas características hidroquímicas variables en función de la mayor o menor proximidad a los puntos de surgencia de las aguas del acuífero profundo. Engloba a los siguientes puntos inventariados: 3, 7, 8, 9, 10, 11 y 21.

Se observa una importante componente clorurada en las aguas del acuífero superficial, que se había atribuido inicialmente a un fenómeno de intrusión marina (Galmés *et al.*, 1992). Sin embargo, el análisis de las relaciones iónicas, especialmente rMg/rCa , no parece justificar este origen, por lo que se atribuye a la mezcla con las aguas termales de origen profundo, cuyo marcado químico queda incorporado a las aguas del acuífero superior.

De forma análoga, se descarta la intrusión marina como responsable de la alta concentración de sulfatos en los puntos de mayor temperatura. La relación entre la concentración de sulfatos y la conductividad eléctrica en los puntos inventariados y en el agua de mar (Figura 26), indica orígenes distintos en ambos casos.

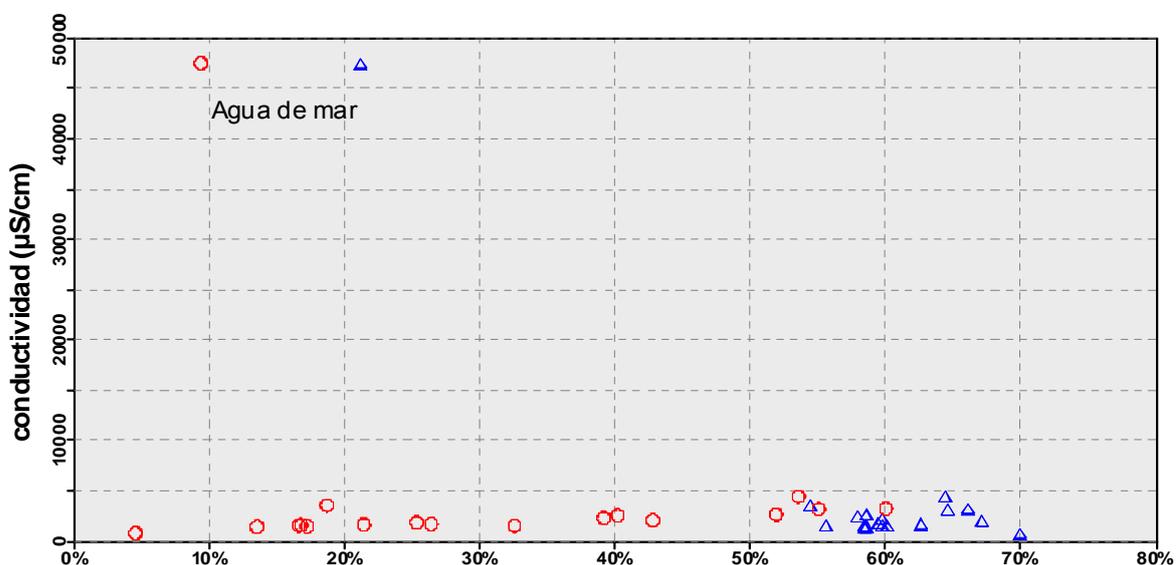


Figura 26. Diagrama comparativo de las muestras analizadas y la composición tipo del agua marina, que relacionan la conductividad con el contenido en ión sulfato (círculos) y con los iones calcio y magnesio (triángulos)

3.5. ISÓTOPOS Y GASES

3.5.1. Introducción

La aplicación de técnicas isotópicas es un procedimiento habitual en la investigación geotérmica, e hidrogeológica en general, y que esta técnica permite establecer conclusiones relativas a:

- La evolución del agua en el subsuelo desde su infiltración, realizando una estimación del área de recarga, zonas por las que circula, procesos de intercambios físicos, etc. Este análisis se efectúa generalmente a partir de la concentración de isótopos estables, tales como el oxígeno-18 ($\text{‰}\delta^{18}\text{O}$), y el deuterio ($\text{‰}\delta^2\text{H}$).
- Los procesos de intercambio isotópico con las rocas del acuífero almacén, mediante la composición en isótopos estables: oxígeno-18 (^{18}O), deuterio(^2H) y carbono-13 ($\text{‰}\delta^{13}\text{C-DIC}$)
- El tiempo de renovación del agua y modelo de circulación mediante el estudio de la concentración en el isótopo radioactivo Tritio (^3H -UT.).

En el presente estudio se han muestreado y analizado los contenidos en isótopos estables: oxígeno-18, deuterio y carbono-13, de 10 puntos correspondientes a la zona de Lluçmajor, con representación tanto de puntos que presentan anomalías térmicas como sin ellas. Asimismo, en cuatro de las muestras se han llevado a cabo determinaciones de tritio, una de cuyas muestras corresponde a las aguas más frías del acuífero mioceno, y las tres restantes a aguas con fuerte anomalía térmica.

Por otro lado, es característico en las aguas procedentes de acuíferos profundos, la presencia de gases disueltos, con una composición que es función de la geología del área investigada. La presencia de concentraciones anómalas en algunos gases como dióxido de carbono, metano, helio e hidrógeno, pueden indicar procesos internos ligados a la estructura geológica. En general, el agua subterránea contiene un gas que es el producto de la reducción del aire atrapado en las fases iniciales de la infiltración y que, por lo tanto, tiene una concentración final de oxígeno muy inferior a la del aire y un enriquecimiento relativo de nitrógeno, que no sufre ningún intercambio. El dióxido de carbono se incrementa ligeramente en este proceso. Sin embargo, si en los análisis efectuados a muestras extraídas del gas disuelto en las aguas se detectan concentraciones anómalas de los gases citados anteriormente, ello

indica que existe un aporte endógeno de gas que habitualmente va ligado a la circulación profunda del agua.

En este estudio se ha hecho un muestreo de cinco puntos de agua para el análisis de gases, todos ellos con anomalías térmicas.

3.5.2. Isótopos estables

3.5.2.1. Oxígeno 18 y Deuterio

La composición isotópica de las aguas subterráneas de un acuífero es, en la mayor parte de los casos, similar a la de las precipitaciones en la zona. A su vez, la composición isotópica de las aguas de lluvia depende de una compleja serie de fenómenos climatológicos y físico-químicos que le confieren una variabilidad importante. A pesar del carácter cíclico de estos fenómenos, es factible identificar una composición isotópica media de las aguas de pluviometría para una región concreta.

En este sentido existe una relación entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para cada región. También a nivel mundial es posible expresar una relación media, la conocida recta de Craig o Línea Meteórica Mundial (LMM) para las aguas de lluvia, que se puede expresar por la ecuación:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10.$$

Puesto que el proceso de alimentación de los acuíferos desde la infiltración del agua hasta su incorporación al mismo, amortigua las oscilaciones cíclicas del contenido en isótopos estables, es posible asignar a las aguas subterráneas de los acuíferos una composición media constante en el tiempo y muy similar a la de las precipitaciones locales.

Este principio tiene no obstante algunas excepciones, ligadas a la historia particular del ciclo del agua en la zona considerada. Entre estas excepciones cabe citar como más importantes (Mook, 2002):

- Zona de recarga alejada del acuífero y situada a una cota sensiblemente diferente: es el conocido efecto altitud. Generalmente el aumento de la altura de la zona de recarga se traduce en una disminución en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, que se hacen progresivamente más negativos. Este efecto es debido tanto a cambios de la temperatura como a variaciones en la composición isotópica dentro de la nube durante su ascenso. El gradiente de variación es diferente de un lugar a otro, pero sus valores medios son del orden de -0.25‰ cada 100 metros para el $\delta^{18}\text{O}$, y -2.5‰ cada 100 metros para el $\delta^2\text{H}$.
- Modificación en la composición isotópica por fenómenos de evaporación antes de su infiltración en ríos, lagos, embalses, etc. Esta evaporación puede producirse tanto durante la caída del agua desde la nube al suelo (especialmente en atmósfera muy seca y caliente a finales de verano), como en la misma superficie.
- Puede producirse evaporación, cuando el agua se encuentra en la zona no saturada, en los primeros estadios de la infiltración hacia el acuífero.
- Recargas procedentes de ríos que, a su vez, transportan el agua desde grandes distancias.
- Fenómenos de mezclas de aguas de distintas procedencias, alimentación subterránea de diferentes acuíferos, recarga de ríos, etc.
- Otras causas menos habituales de cambio en la composición isotópica pueden ser: intercambio con el oxígeno de las rocas carbonatadas o silíceas, intercambio con otras especies (CO_2 , SO_2), fraccionamiento debido a elevadas temperaturas en zonas geotérmicas de alta temperatura, etc.

En la Tabla VII se presentan los resultados de las determinaciones isotópicas realizadas sobre diez muestras seleccionadas en el área de Lluçmajor.

Nº	Toponimia	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{13}\text{C}$ (dic)
1	Son Gall I	-6,3	-38,4	-5,7
3	Sa Vela I	-5,7	-40,1	-9,7
4	Sa Vela II	-6,0	-38,7	-10,3
5	Sa Vela III	-6,3	-40,1	-5,2
6	Son Genovoi I	-6,1	-37,2	-7,1
7	Son Genovoi II	-6,1	-39,1	-8,5
8	Sa Vela IV	-5,6	-36,4	-9,6
17	Torretxí I	-6,1	-39,4	-9,0
19	Torretxí II	-5,8	-41,1	-9,0
20	Ca s'Alet	-5,7	-38,9	-10,0

Tabla VII. Determinaciones isotópicas en las aguas de Lluçmajor

Tal y como se observa en la Figura 27, que representa estos resultados junto a la recta representativa de las lluvias de todo el planeta, LMM (recta de Craig), así como la recta representativa de las lluvias en el Mediterráneo Occidental, (LMMO), alguno de los puntos muestreados presentan una deriva positiva en el $\delta^{18}\text{O}$.

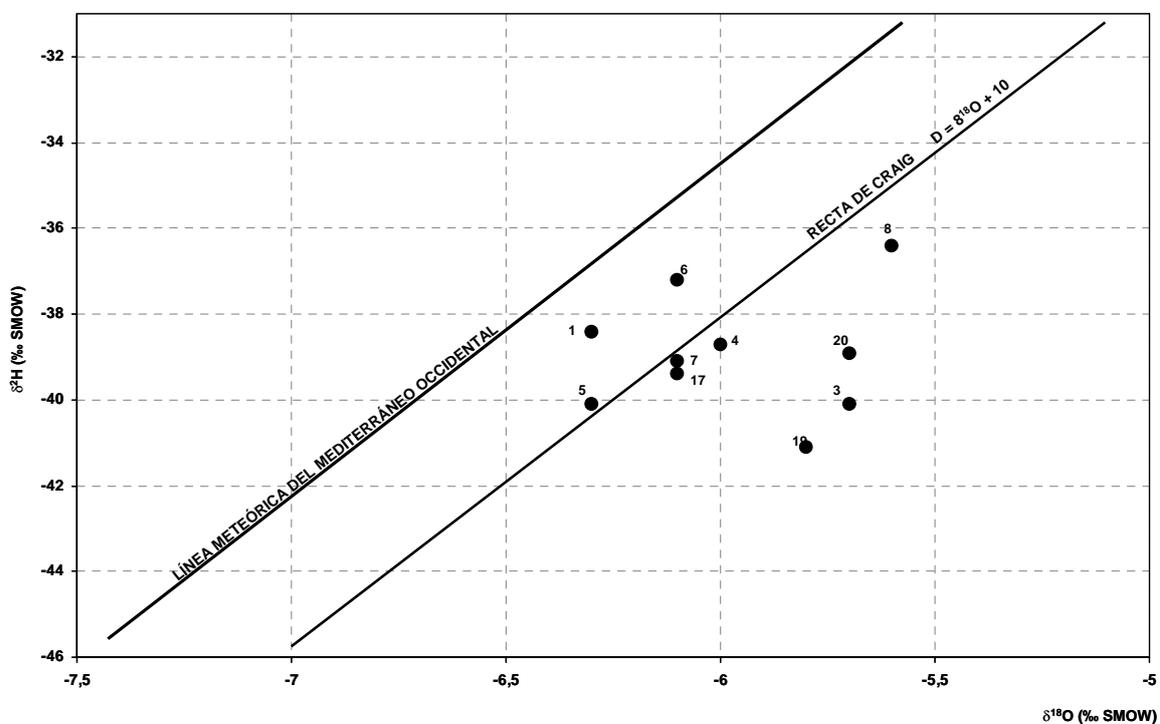


Figura 27. Relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ en la zona de Lluçmajor

Estas muestras son fundamentalmente representativas de las aguas frías con una cierta componente de mezcla de agua termal (puntos 3, 19, 20). Por el

conocimiento hidrogeológico de la zona, se deduce que la infiltración se produce en el entorno geográfico cercano del acuífero. Puesto que el clima en la zona es seco y existe una zona no saturada importante (100-120 m), es muy probable que se produzca un fraccionamiento por evaporación dando lugar a un enriquecimiento, con valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}$, siguiendo las pautas habituales de estos procesos (Figura 28).

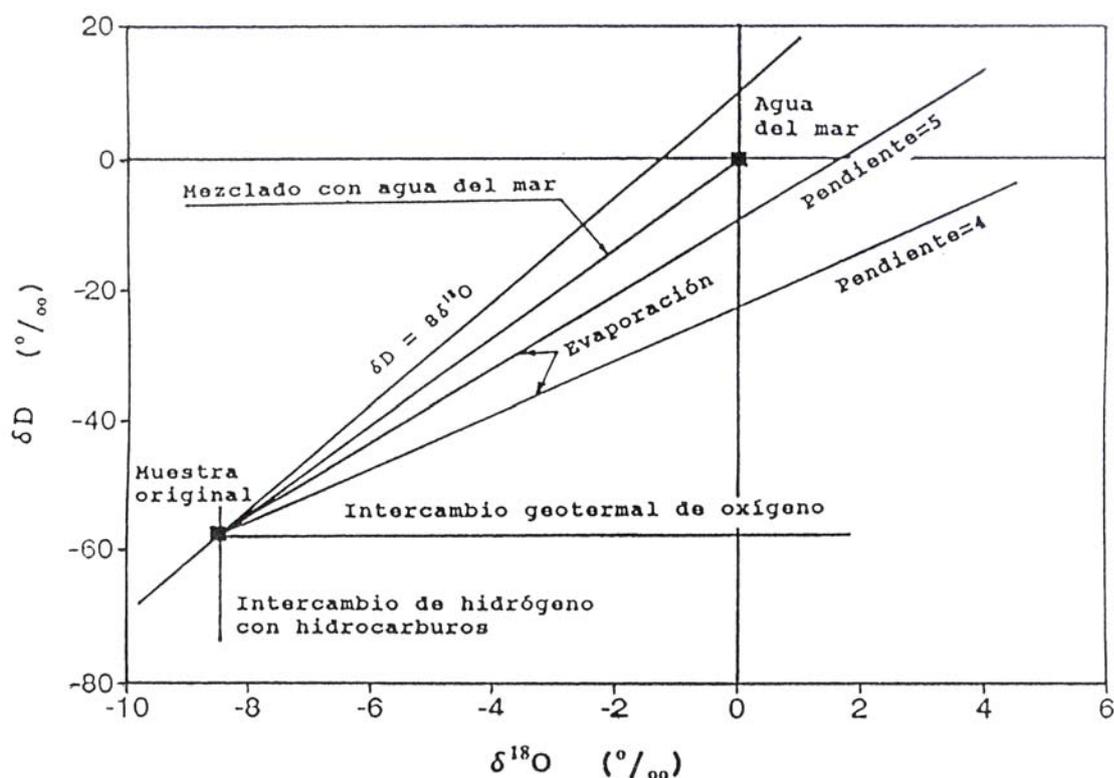


Figura 28. Cambios de la composición isotópica del agua producidos por diferentes procesos (Plata, 1994)

Los puntos típicamente representativos de las aguas termales, puntos 1, 5, 6 y 7 (Figura 27), se encuentran más claramente relacionados con las aguas de precipitación, no habiendo sufrido procesos físicos notables durante su infiltración ni durante su circulación por acuíferos profundos. Esto permite deducir que la temperatura en estos acuíferos no debe ser superior a 100 °C ya que, en caso contrario, se hubiera producido un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ por intercambio físico-químico con las rocas.

No existen datos o referencias sobre la variación del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas de precipitación del Macizo de Randa, el sistema montañoso más próximo a Lluçmajor y probable área fuente del agua de infiltración que recargaría al acuífero almacén profundo. Los datos más próximos corresponden al $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia de la Sierra Norte (Custodio *et al.*, 1992), recogidos en la Figura 29. De acuerdo con estos datos, la altitud del área de infiltración o de recarga asignada a las aguas analizadas sería del orden de 300-500 m, cotas compatibles con las existentes en los relieves más cercanos a la zona de Lluçmajor.

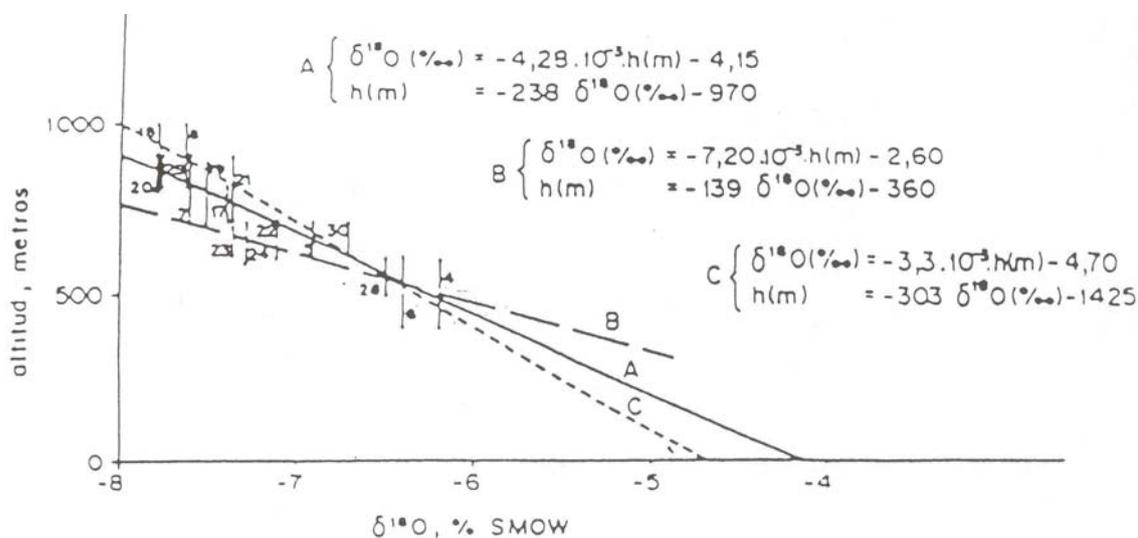


Figura 29. Relación $\delta^{18}\text{O}$ - altitud (Custodio *et al.*, 1992)

Con objeto de analizar el origen del alto contenido en cloruros del agua subterránea termal, se ha llevado a cabo un estudio de la relación entre la concentración de cloruros y el contenido en $\delta^{18}\text{O}$, que se presenta en la Figura 30.

Se puede verificar en ella que una mayor concentración de cloruros se encuentra asociada a un contenido en $\delta^{18}\text{O}$ más negativo, lo que quiere decir que, el origen de los cloruros no guarda relación con procesos de evaporación del agua de recarga, ya que ello produciría un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$. Tampoco se debe a influencia de agua de origen marino, ya que el agua de mar tiene un contenido en $\delta^{18}\text{O}$ próximo a cero. Todo parece indicar que el origen más probable del ión cloruro es la disolución de materiales salinos, presentes posiblemente en este caso en las

formaciones triásicas evaporíticas del Keuper que constituyen la base de los principales acuíferos carbonatados del Jurásico inferior en la isla.

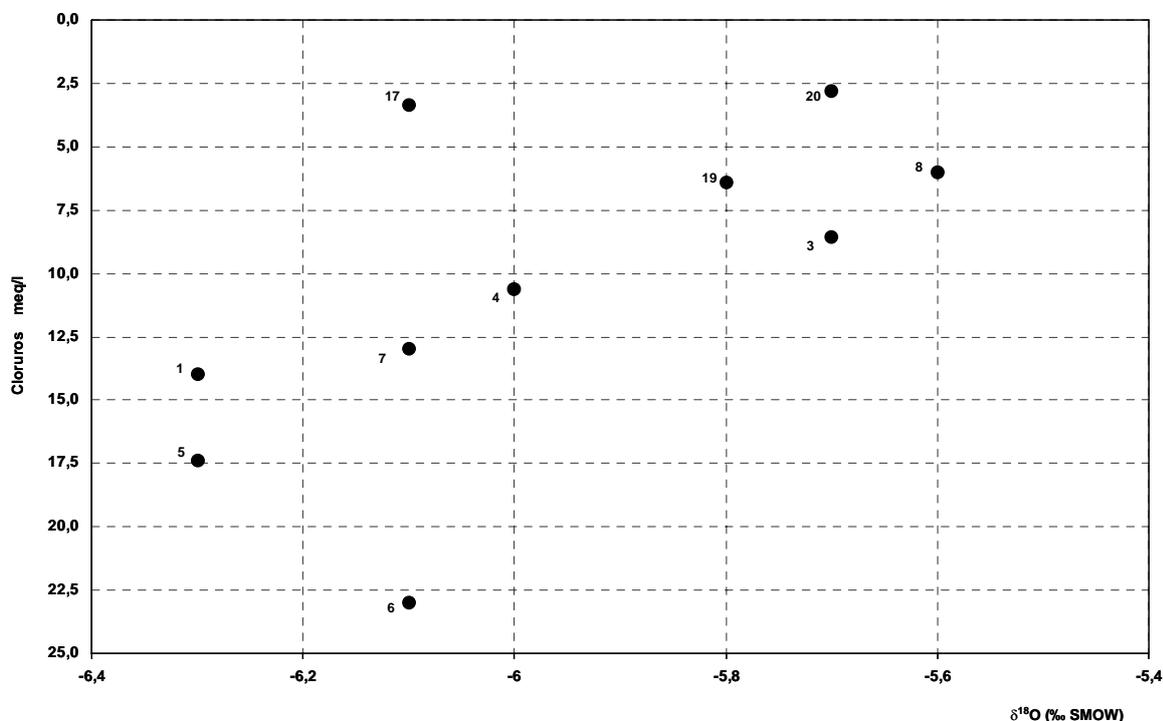


Figura 30. Relación $\delta^{18}\text{O}$ - Cl

3.5.2.2. Carbono 13

La reducida variabilidad del $\delta^{13}\text{C}$ con la temperatura, 1‰ cada 27 °C, favorece la utilización de este isótopo como indicador de la fuente de carbono que origina las especies carbonatadas del agua. La composición isotópica del carbono en los distintos compuestos de los que forma parte varía en un amplio intervalo, desde valores de +20‰ en algunas rocas carbonatadas hasta valores de -90‰ en el metano (Mook, 2002).

En la Figura 31 (Delgado, 1994) se muestra la composición isotópica en $\delta^{13}\text{C}$ de las principales fuentes.

En el estudio de las aguas subterráneas se deben considerar básicamente las siguientes fuentes de carbono, con los correspondientes valores característicos del $\delta^{13}\text{C}$:

Carbonatos marinos:	de 0 a + 2‰ $\delta^{13}\text{C}$
CO_2 atmosférico:	de -5 a -8‰ $\delta^{13}\text{C}$
Fotosíntesis de Plantas grupo C_4 :	de -10 a -20‰ $\delta^{13}\text{C}$
Fotosíntesis de Plantas grupo C_3 :	de -20 a -30‰ $\delta^{13}\text{C}$
Materia orgánica:	> 25-30‰ $\delta^{13}\text{C}$

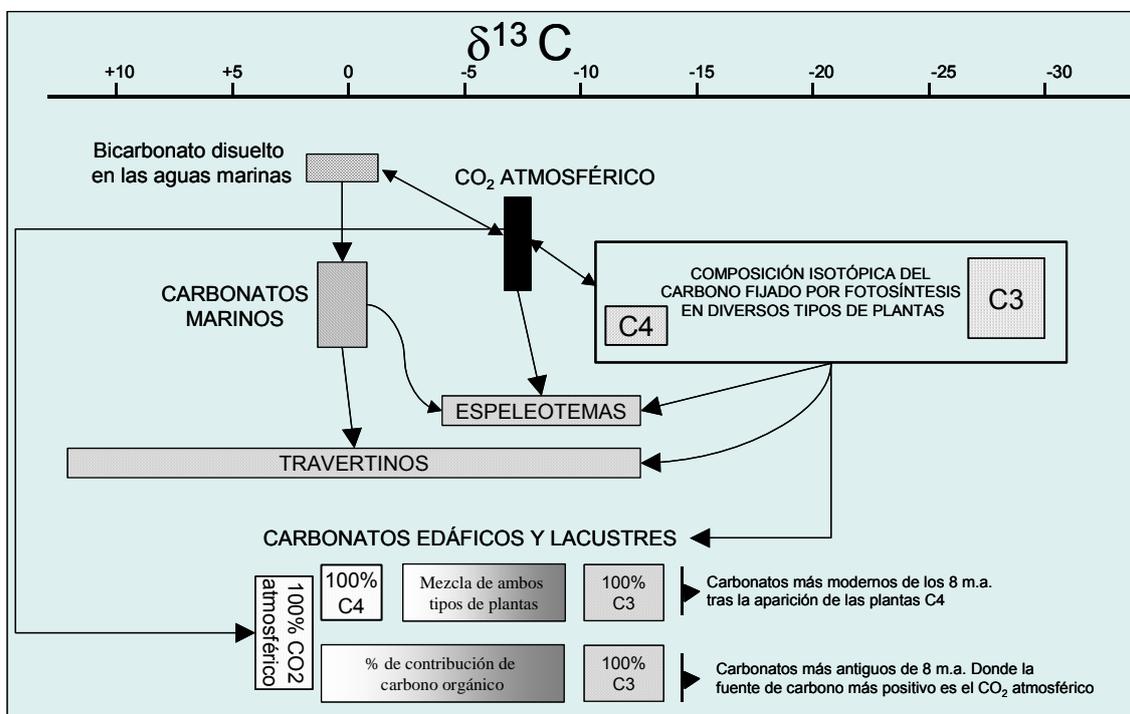


Figura 31. Composición isotópica en $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de las principales fuentes que intervienen en la génesis de carbonatos de origen sedimentario (Delgado, 1994)

Los valores obtenidos en los análisis llevados a cabo en el área de Lluçmajor, (Tabla IV) permiten las siguientes consideraciones:

- Existe un grupo de aguas cuyo contenido del isótopo $\delta^{13}\text{C}$ del carbono disuelto en la materia inorgánica (D.I.C.) se encuentra en el rango -9 a -14‰ de $\delta^{13}\text{C}$. Este rango es muy habitual en las aguas subterráneas, representando

típicamente aguas de precipitación que disuelven CO₂ de suelos que soportan raíces de plantas del ciclo fotosintético tipo Calvin del ámbito mediterráneo, sin intercambio significativo con CO₂ atmosférico o con carbonatos marinos. El $\delta^{13}\text{C}$ que originariamente es de -25‰ evoluciona hacia los valores más positivos de -9 a -14‰ , en su circulación por el subsuelo.

- Existe otro grupo de siete muestras que presentan valores más positivos de $-4,3\text{‰}$ a $-8,5\text{‰}$, que en ausencia de disolución del CO₂ en la atmósfera se debe a la interacción con carbonatos marinos, favorecida por la elevada temperatura del almacén ($70\text{-}80\text{ °C}$). Puesto que el estudio geoquímico y de los isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ desecha la posibilidad de intrusión marina, hay que admitir la disolución de carbono 13 de las rocas carbonatadas que constituyen el acuífero almacén. Precisamente, el punto de mayor temperatura (n^o 1, Son Gall I), presenta valores de $-5,2\text{‰}$, el más alto de todos los registrados.

3.5.3. Tritio (³H)

La utilización del contenido en tritio de las aguas subterráneas para la datación de las mismas ha sido una técnica habitual en las últimas décadas (Mook, 2002), si bien recientemente está empezando a presentar problemas interpretativos. Su utilización se basa en la variación del contenido en tritio en las aguas de precipitación debida a la acumulación de este isótopo radiactivo en la atmósfera como resultado de la realización de pruebas nucleares, así como en el conocimiento del proceso de desintegración radiactiva del mismo, con un período de semidesintegración de 12,5 años aproximadamente. El contenido en tritio de las aguas de precipitación, procedente de una extensa red de estaciones distribuidas por todo del mundo, ha conducido a la elaboración de una curva de distribución tipo

La Figura 32 representa gráficamente los datos correspondientes a las estaciones de OTAWA, la más antigua, VIENA y MADRID, así como las estimaciones llevadas a cabo para establecer la curva modelo para el hemisferio norte (Plata

1994). Este análisis llega hasta los primeros años de la década de los noventa. Posteriormente ha seguido decreciendo hasta alcanzar valores muy bajos en los últimos años.

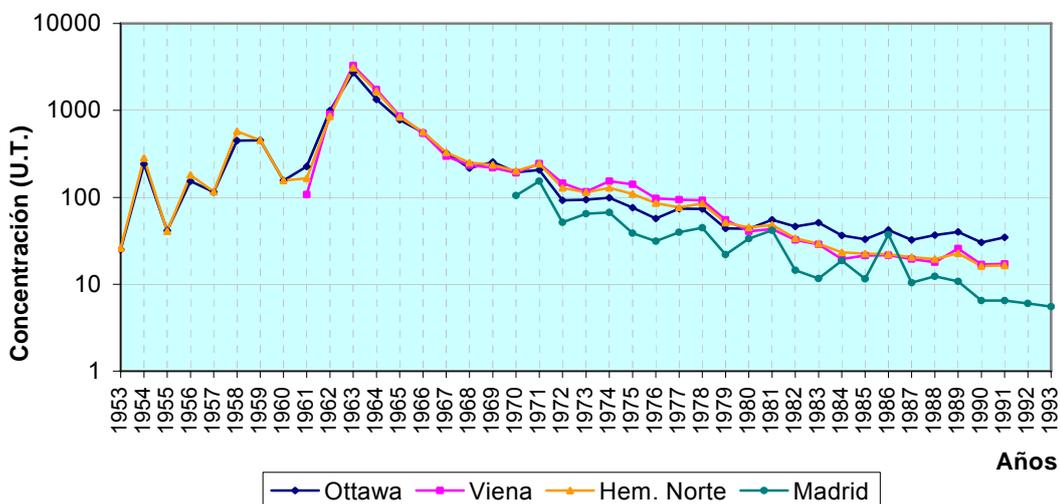


Figura 32. Variación de la concentración de Tritio en el hemisferio norte (Plata, 1994)

En este estudio se han utilizado datos del laboratorio del *Servei de Datacio de Triti i Carbono14* de la Universidad Autònoma de Barcelona, que ha suministrado las determinaciones de tritio mensuales del agua de lluvia en Cataluña, desde 1970 hasta 1999; en las Figuras 33 y 34 se ha representado gráficamente la evolución, separando meses de verano y meses de invierno.

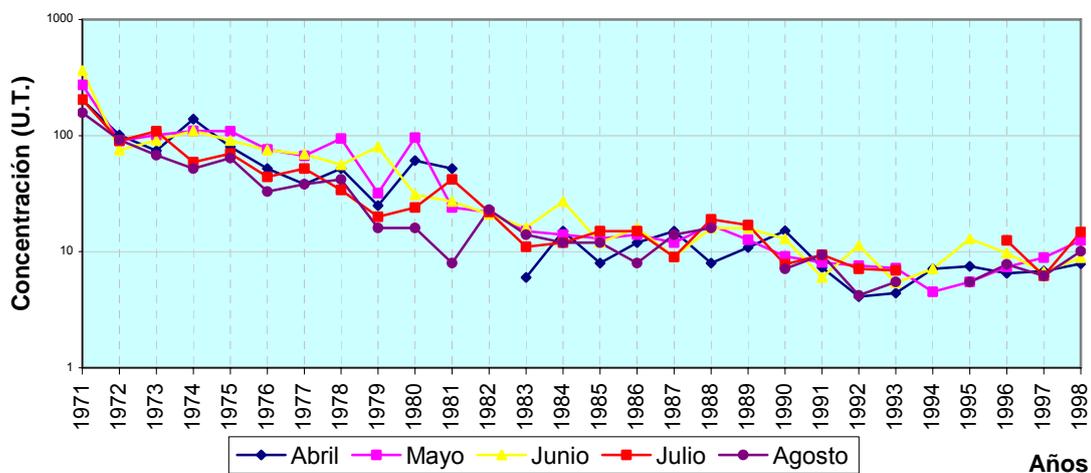


Figura 33. Evolución de la concentración de Tritio en Cataluña (Trilla, 1999)

Como puede observarse, el contenido en tritio de las lluvias ha seguido bajando, de manera que en los últimos años ha vuelto a los valores existentes antes de las pruebas nucleares (3-6 UT.).

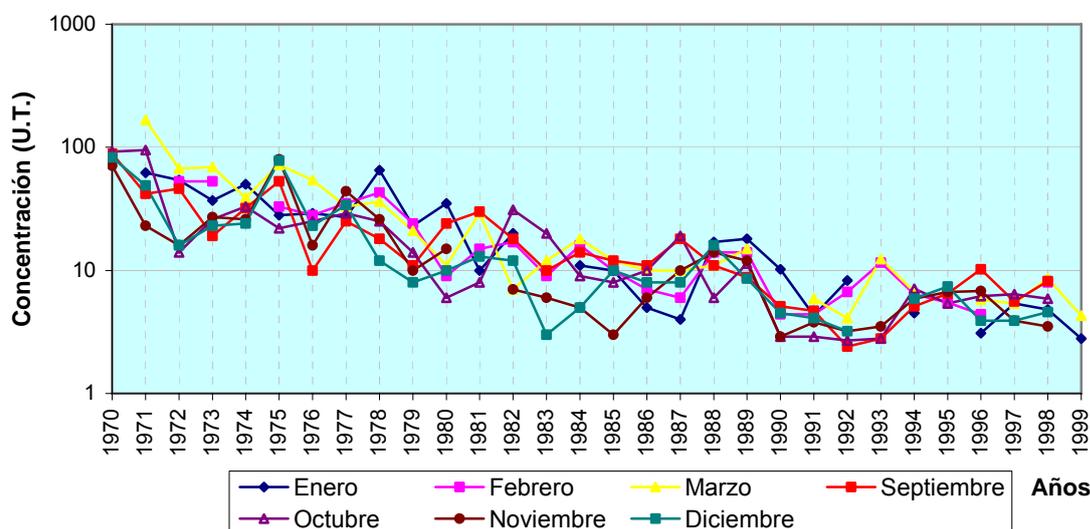


Figura 34. Evolución de la concentración de Tritio en Cataluña (Trilla, 1999)

Existen factores de incertidumbre en la datación con tritio que están ligados a las características del flujo subterráneo que puede ser modelizado desde un sistema del tipo renovación total sin mezcla, o modelo de pistón, hasta un sistema de mezcla total o modelo de renovación exponencial. En la realidad la configuración interna del acuífero y su heterogeneidad conducen a sistemas o modelos intermedios y complejos.

Sólo un conocimiento físico muy preciso del mismo permitiría la aplicación justificada de un modelo.

Los contenidos en tritio de las aguas analizadas en Lluçmajor son los siguientes:

- N^o 1, Son Gall I (51,6°C): $9,8 \pm 0,7$ UT
- N^o 4, Sa Vela II (42,4°C): $10,0 \pm 0,7$ UT
- N^o 20, Ca s'Alet (21°C): $12,0 \pm 0,7$ UT

Este rango de variación revela que, en el caso de circular el agua según un modelo simplificado del tipo pistón, sin mezclas, los valores del tiempo de renovación

serían del orden de 20-30 años. Para ello se han empleado como datos comparativos los procedentes del tritio en lluvias acaecidas sobre las estaciones de Cataluña.

Por el contrario, si se aplicase un modelo de mezcla total o renovación exponencial, los valores de más de 12 UT (punto de menor temperatura correspondiente a las aguas frías del acuífero mioceno) corresponderían a aguas infiltradas en un período aproximado de 7 a 15 años. Pero este modelo, asignaría también para el citado valor de tritio un segundo tiempo posible de renovación, correspondiente a la parte descendente de una curva de tipo Gauss. Este segundo tiempo, que sería del orden de 70-100 años, sólo se puede tomar en consideración como indicativo de mezcla con aguas que estuvieran en el acuífero desde mucho antes de los años 50, y que se extraerían gradualmente mezcladas con aguas más recientes.

El agua de mayor temperatura de todas las muestreadas (nº 1, Son Gall I), muestra un contenido de 9,8 UT lo que se explicaría por la mezcla de agua profunda, con contenido en tritio prácticamente nulo, y el agua fría con 12 UT como ya se ha citado. La falta de datos más precisos o mayor número de datos impide la aplicación de posibles modelos de mezclas para cuantificar la aportación profunda.

3.5.4. Gases

El gas disuelto que acompaña a las aguas termales suele mostrar evidencias del tipo de acuífero por el que éstas han circulado.

Uno de los parámetros más significativos es el contenido en CO₂ que, ligado a aguas termales, indica la presencia de aportes endógenos y circulación relativamente profunda de dichas aguas. Otros gases que caracterizan las aguas de circulación profunda, son el hidrógeno, el metano y el helio.

En la Tabla VIII se presentan los valores obtenidos en los análisis de gases efectuados a las muestras tomadas en la zona de estudio. Todos los valores indican concentraciones habituales de gases en las aguas de origen geotérmico. El único aspecto relevante es el contenido en CH₄ del punto de mayor temperatura (n^o 1, Son Gall I), del orden de tres veces superior a los valores obtenidos en los demás puntos. Este valor podría ser debido a la aparición de indicios de materia orgánica (hidrocarburos) en el acuífero profundo.

n ^o	Toponimia	H ₂ (cc/L)	He (cc/L)	CH ₄ (cc/L)	N ₂ (cc/L)	O ₂ (cc/L)	⁴⁰ Ar (cc/L)	CO ₂ (cc/L)
1	Son Gall I	5.25·10 ⁻⁴	4.61·10 ⁻²	4.56·10 ⁻³	2.84·10 ⁻²	7.55·10 ⁻⁴	5.82	5.99·10 ⁻³
3	Sa Vela I	6.10·10 ⁻⁴	1.65·10 ⁻²	1.41·10 ⁻³	4.22·10 ⁻²	4.53·10 ⁻⁴	6.75	7.40·10 ⁻³
4	Sa Vela II	7.95·10 ⁻⁴	1.85·10 ⁻²	1.46·10 ⁻³	2.61·10 ⁻²	4.34·10 ⁻⁴	4.85	5.72·10 ⁻³
6	Son Genovoi	4.34·10 ⁻⁴	2.45·10 ⁻⁴	1.16·10 ⁻⁴	2.80·10 ⁻³	9.19·10 ⁻⁴	5.16·10 ⁻¹	1.53·10 ⁻³
8	Sa Vela IV	8.29·10 ⁻⁴	1.07·10 ⁻²	1.62·10 ⁻³	3.33·10 ⁻²	4.90·10 ⁻⁴	6.29	6.18·10 ⁻³

Tabla VIII. Contenido en gases de las muestras del área de Lluçmajor

3.6. GEOFÍSICA

3.6.1. Datos de partida

La recopilación de los trabajos geofísicos existentes en la Isla de Mallorca, ha permitido obtener una información general procedente de campañas de gravimetría (IGME, 1969), magnetismo (CGG, 1972), prospección sísmica (IGME, 1984; CNWL OIL, 1971), y prospección geoelectrica (IGME, 1985):

Esta información (Figura 35) ha sido analizada con el objetivo de determinar *a priori* las áreas más favorables para la ejecución de nuevos trabajos geofísicos de superficie, y para la ubicación de un sondeo mecánico profundo de investigación geotérmica. En principio, estas áreas serían las zonas donde se puede inferir la existencia de las mayores fracturas que hayan podido poner en comunicación los acuíferos profundos en formaciones carbonatadas del Mesozoico, portadoras de agua

a elevada temperatura, con los acuíferos de las formaciones postorogénicas del Mioceno superior y Cuaternario.

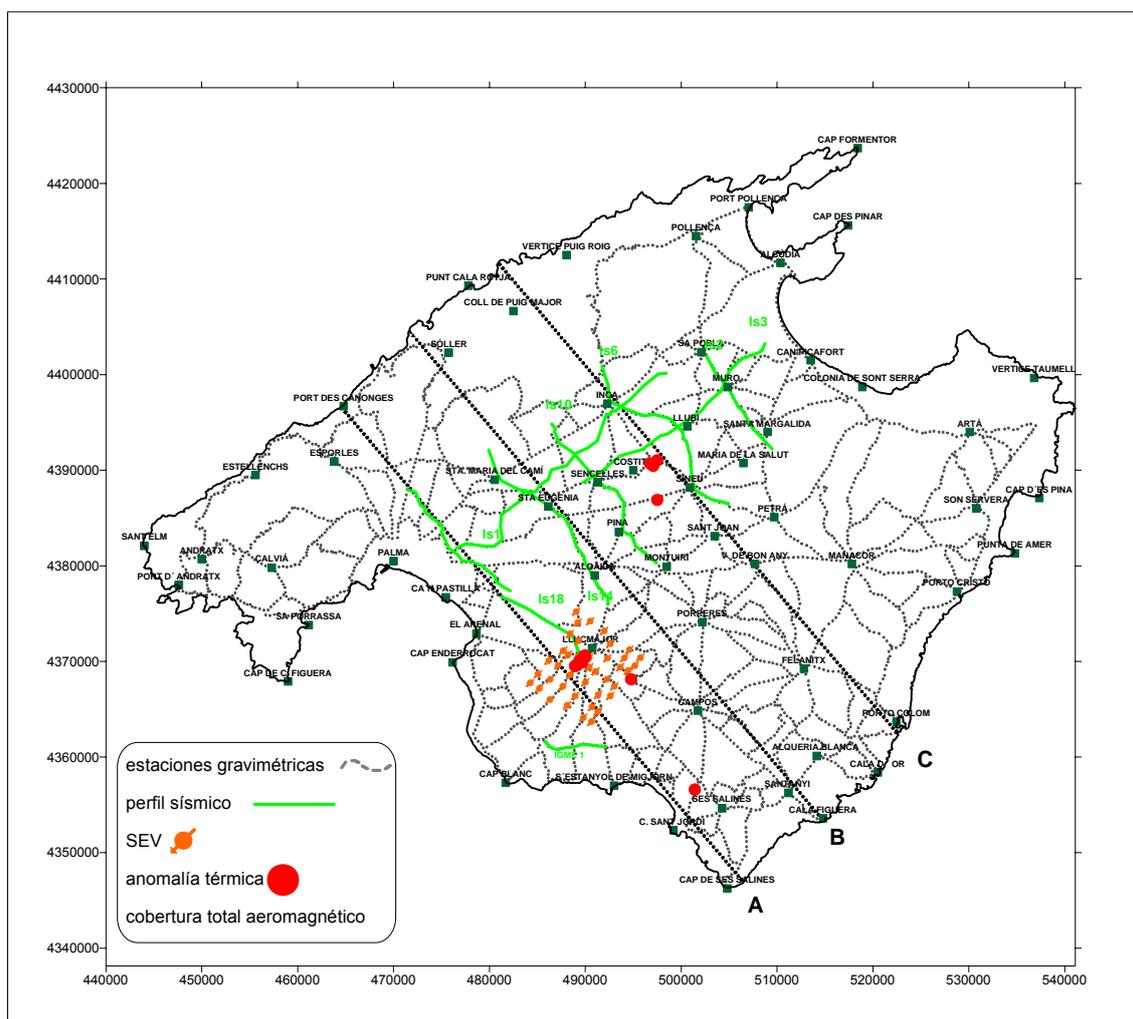


Figura 35. Situación de la información geofísica analizada en Mallorca

La interpretación conjunta de los datos disponibles de gravimetría y magnetometría ha permitido identificar las áreas afectadas por accidentes tectónicos, tanto a nivel superficial cómo profundo.

La superposición de la información regional de carácter gravimétrico, magnético, estructural e inventario de anomalías termales (Figura 36) constituye un documento básico de partida para la localización de las áreas de mayor interés en siguientes prospecciones de carácter geofísico.

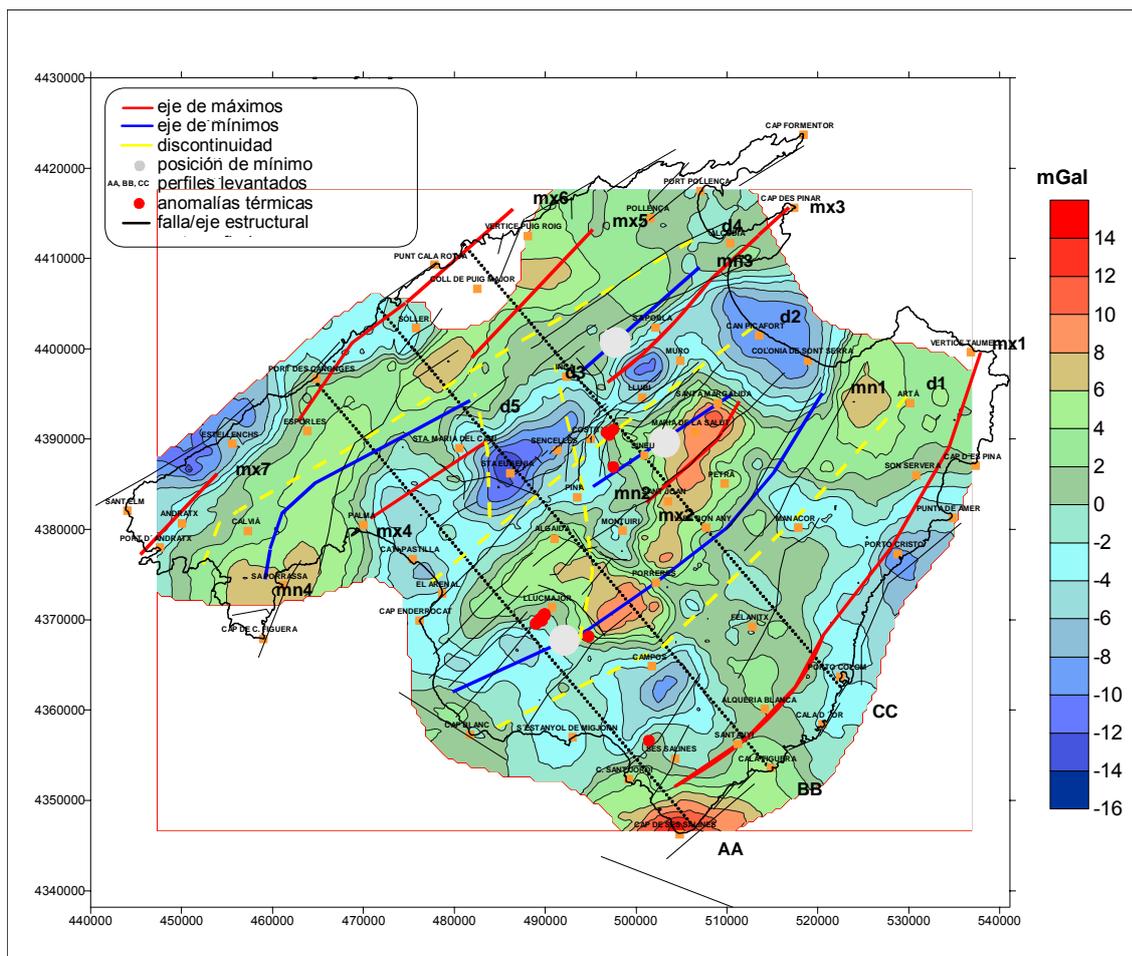


Figura 36. Superposición de los mapas gravimétricos y de máximos y mínimos magnéticos

La magnetometría es un método selectivo, ya que sólo acusa los contrastes originados por las rocas con propiedades magnéticas. Las anomalías del campo magnético detectadas deben reflejar fundamentalmente la profundidad, morfología y/o naturaleza litológica del basamento paleozoico.

La información proporcionada por la gravimetría es más detallada que la magnética, tanto por el método geofísico como por la escala de trabajo. La gravimetría proporciona información de todas las variaciones de masa. Las zonas de alto gradiente gravítico son favorables para su asignación a fallas que pueden prolongarse desde el Mesozoico al Mioceno, teniendo en bastantes casos, cuando están relacionadas con máximos gradientes magnéticos, su origen en la tectónica del basamento paleozoico. Las deformaciones de las isóneas y los gradientes gravíticos no relacionados con anomalías magnéticas, pueden sin embargo interpretarse como contrastes de

densidad producidos por estructuras exclusivamente del mesozoico. Las distorsiones menores de las isólinas serán fundamentalmente debidas a estructuras dentro del Mioceno, y su exacta localización requeriría un tipo de datos de campos potenciales obtenidos con mayor densidad de información, ya que este tipo de distorsiones puede ser provocados por la propia dispersión de las estaciones gravimétricas.

Más detalladamente, en el área de Lluçmajor (Figura 37), el acuífero donde se han localizado las manifestaciones geotérmicas en esta zona se situaría, de acuerdo con la hipótesis de partida, en las calcarenitas del complejo arrecifal mioceno (Tortonense-Messiniense), con una potencia máxima de 160 m, recubierto por un máximo de 20 m de materiales cuaternarios, teniendo como base las calcisiltitas del Tortonense inferior y las margas del Serravaliense, aunque en los bordes de la cubeta puede disponerse directamente sobre materiales del Oligoceno. La potencia de los sedimentos miocenos puede llegar a ser de más de 1000 m, situándose bajo ellos los materiales carbonáticos del mesozoico, principalmente calizas y dolomías jurásicas. La hipótesis de trabajo es la procedencia de aguas termales de un acuífero profundo mesozoico, confinado bajo las margas serravalienses y las calcisiltitas tortonienses, que alimentan al acuífero superficial Tortonense superior-Messiniense a través de una o varias fracturas. El objetivo propuesto para la geofísica es determinar la naturaleza del basamento mesozoico y de las estructuras geológicas que afectan al mismo y a los terrenos suprayacentes, poniendo ambos acuíferos en comunicación hidráulica puntualmente.

Las evidencias termales localizadas en el área de Lluçmajor se sitúan en el extremo nororiental de un mínimo gravimétrico (Figuras 36 y 37) que se extiende hacia el sudoeste. El límite entre esta anomalía y la positiva situada al norte, en el macizo de Randa, marca un gradiente gravimétrico en dirección próxima a Este-Oeste, desde Lluçmajor a Campos, que es, en principio, una zona favorable a la localización de accidentes tectónicos de cierta envergadura. Desde el punto de vista de la magnetometría, las anomalías térmicas se sitúan en plena zona de mínimos, coincidiendo, por tanto, la alineación de dicho mínimo (Figura 36) con la de los mínimos gravimétricos

. Las discontinuidades invocadas por la posición de alineaciones de máximo gradiente magnético, son también coincidentes con las marcadas por la gravimetría, lo que refuerza el interés potencial de dichas zonas. El área más favorable para posteriores investigaciones sería la indicada por el recuadro de la Figura 37, donde se han marcado los trazados más probables de existencia de fallas según la posición de los máximos gradientes gravimétricos, y según la distorsión del trazado de las isoanómalas.

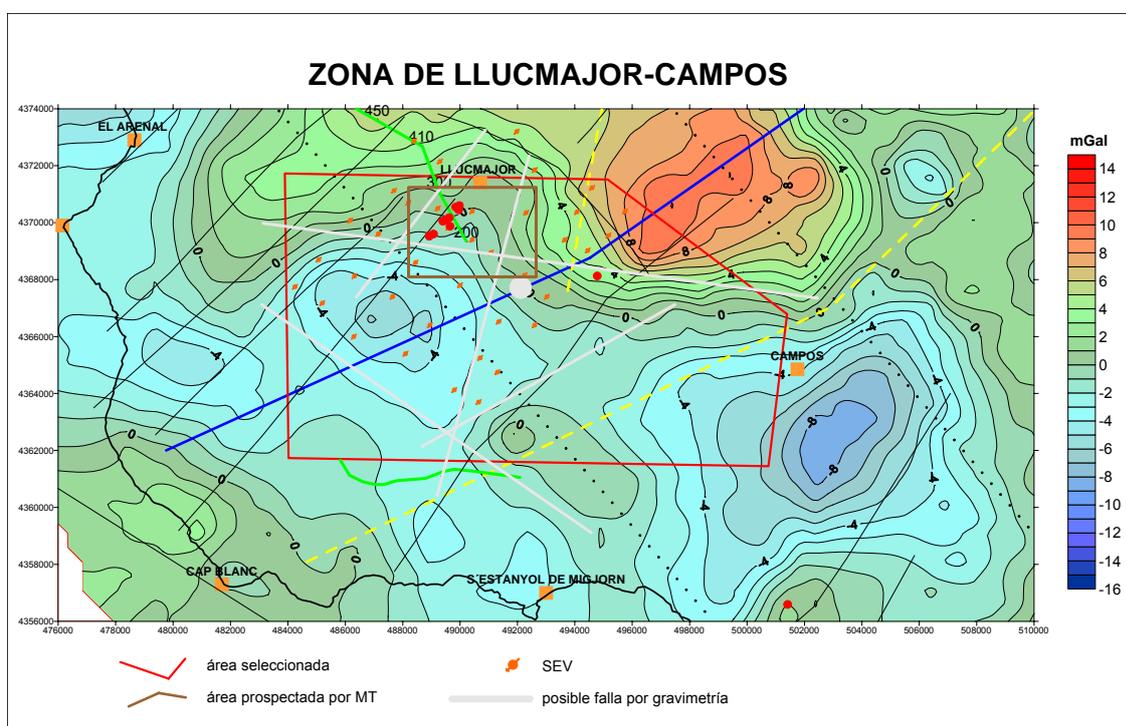


Figura 37. Mapa de anomalías gravimétricas del sector de Lluçmajor

Respecto a las líneas sísmicas (IGME 1984) es de interés, por su proximidad a las zonas geotérmicas, la sección IGME 1 (Figura 35), situada al sur de Lluçmajor. Se trata de una sección somera de alta resolución, con longitud del registro de 1 segundo. El seguimiento de los horizontes no puede garantizarse con continuidad mayor de 1000 m, y ordinariamente sólo de 100 a 200 m, posiblemente debido a la mala transmisión y recepción de la energía que produce la presencia de las calizas arrecifales. La interpretación dada, apoyada en el carácter sísmico de los reflectores y, parcialmente, en los sondeos mecánicos entonces disponibles, permitió identificar el

posible techo del substrato mesozoico (Figura 38), y diferenciar entre el Messiniense, de naturaleza calcárea, y el Mioceno margoso, dejando entre medias un horizonte limo-arenoso. La base del Mioceno desciende por saltos de falla un total de unos 360 m de Este a Oeste, adoptando una velocidad media de 1800 m/s, lo que concuerda con los datos gravimétricos. Las margas, que alcanzarían una potencia máxima de 200 m, se acuñan sobre el mesozoico, reposando sobre ellas un paquete limo-arenoso de potencia casi uniforme de 150 m, sobre el que se sitúan las calizas arrecifales con potencia de 100 m en el Este y 250 m al Oeste.

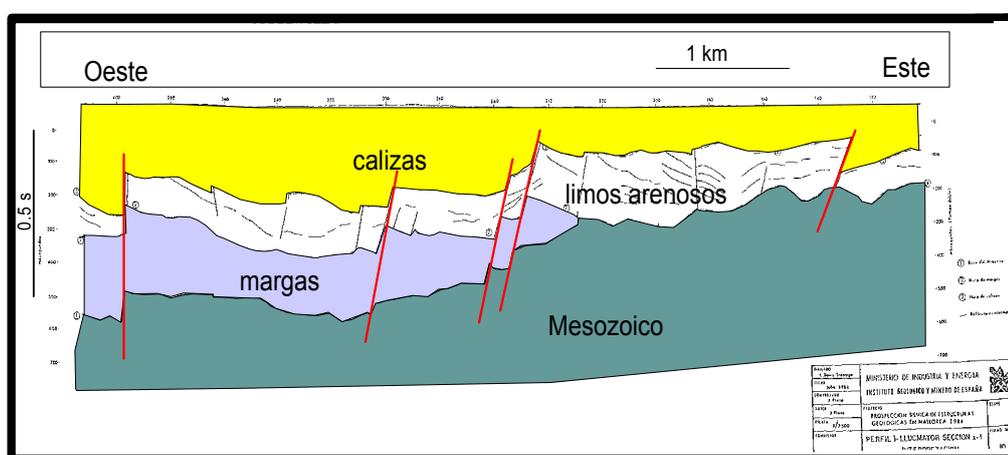


Figura 38. Interpretación del perfil sísmico IGME 1 (ver situación en figura 29) de Lluçmajor (IGME, 1984)

Esta situación, coincidente en sus rasgos generales con la presentada por Bosence et. al 1994 en su corte sobre la plataforma de Lluçmajor, revelaría la existencia de áreas donde la presencia de las margas no supondría un límite impermeable de los acuíferos, permitiendo mayor comunicación entre el acuífero superficial mioceno superficiales y el profundo del Mesozoico siendo, en principio, zonas preferentes para la realización de sondeos mecánicos con la finalidad de investigar dichos acuíferos profundos. En consecuencia, la información suministrada por los datos sísmicos conocidos permite sospechar que tanto el Mioceno como el Mesozoico están bastante fracturados, detectándose en principio como lugares preferentes con grandes saltos de falla los marcados por los máximos gradientes gravimétricos y magnéticos.

En las proximidades de Lluçmajor existe también una campaña de 40 sondeos eléctricos verticales (SEV) realizada por el IGME en la década de los ochenta (IGME 1985b). En la interpretación de los SEV (Figura 39), se pone de manifiesto la existencia de un basamento conductor, de 5 a 60 $\Omega \cdot m$ en general, asignado a las margas del Mioceno; su techo presenta una cierta tendencia a buzarse hacia el sur, aunque su profundidad, que llega hasta los 300 m, produce un relieve quizás excesivamente variable (profundidades inferiores a los 50 m y extraños abombamientos en el centro de la zona prospectada).

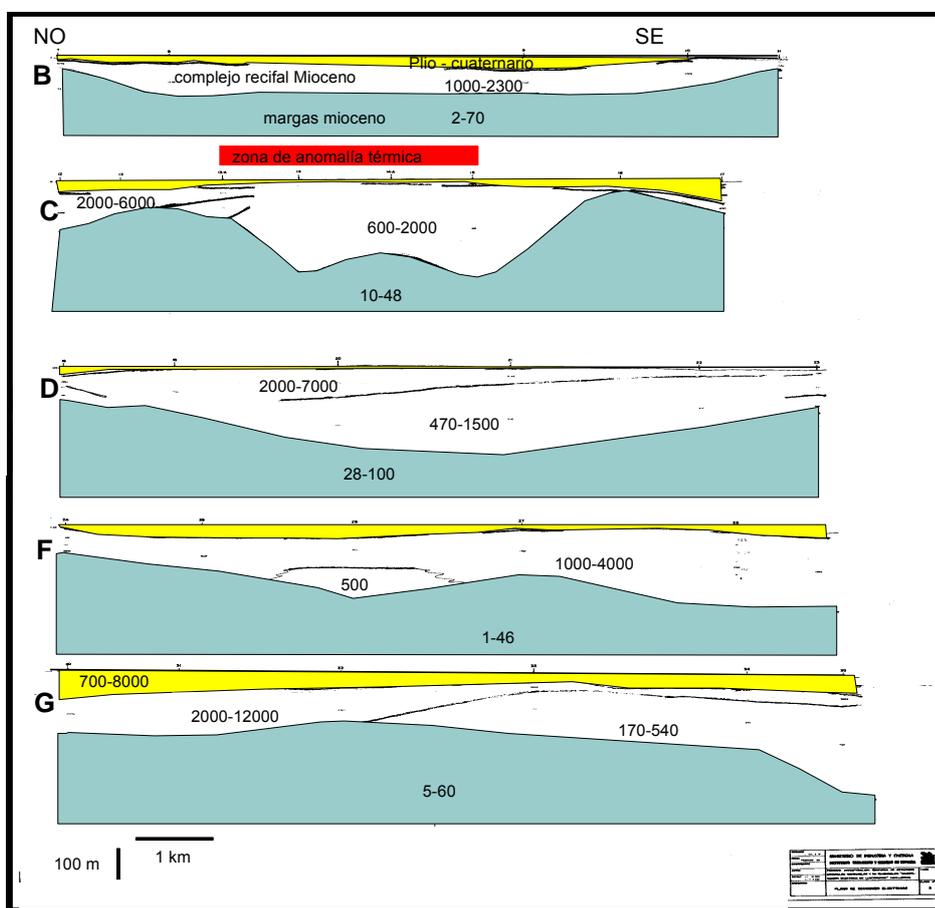


Figura 39. Perfiles geoelectricos de S.E.V. en el entorno de Lluçmajor (IGME, 1985 b)

A la variación de su resistividad se le adjudicó en su día la sospecha de la existencia de salinización, pero pudiera ser también debida a un aumento de la temperatura. Por encima de este basamento conductor se sitúa una capa resistiva

asignada al complejo arrecifal, que puede desdoblarse en dos: una con resistividades en general de 365 a 2000 $\Omega \cdot m$, posiblemente con un mayor contenido en arcillas; y otra superior, de menor potencia y altas resistividades, de 2000 a 12000 $\Omega \cdot m$. El recubrimiento Pliocuaternario se presenta con poca potencia y valores de resistividad elevada, aunque inferior a la capa subyacente. Es posible la existencia de estructuras falladas, sobre todo en el perfil C, el más próximo a las anomalías térmicas, quizás responsables de la aparente elevación del substrato conductor.

3.6.2. Prospección magnetotelúrica

3.6.2.1. Justificación. Selección de método

La campaña de sondeos eléctricos verticales (SEV) realizada por el IGME en la década de los ochenta (IGME 1985b) permitió observar que el acuífero superficial en el entorno de Lluçmajor era muy resistivo, por lo que la penetración de los SEV era muy limitada, impidiendo la correcta caracterización de las estructuras geológicas en profundidad. En consecuencia y como alternativa, se han considerado para el presente estudio los métodos electromagnéticos inductivos, ya que estos no presentan esta limitación en la penetración en medios resistentes, siendo particularmente interesante la aplicación del método magnetotelúrico (MT).

Como hipótesis de trabajo se considera inicialmente la existencia de dos acuíferos: uno superficial conocido, que se corresponde con el complejo arrecifal del Mioceno superior, y otro profundo, que sería el que daría origen al agua termal y del que no se tiene apenas información. En consecuencia es de esperar la existencia de una estructura que ponga en contacto estos dos acuíferos y por donde pueda ascender el agua caliente. Debido a la existencia de un fluido circulante, es posible que se pueda identificar esta estructura, posiblemente una o varias fallas, gracias a presentar una resistividad eléctrica más baja que la de su entorno. Para ello los métodos geoelectrónicos se perfilan como los más adecuados para este tipo de estudio.

El objetivo de la campaña geofísica es pues la caracterización geoelectrica de la distribución de las resistividades del subsuelo de la zona al sur del núcleo urbano de Lluçmajor, y su interpretación geofísica para poder localizar dónde se encuentra esta posible estructura.

3.6.2.2. Metodología

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica de exploración geofísica basada en el fenómeno de la inducción electromagnética: considera que unas fuentes electromagnéticas naturales, externas y variables con el tiempo (tormentas, corrientes ionosféricas, etc.) inducen en el subsuelo unas densidades de carga y corrientes eléctricas que pueden ser caracterizadas con medidas en la superficie terrestre. Estas densidades de carga y corrientes eléctricas inducidas dependen de la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo, cuya determinación es el objetivo del método MT.

La manera de abordar este estudio es a partir de la correlación de los campos eléctrico y magnético observados sobre la superficie terrestre. Por este motivo se registran simultáneamente en un mismo punto los campos eléctrico (E_h) y magnético (H_h) horizontales, que pueden relacionarse linealmente en el dominio espectral (o de frecuencias) por la expresión:

$$E_h(\omega) = Z(\omega) \cdot H_h(\omega) \quad \text{o por componentes: } \begin{aligned} E_x &= Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad [7.1]$$

La magnitud Z tiene un carácter tensorial, es el tensor de impedancia, que se representa mediante una matriz. La impedancia depende exclusivamente de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo y de la frecuencia (o de su inversa: el periodo). Esta magnitud es compleja, por lo que introducen dos nuevas magnitudes reales a partir de Z : la resistividad aparente y la fase, que se calculan para cada uno de los elementos del tensor de impedancia mediante las expresiones (ver p.e. Vozzoff, 1972):

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\mu\omega} |Z(\omega)|^2 \quad \text{y} \quad \varphi(\omega) = \arctg\left(\frac{\text{Im } Z(\omega)}{\text{Re } Z(\omega)}\right)$$

donde $\omega = 2\pi f$, $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ [SI], y f es la frecuencia.

Debido al carácter inductivo del fenómeno físico, las componentes más relevantes del tensor de impedancia son sus antidiagonales (Z_{xy} y Z_{yx}). Estas componentes son las que se utilizan habitualmente para calcular la resistividad aparente y la fase.

Cuando las ondas electromagnéticas se propagan en un medio conductor sufren una atenuación que depende de la frecuencia de la señal y de la resistividad del medio. Las señales con frecuencias altas (periodos bajos) se amortiguan más que las que contienen frecuencias bajas (periodos altos), por lo que la frecuencia de la señal va a determinar la profundidad de estudio. La frecuencia también indica que en medios conductores la penetración es menor que en medios resistentes, por lo que este método es adecuado para atravesar medios resistentes.

Los instrumentos magnetotelúricos consisten básicamente en tres sensores magnéticos, que habitualmente son magnetómetros de inducción, y cuatro electrodos impolarizables dispuestos normalmente en forma de cruz para medir el campo eléctrico en la superficie. Todos los sensores se conectan a la estación de registro, como se muestra en la Figura 40.

Para esta campaña se han utilizado dos instrumentos diferentes: uno para frecuencias menores de 256 Hz, y otro para frecuencias de 256 Hz hasta 8000 Hz, en el rango audiomagnetotelúrico (AMT).

Cuando se obtienen las curvas de resistividad aparente y fase se procede a la evaluación de su calidad, en donde se tienen en cuenta principalmente dos aspectos:

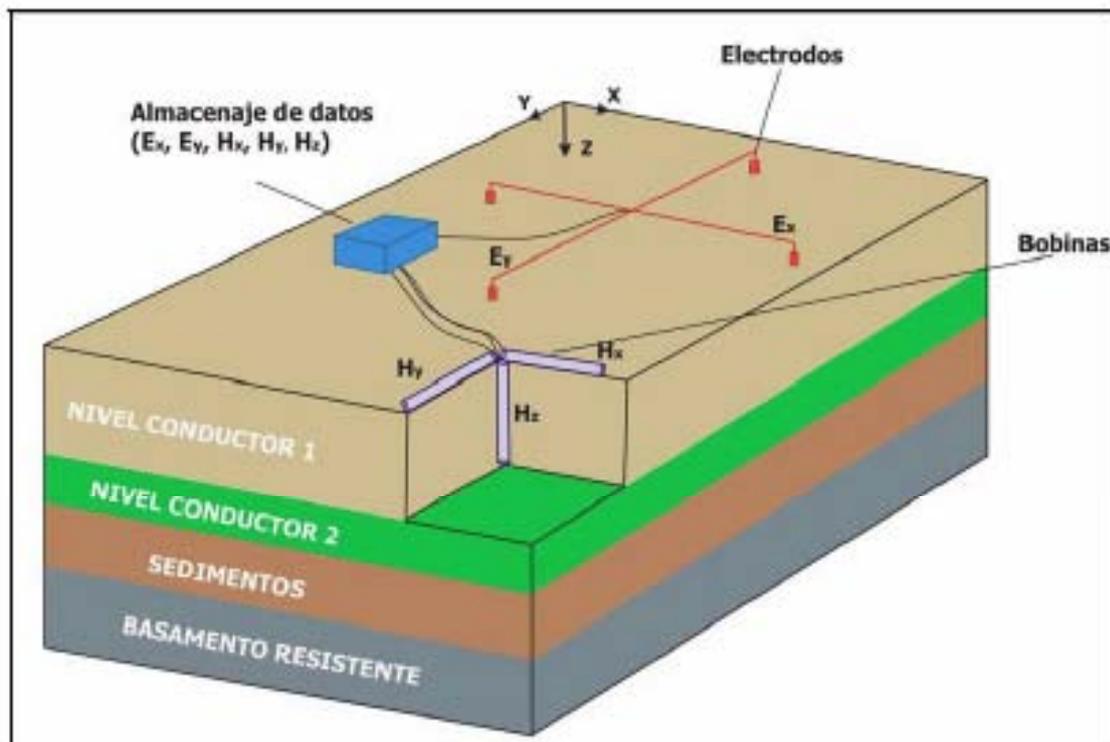


Figura 40. Disposición de los sensores en una estación de registro magnetotélurico (Arango 2005)

- a) Para cada frecuencia, se considera la coherencia entre la señal magnética y la eléctrica,
- b) Para cada curva, se observa la dispersión entre los valores de la resistividad aparente y de la fase para las diferentes frecuencias.

Si los datos presentan una mala calidad se pasa a una selección detallada de los registros temporales de mejor calidad, a partir de los cuales se obtiene una nueva curva de resistividades aparentes y fases. Si aún con todo, la calidad de los datos sigue siendo mala, se procede a eliminar estos datos de las curvas.

A continuación se analiza la dimensionalidad de la estructura geoelectrica, ya que el carácter tensorial de la impedancia permite identificar si los datos se ajustan a una estructura uni-, bi- o tridimensional. En el caso de estructuras geoelectricas bidimensionales también es posible determinar la dirección de la estructura. Una vez determinada la dimensionalidad y dirección de la estructura geoelectrica, la etapa

Estas estaciones entre los dos perfiles principales permiten construir perfiles más cortos paralelos a los anteriores. También se han efectuado algunos sondeos a partir del instrumento de 256 Hz, de mayor penetración fuera de esta cuadrícula con el objeto de poder disponer de una información más regional.

3.6.2.4. Resultados e interpretación

A partir de los datos obtenidos se analiza si las estructuras geoelectricas dominantes son uni-, bi- o tridimensionales. El análisis indica que las estructuras geoelectricas en la zona de estudio tienen una dirección principal N45°E, sin que se pueda discriminar entre una dirección y su perpendicular, por lo que una dirección N135°E también podría ser compatible. Para eliminar esta indeterminación, y dado que las dos curvas que se obtienen en las dos direcciones de medida presentan una forma muy semejante, se procede a la inversión 1-D de los datos MT, lo cual ofrecerá una interpretación aproximada. Para el ajuste se empleó un modelo de tres capas del tipo resistente-conductor-resistente, y sobre un mapa se representó la profundidad a la que se encuentra el techo del conductor (Figura 42).

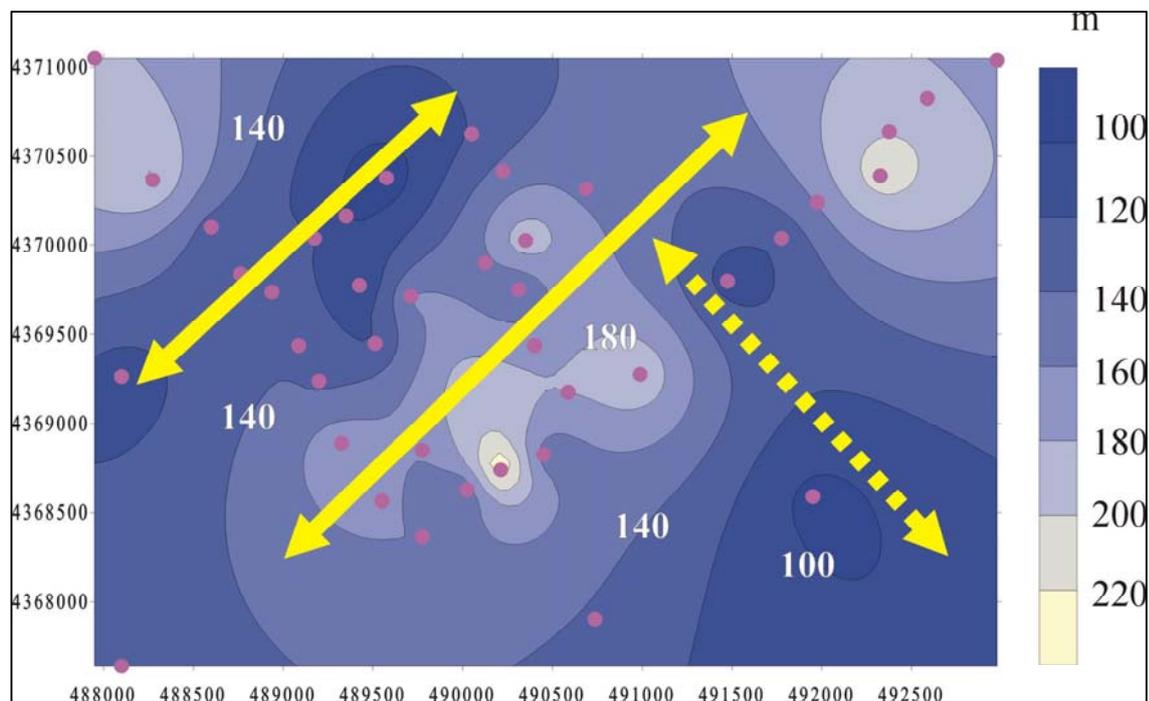


Figura 42. Alineaciones obtenidas a partir del techo del conductor

En ella se pueden identificar dos alineaciones: uno en la dirección NE-SO, y otro más hacia el Este, en la dirección NO-SE, éste menos evidente. En consecuencia, y comparando las alineaciones posibles, N45°E y N135°O, con las alineaciones de los parámetros geoquímicos, y de las estructuras geológicas conocidas en la zona, coincidentes con la dirección N45°E, se ha considerado esta última como la dirección principal de la estructura identificada en el subsuelo.

Como resultado de todo el análisis anterior se construyen las curvas de resistividad aparente y fase de todos los sondeos según las direcciones geoelectricas, es decir, como si los datos hubieran sido adquiridos con una orientación de los sensores eléctricos y magnéticos en las direcciones N45°E y N135°O, lo que va a permitir realizar la modelización bidimensional.

Esta modelización se realiza sobre la base de perfiles perpendiculares a la estructura identificada, por lo que se han considerado tres perfiles perpendiculares, de dirección NO-SE (figura 40). Sobre estos perfiles se han proyectado las ubicaciones de las estaciones de registro magnetotelúrico más próximas.

Los perfiles P, Q y R, orientados en la dirección NE-SO (Figura 41), y por tanto paralelos a la estructura, conceptualmente no son susceptibles de interpretación mediante modelos bidimensionales, ya que por construcción se supone que a lo largo de la dirección de la estructura no debe haber cambios en la distribución de resistividades, y por lo tanto en las respuestas magnetotelúricas. Los datos obtenidos indican que estas variaciones a lo largo de la estructura existen, pero que son muy suaves, lo que justifica el empleo de modelos bidimensionales.

En la Figura 43 se presentan los modelos obtenidos para los perfiles 1, 2, y 3, en la dirección NO-SE (este último subdividido por su especial relevancia en 3a, 3b y 3c).

A lo largo del perfil 1 se identifican las siguientes capas o niveles:

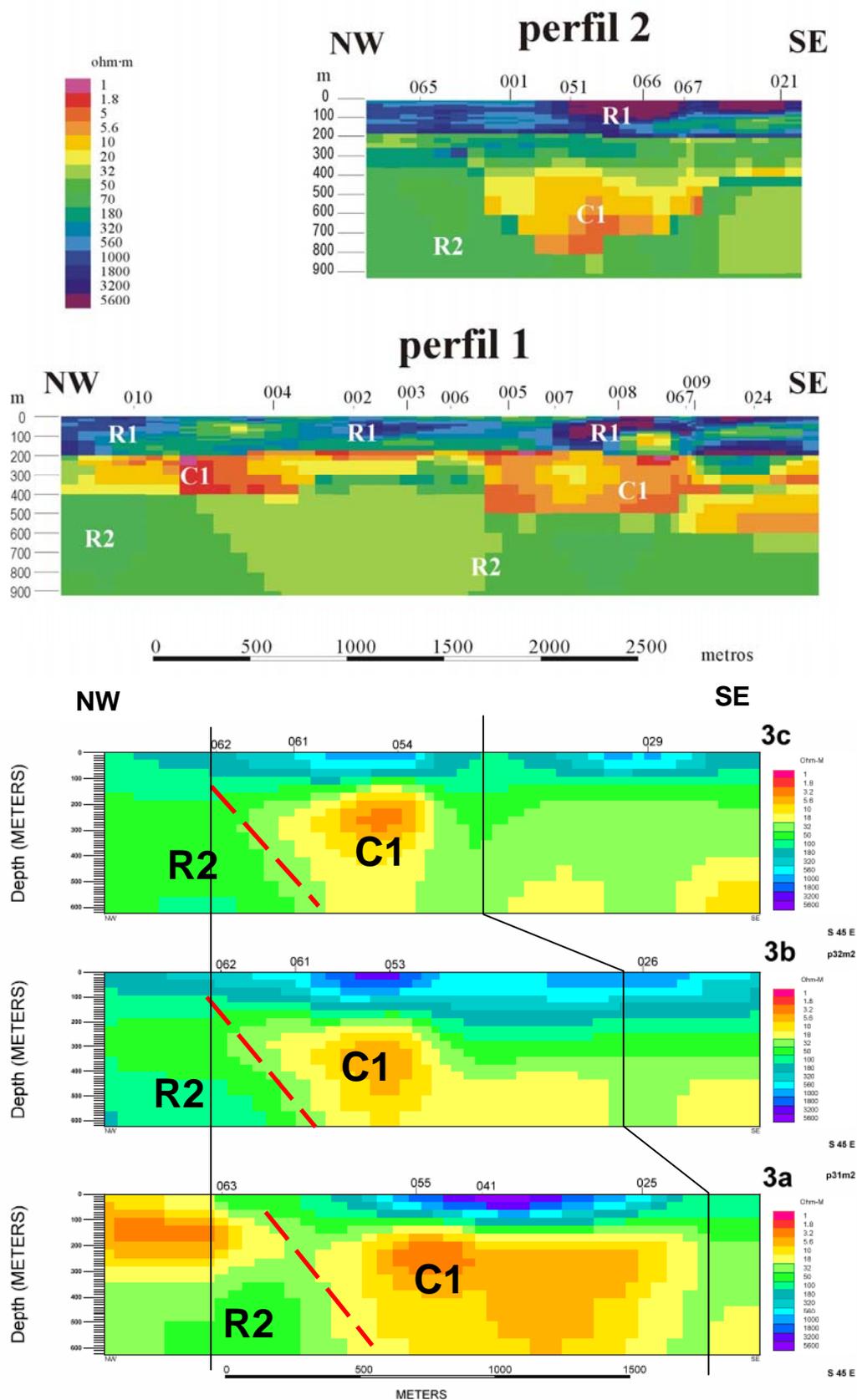


Figura 43. Modelización de los perfiles magneto-telúricos perpendiculares a la fractura supuesta. Perfil 1: Establece el modelo general resistente (R1) – conductor (C1) – resistente (R2). Perfil 2: Discontinuidad que enfrenta el conjunto R2 con C1. Perfiles 3^a, 3^b y 3^c: Detalle de la discontinuidad R2-C1 en las inmediaciones del punto de mayor temperatura (la situación de los perfiles en la Figura 36)

- a) la existencia de una capa superficial resistente (R1) de entre 150 a 200 m de potencia (colores azules);
- b) una capa intermedia conductora (C1) debajo de la anterior de potencia variable (colores rojos y amarillos);
- c) debajo de la anterior una capa profunda (R2) más resistente (color verde)

Estos niveles dejan de ser continuos en el perfil 2, y en los tres perfiles detallados 3a, 3b, y 3c, donde en el sector más noroccidental desaparece el nivel conductor intermedio que, por el contrario, presenta un notable engrosamiento en la vertical en el extremo más suroriental de los citados perfiles.

El paso del modelo geoelectrico al geológico no es simple, ya que la relación entre resistividad y litología no es biunívoca, dado que la resistividad eléctrica depende de la composición de la roca, de la porosidad, de la presencia de fluidos, del tipo de fluido que contiene, etc.

A partir de los datos existentes hasta el momento, y de forma previa a la realización de un sondeo de investigación, se propusieron las siguientes equivalencias entre las resistividades del modelo y la litología:

- a) Los valores altos de resistividad próximos a la superficie (R1) se asocian al conjunto Cuaternario y al complejo arrecifal del Mioceno. Las variaciones en este dominio pueden ser debidas a cambios locales de la litología (p.e. mayor contenido en arcillas) o a la presencia de fluidos.
- b) Los valores más bajos de la resistividad (identificados por colores amarillos y ocre), que correspondería al dominio C1, podrían ser asignados a las margas del Mioceno, u otro material conductor que constituyen la base del acuífero. En la frontera con el dominio anterior R1 es posible que la resistividad baja sea debida a la zona freática del acuífero superficial.
- c) Los valores intermedios (colores verdes) que aparecen bajo las margas (dominio R2) deben corresponder al basamento, constituido por materiales pre- y/o sinorogénicos.

En conclusión, las secciones geoelectricas parecen indicar la existencia de una discontinuidad, de dirección NE-SO, que eleva el basamento en el sector noroccidental y aumenta el espesor de margas en el suroriental, lo que puede dar lugar a una pequeña cubeta, y justificar la presencia del mínimo gravimétrico existente en esta zona. La dirección de la discontinuidad coincide además con la observada en el gradiente térmico y en el resto de parámetros geoquímicos que actúan como indicadores geotérmicos, y con la falla sugerida a partir de la extrapolación de las observaciones efectuadas en la costa.

3.7. SONDEO DE INVESTIGACIÓN

Como fase final del programa de investigación se realizó un sondeo mecánico de reconocimiento de 700 m de profundidad, con recuperación de testigo continuo. Los objetivos fijados para este sondeo son: 1) Verificación del modelo propuesto por la investigación geofísica y geológica; 2) Reconocimiento de las formaciones profundas y determinación de niveles acuíferos como potenciales almacenes geotérmicos; 3) Estudio del gradiente geotérmico y anomalías termales; 4) Identificación de las estructuras geológicas atravesadas. Durante la perforación se llevó a cabo una testificación geofísica hasta la profundidad de 525 m, en la que se efectuaron registros de resistividad normal con doble espaciado (16"-64"), resistencia monoelectrónica, autopotencial, radiación gamma natural, conductividad y temperatura.

3.7.1. Localización y características

El sondeo se ubica, a 0,5 km al sur de la localidad de Lluçmajor, junto a la carretera que partiendo del núcleo urbano se dirige hacia Sa Rápita (Figura 44).

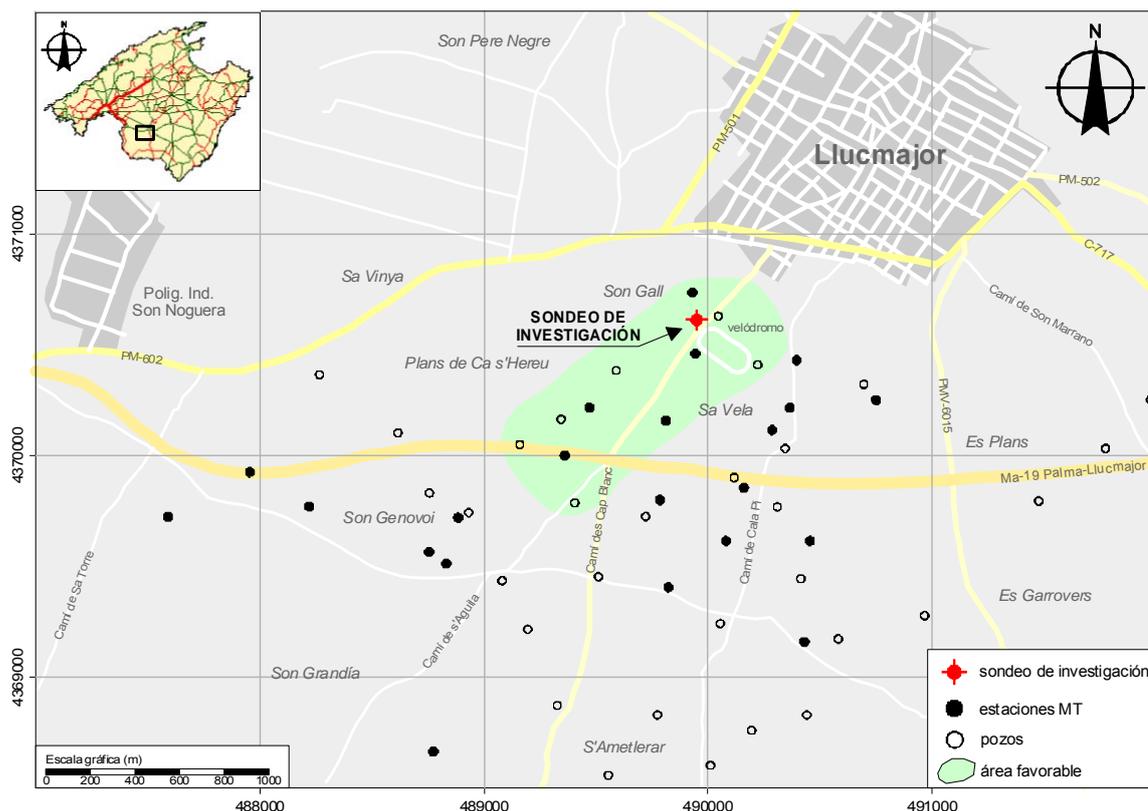


Figura 44. Ubicación del sondeo de investigación geotérmica *Lluç Major*. El área favorable engloba las estaciones de prospección magnetotérmica que detectan la discontinuidad y los sondeos con temperaturas superiores a 40°C

El sondeo de investigación, denominado *Lluç Major*, ha sido llevado a cabo con una máquina de perforación a rotación con circulación directa de lodos y extracción de testigo continuo. El diámetro inicial del sondeo en la embocadura es de 146 mm, para finalizar con un diámetro de 76 mm.

Con posterioridad a la perforación del sondeo se procedió a la instalación de una tubería piezométrica de PVC de 63 mm de diámetro exterior y 58 mm interior, de 10 atmósferas de presión, desde la boca del mismo hasta los 533 m de profundidad, quedando el resto, desde los 533 m hasta los 700 m, en pozo abierto.

La tubería piezométrica incorpora un *packer* exterior a la profundidad de 139 m, con el objeto de aislar entre sí los dos acuíferos atravesados durante la perforación. Sobre este *packer* se realizó una cementación entre los 124 y los 139 m de profundidad, rellenándose posteriormente el anular, entre los 124 m y los 3 m de profundidad, con gravas y detritus margoso.

3.7.2 Litología y Estratigrafía

El testigo continuo extraído del sondeo *Lluis Moragues* (Figura 45) ha puesto de manifiesto la presencia en el subsuelo del área de estudio de dos dominios geológicos claramente diferenciados (Figura 46):

De un lado se tiene la presencia de materiales postorogénicos del Mioceno superior, representados por los primeros 131 m del sondeo: los 12 m iniciales corresponden a calcarenitas eólicas plio-cuaternarias; los siguientes 60 m están formados por calizas con abundante porosidad móldica y de disolución freática, pertenecientes a la Unidad Arrecifal del Messiniense; y finalmente, entre los 70 y los 131 m se desarrolla un conjunto de limolitas carbonatadas con abundantes niveles de acumulación de *Heterostegina*, que se engloban también dentro de la Unidad Arrecifal messiniense.

Por otro lado, desde los 131 m y hasta la profundidad final del sondeo, se reconoce una sucesión inicialmente detrítica, y posteriormente carbonatada, de materiales preorogénicos del Paleógeno. Los primeros 250 m corresponden a facies detríticas, formadas por secuencias de arenas gruesas a limos, de color gris, con restos de materia orgánica, mineralizaciones débiles de sulfuros y abundante fauna de foraminíferos, con algunos niveles conglomeráticos formados por cantos de calizas con *Nummulites*. Por sus características litológicas pueden asimilarse a la Formación Areniscas y Lutitas de Son Sastre (Oligoceno).

Los siguientes 260 m corresponden a calizas micríticas blancas con abundantes *Nummulites* de pequeño tamaño, miliólidos, restos de corales, etc., y cuya posición estratigráfica y características litológicas y faunísticas permite asignar este conjunto a la Formación Calizas de Galdent (Eoceno).



TESTIGOS DEL SONDEO LUIS MORAGUES

- 1 (0 - 12.2 m): Calcarenitas de Sant Jordi. Plioceno - Pleistoceno
- 2 (12.2 - 70 m): Calizas del Complejo Arrecifal. Messiniense
- 3 (131 - 385 m): Formación Lutitas y Areniscas de Son Sastre. Oligoceno
- 4 (385 - 645 m): Formación Calizas de Galdent. Eoceno
- 5 (645 - 700 m): Formación Margas del Calvari. Eoceno

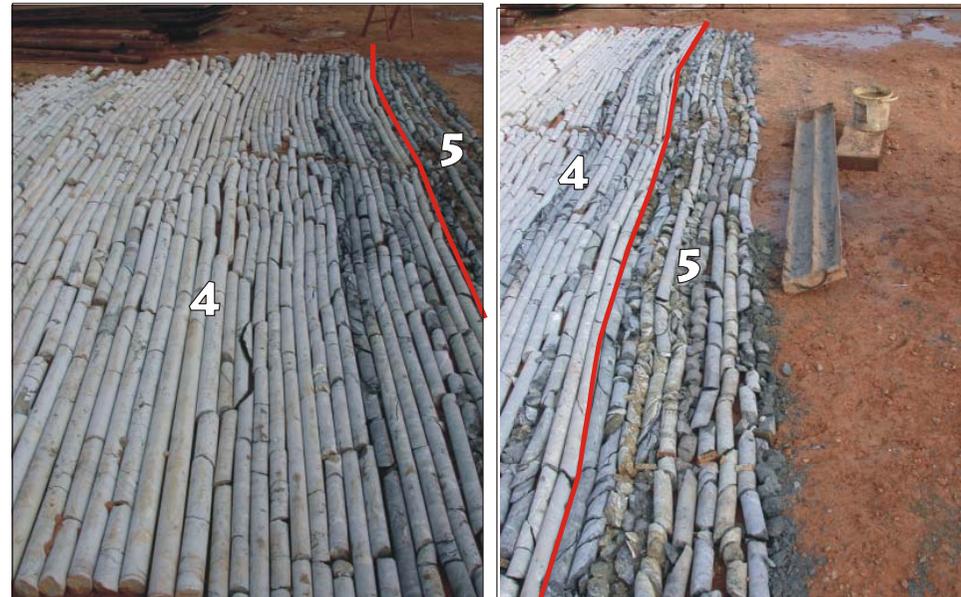


Figura 45. Vistas parciales de los testigos del sondeo de investigación geotérmica *Lluçmajor* con indicación de las unidades lito-estratigráficas identificadas

Sondeo de investigación geotérmica "LUIS MORAGUES" (T.M. Llucmajor - Mallorca)

Coordenadas UTM x: 489.905 y: 4370.529

Hoja IGN 1:25.000 nº 724 I Llucmajor Cota: 133 m

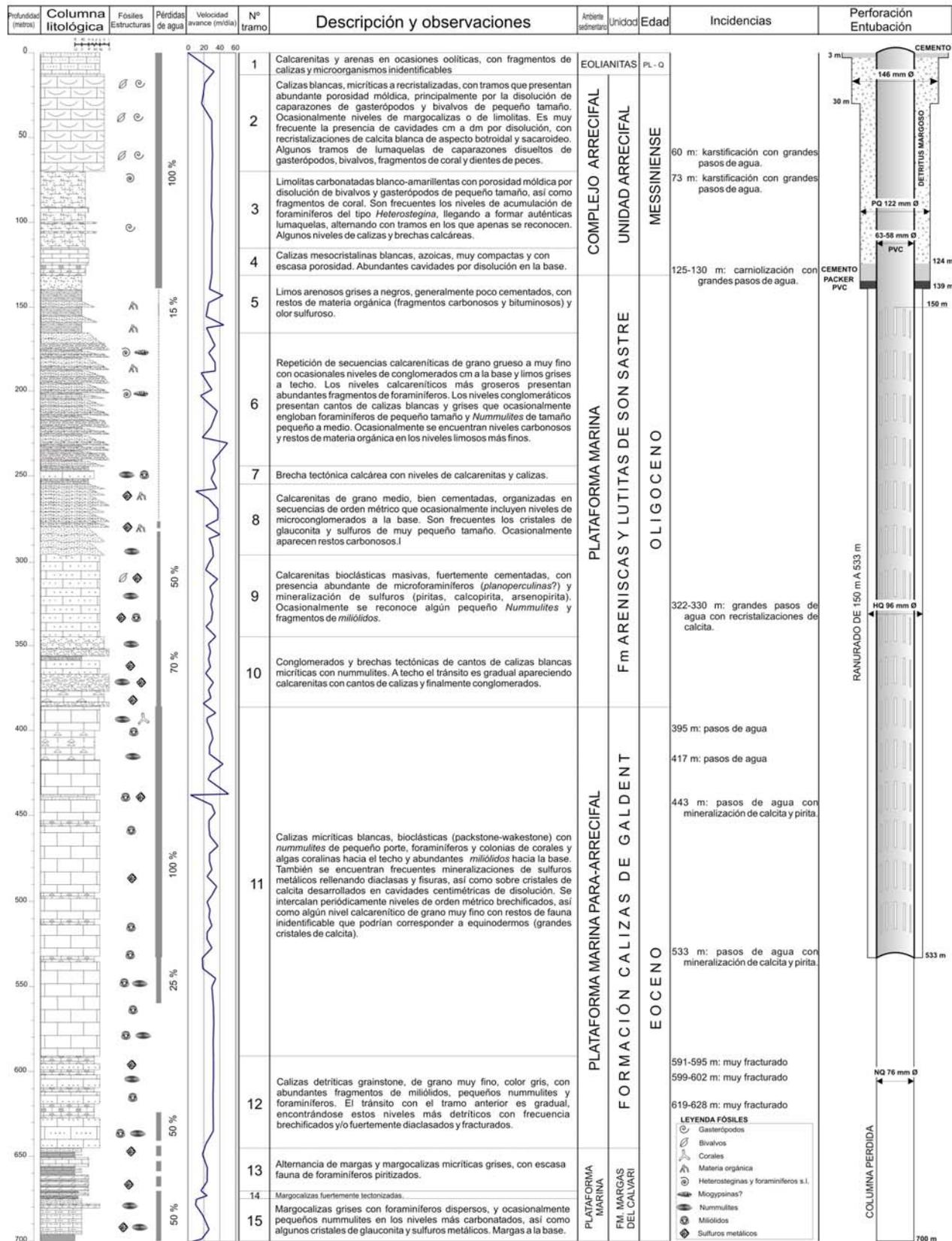


Figura 46. Columna litológica y características técnicas del sondeo *Lluís Moragues* (Llucmajor)

Testificación geofísica del sondeo de investigación geotérmica "LUIS MORAGUES" (T.M. Lluçmajor - Mallorca)

Coordenadas UTM x: 489.905 y: 4370.529 z: 133 m

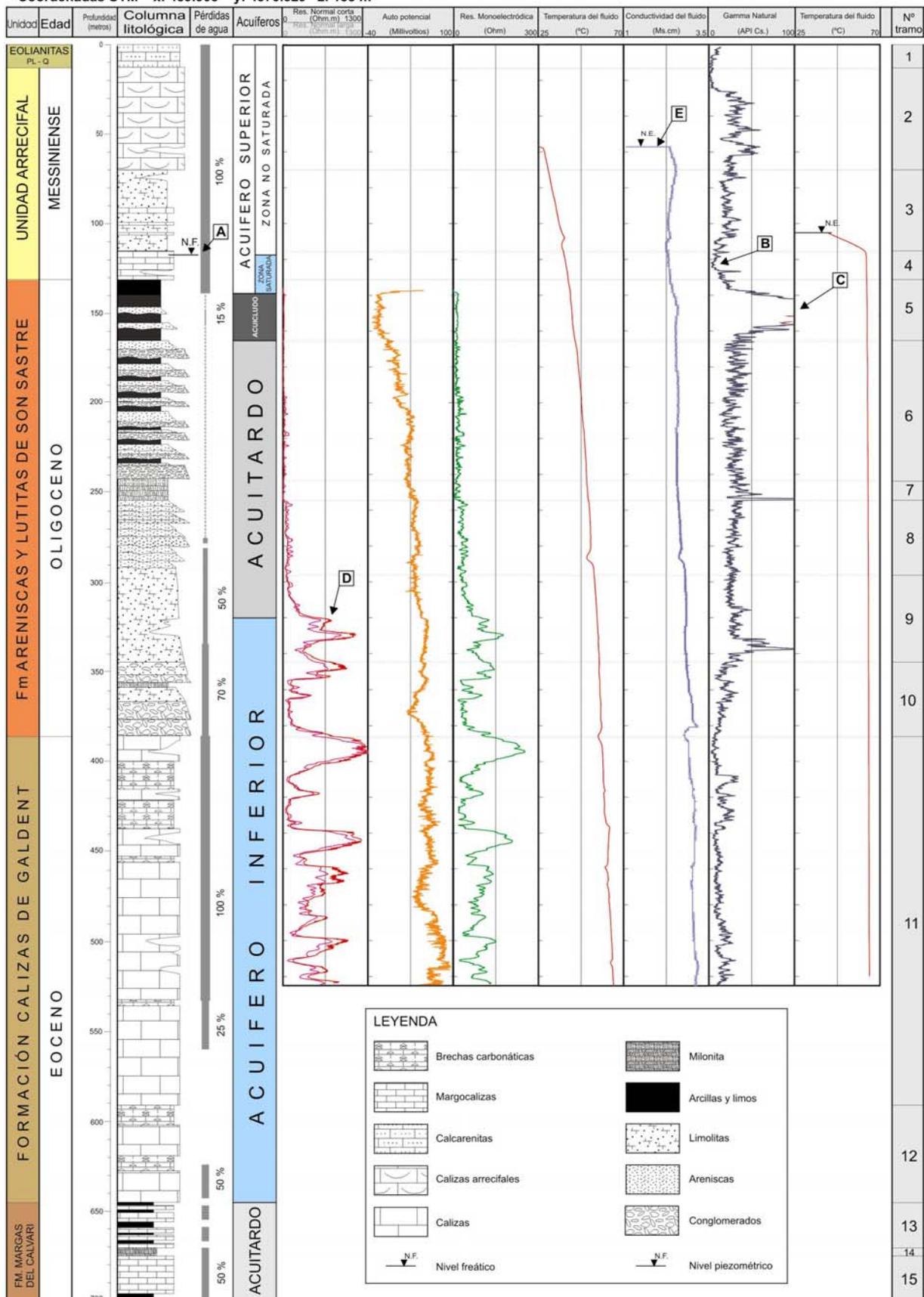


Figura 47 Columna estratigráfica del sondeo Lluçmajor y testificación geofísica (diagrafía). Explicación de las letras en el texto

Desde el punto de vista hidrogeológico se han reconocido dos unidades acuíferas principales durante la realización del sondeo, identificadas tanto por las pérdidas de agua producidas durante la perforación y por el seguimiento de los niveles piezométricos a lo largo de la misma, como por las características litológicas y de porosidad identificadas en el testigo continuo obtenido y su comportamiento geofísico recogido en las diagráfias (Figura 47).

El conjunto de materiales postorogénicos del Mioceno y Plio-cuaternario que se extienden desde la superficie hasta los 131 m de profundidad, constituyen un acuífero libre, con el nivel freático situado a una profundidad próxima a los 120 m (Figura 47, punto A). Se encuentra saturado únicamente en los 11 m basales correspondientes a niveles de acumulación de *Heterostegina* dentro de la Unidad Arrecifal, que se identifican claramente en el registro de gamma natural por su bajo contenido en arcillas (Figura 47, punto B).

La base impermeable de este acuífero corresponde al techo del Paleógeno, constituido por limos con un alto contenido arcilloso, marcado por un fuerte aumento de la radiación gamma natural y por su baja resistividad (Figura 47, punto C).

El acuífero más profundo, confinado por los tramos limolíticos del Paleógeno anteriormente descritos, se extiende aproximadamente entre los 280 m y los 650 m de profundidad, correspondiendo a las calizas del Eoceno y los tramos basales más carbonatados del Oligoceno. Presentan la respuesta más resistiva en las diagráfias (Figura 47, punto D), con un comportamiento multicapa, en el que los niveles menos productivos corresponden a los niveles más brechificados con un mayor contenido en arcillas, como se desprende de los valores de resistividad y gamma natural. El nivel piezométrico de este acuífero inferior, aislado mediante la realización de un packer a la profundidad de 139 m, se sitúa a una profundidad próxima a los 60 m y a cerca de 60 m sobre el nivel freático del acuífero libre (Figura 47, punto E).

3.7.3. Termometrías

Durante la perforación del sondeo, y hasta la profundidad de 500 m, se realizaron una serie de registros termométricos, a modo de ensayos de recuperación de temperatura, mediante los cuales es posible estimar la temperatura virgen de la formación en el punto de registro. A partir de 500 m de profundidad se tomaron temperaturas con termómetros de máxima, tras períodos de estabilización de 2-3 horas posteriores a la detención de las maniobras de perforación.

Como resultado de estos ensayos se puede concluir lo siguiente:

- Hasta los 200-220 m la temperatura natural de la formación es del orden de 45-50 °C, similar a la anomalía geotérmica registrada en el acuífero superior.
- Desde los 220 a los 380 m esta temperatura se incrementa hasta los 55 °C.
- A partir de 400 m, es decir, dentro de la caliza con *nummulites* del Eoceno, donde la perforación reveló zonas permeables con pérdida de fluido, se detecta un importante incremento en la temperatura que supera rápidamente los 60 °C.
- Entre los 500 y 645 m la temperatura experimenta un nuevo incremento alcanzando los 70 °C.

Estos datos revelan que el sondeo alcanzó, entre los 400 y los 650 metros, un primer yacimiento geotérmico con fluidos a temperaturas que oscilan entre 60 °C en los niveles superiores y 70 °C en la parte inferior siendo la temperatura máxima registrada en sondeo de 71,6 °C a la profundidad de 645 m. El marcado aumento de la temperatura permite predecir la existencia de otro yacimiento más profundo a temperatura superior a los 80 °C, lo que concuerda con las estimaciones llevadas a cabo mediante la aplicación de cálculos geotermométricos basados en la composición geoquímica de las aguas más calientes.

MODELO HIDROGEOLÓGICO

Como se vio anteriormente, el modelo magnetoteléurico indicaba la existencia de un nivel resistivo superficial R1 (Mioceno superior), un nivel conductor intermedio C1 (margas miocenas o nivel saturado del acuífero superior) y un segundo nivel resistivo R2, atribuido al conjunto preorogénico del Paleógeno. Los perfiles de dirección NO-SE detectaban la desaparición brusca, hacia el oeste, del nivel conductor intermedio, poniendo de manifiesto la presencia de una posible falla de dirección N45°E, perpendicular a la orientación de los perfiles.

El sondeo de investigación se ubicó muy próximo a la localización de la anomalía térmica más importante detectada en superficie, y sobre la traza del perfil magnetoteléurico 3b (Figura 44), el cual recoge en su sector occidental la presencia de los niveles resistivos R1 y R2, mientras que hacia el sureste aparece el nivel intermedio conductor C1. El sondeo ha permitido asignar como nivel R1 a los materiales correspondientes al Mioceno superior y al Plio-cuaternario, con resistividades comprendidas entre los 180 y los 320 $\Omega\cdot\text{m}$. Directamente bajo los mismos, se sitúa el segundo nivel resistivo R2, con valores comprendidos entre 50 y 100 $\Omega\cdot\text{m}$ que, de acuerdo con los datos del sondeo, corresponden al conjunto paleógeno. Los niveles detríticos darían respuestas más conductoras con 50 $\Omega\cdot\text{m}$, frente a las calizas eocenas que acentúan su resistividad: 100 $\Omega\cdot\text{m}$. A techo de R2, un delgado nivel con valores próximos a 100 $\Omega\cdot\text{m}$ marca la presencia del nivel saturado del acuífero libre mioceno (Figura 48).

3b

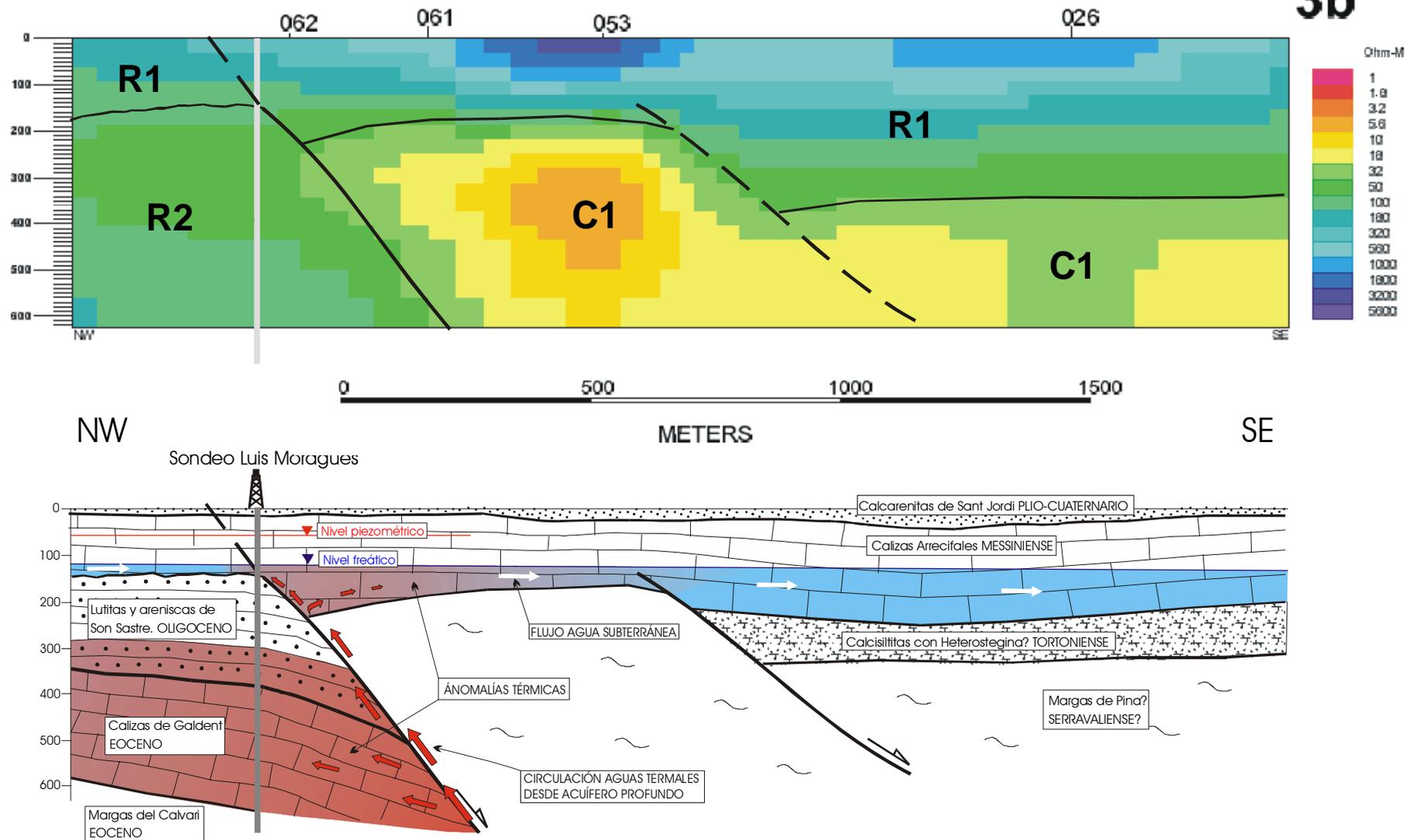


Figura 48. Interpretación geológica del perfil MT 3b y modelo de funcionamiento hidrogeológico

Hacia el este, la aparición brusca del nivel conductor C1, indica la existencia de una discontinuidad, una falla, que coincidiría en dirección y posición con la deducida mediante criterios cartográficos geológico-estructurales, y que coincide a su vez con la alineación NE-SO de los parámetros geoquímicos y geotérmicos analizados en el área.

El nivel conductor, no identificado en los sondeos existentes en la zona, correspondería a margas miocenas (Margas de Pina?, Serravaliense) que sellarían el acuífero paleógeno observado en el sector occidental, obligando al flujo del agua subterránea, en carga hidráulica, a fluir a favor de la fractura hasta recargar al acuífero superior (Figura 49).

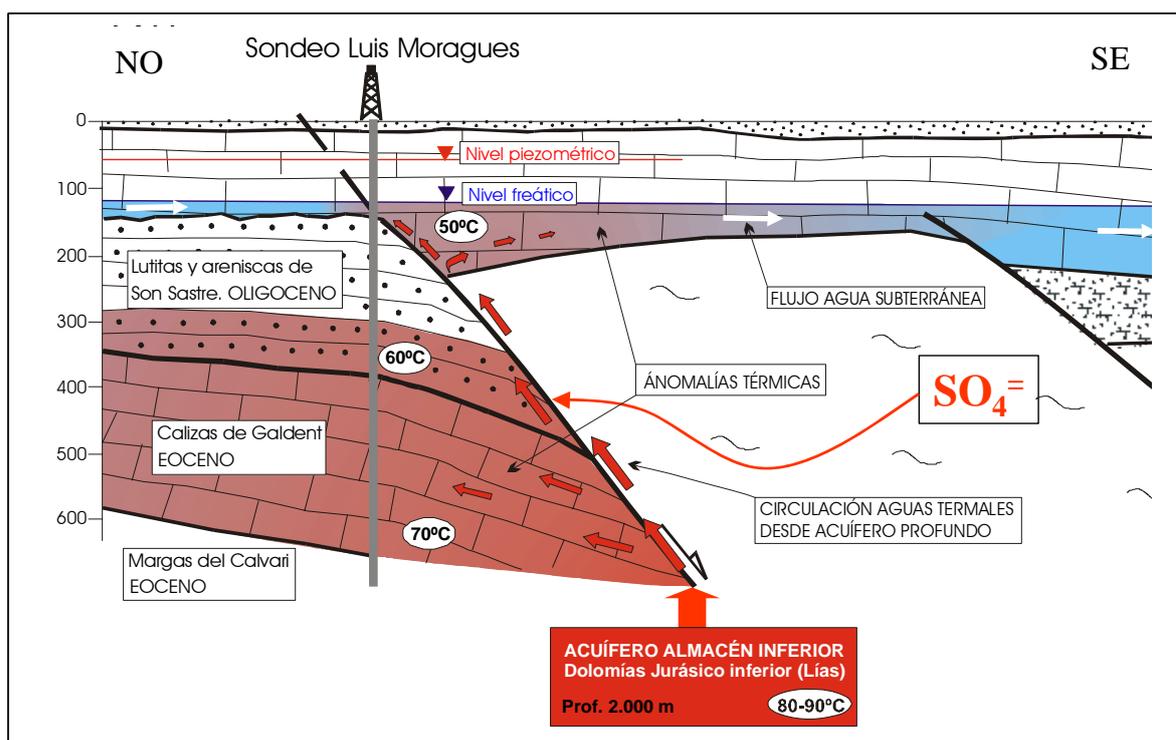


Figura 49. Detalle del funcionamiento hidrogeológico en el entorno del sondeo Luis Moragues

El sondeo de investigación ha permitido verificar que los materiales carbonatados del Mioceno superior y Plio-cuaternario atravesados corresponden al nivel resistivo superior R1 deducido del análisis magnetotelúrico. Bajo este, se sitúa un conjunto de materiales de edad Paleógeno, que corresponden al nivel resistivo R2 del mencionado modelo.

Esta estructura correspondería a la falla deducida durante la campaña de cartografía geológica, correspondiendo a una falla normal de edad neógena, que afectaría al conjunto del Mioceno medio (¿Margas de Pina? C1), funcionando posteriormente como una falla de dirección durante el Mioceno superior (Figura 50).

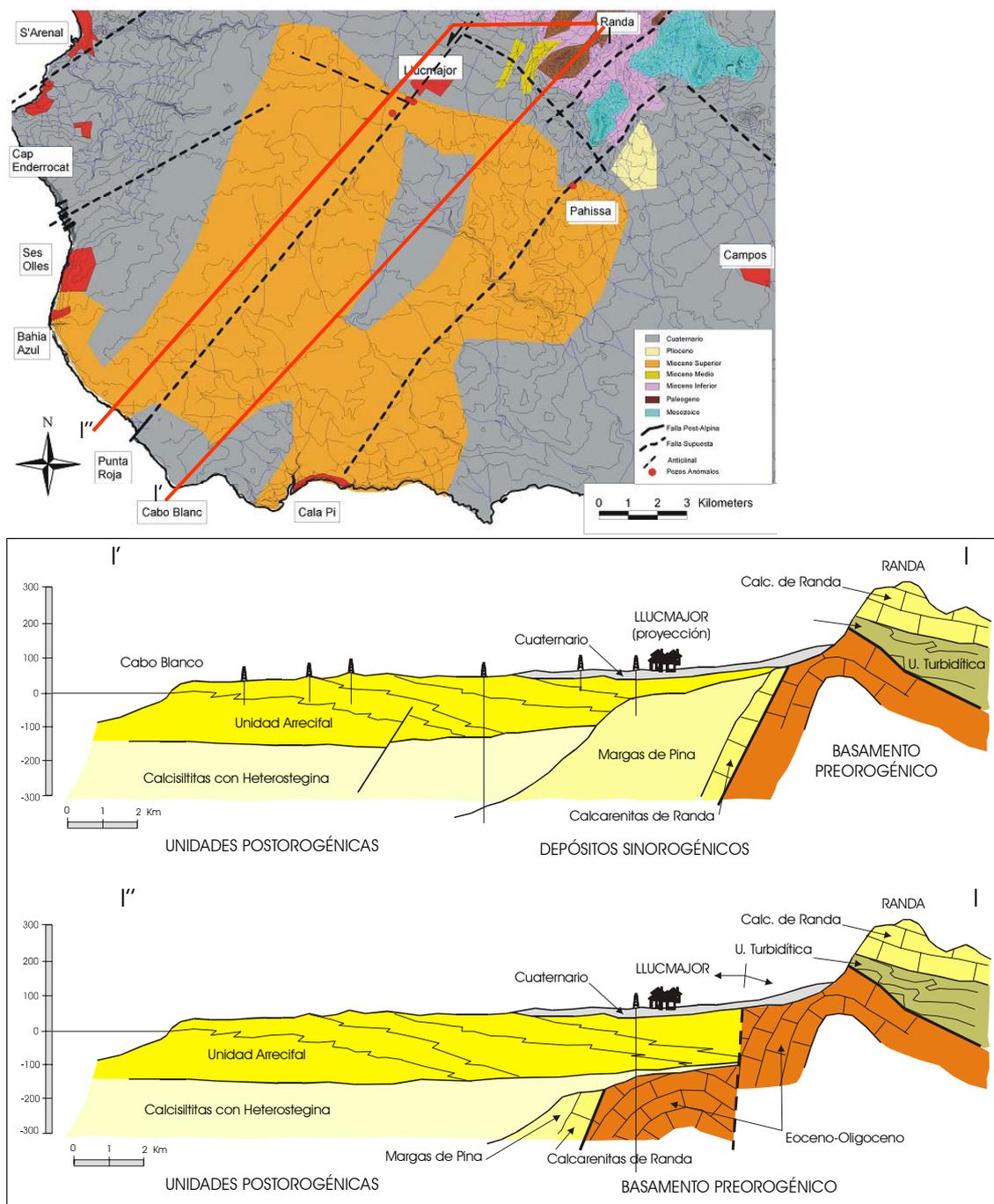


Figura 50. Modificación de la geometría del subsuelo a uno y otro lado de la falla en dirección de Punta Rotja-Llucmajor

El conjunto paleógeno constituiría así un acuífero almacén intermedio, con temperaturas registradas en torno a los 70 °C, en carga con respecto al acuífero libre formado por el Mioceno superior, al cual recargaría a su vez a favor de la falla detectada. Esto daría lugar a la alineación de anomalías geoquímicas y geotérmicas de dirección NE-SO detectada, siendo el flujo subterráneo en el acuífero, en sentido SE hacia la costa, el responsable de la extensión lateral de las anomalías en esa dirección.

El análisis de las termometrías permite predecir la presencia de otro acuífero almacén más profundo, no alcanzado por el sondeo de investigación, con temperaturas estimadas superiores a los 80°C. Las peculiares características geoquímicas (especialmente la alta concentración de ión sulfato) de estas aguas resultarían de la adquisición de sales tanto en la formación almacén situada a una profundidad estimada de 2.000 m (Jurásico inferior en contacto con niveles yesíferos del Keuper) como durante el ascenso a lo largo de la falla, especialmente a través del contacto con el conductor C1, atribuido a la presencia de margas miocenas, que pueden albergar potentes intercalaciones de niveles yesíferos.

CONCLUSIONES

La presente memoria de investigación expone los resultados y conclusiones detalladas de cada una de las siguientes actuaciones llevadas a cabo en la investigación de las manifestaciones termales del entorno de la localidad de Lluçmajor:

- a) Estudio y síntesis de informes previos en el campo de la geología, geofísica, hidrogeología y geotermia.
- b) Estudio geológico, estructural y estratigráfico.
- c) Caracterización hidrogeológica, inventario de puntos de agua y muestreo para estudio geoquímico.
- d) Caracterización geoquímica: definición de familias de aguas, distribución de indicadores geotérmicos y geotermometría.
- e) Caracterización isotópica: origen y sistema de circulación de las aguas geotérmicas, tipo de almacenes, tiempo de renovación o antigüedad de las aguas.
- f) Prospección magnetotelúrica en el área de Lluçmajor: definición de estructuras geológicas subterráneas en relación con las anomalías y selección de emplazamiento para sondeos de reconocimiento.

- g) Perforación de un sondeo de reconocimiento y medidas de temperaturas y gradientes geotérmicos en la zona de Lluçmajor.
- h) Elaboración de un modelo geológico-estructural y de funcionamiento hidrogeológico.

Investigación geológica

La investigación geológica ha sido realizada, fundamentalmente dirigida al estudio de la estratigrafía y estructura regional y basada en observaciones de campo y datos de sondeos de poca profundidad. Se ha deducido la presencia de estructuras del tipo de fosas producidas por la actuación de fallas reactivadas en la fase distensiva post-alpina que comienza en el Tortonense. Estas fallas, o algunas estructuras verticales asociadas subparalelas a las mismas, permiten en algunos casos la comunicación hidráulica de almacenes carbonatados mesozoicos con los acuíferos contenidos en formaciones permeables del Mioceno superior, dando lugar a importantes anomalías térmicas.

Marco hidrogeológico

Las manifestaciones geotérmicas se producen en el ámbito de la Unidad Hidrogeológica Lluçmajor-Campos. El acuífero explotado en este sector lo forman las calizas y calcarenitas del complejo arrecifal Tortonense-Messiniense. Es un acuífero libre, con transmisividad relativamente elevada. Actualmente el nivel piezométrico se encuentra entre 115 y 125 metros de profundidad lo que revela el importante estado de agotamiento del acuífero.

Investigación geoquímica

Se han inventariado 24 puntos con anomalías térmicas de diferente entidad, de los cuales 17 han sido muestreados y analizadas sus aguas. Se diferencian claramente las aguas termales o con influencia termal de las frías. Las primeras son en general sulfatadas cálcicas y las segundas bicarbonatadas sódicas-cálcicas.

La distribución espacial de los llamados indicadores geotérmicos como temperatura, sulfatos, sílice, nitratos (por ausencia), flúor y litio, revelan la existencia de una importante fractura NE-SO que permite la salida de agua caliente de acuíferos profundos hasta el acuífero arrecifal superior. Esta fractura actúa como dirección de flujo preferente para el agua termal. Una vez alcanzado el acuífero superior se produce una lenta difusión de los parámetros antes citados en el sentido del flujo del agua subterránea (SE).

Se han definido las familias o tipos de agua existentes estableciéndose tres facies hidroquímicas principales que revelan diferentes procesos de circulación o condiciones de los acuíferos. Así las aguas termales constituyen el grupo de aguas sulfatadas cálcicas, con temperatura muy elevada, próxima a los 50°C. Las aguas más frías responden a una facies bicarbonatada cálcica, próxima a la composición natural del conjunto del acuífero mioceno. El resto presenta composiciones intermedias del tipo sulfatado-clorurado o clorurado-sulfatado, resultado de la mezcla de aguas del acuífero profundo y del superficial en diferente grado dependiendo de su proximidad al área de comunicación entre ambos acuíferos.

La importante componente clorurada de las aguas termales se debe a la circulación profunda y no a la presencia de intrusión marina, como ha podido comprobarse en el estudio de las relaciones iónicas y en la composición isotópica.

La investigación geoquímica se ha completado con los estudios geotermométricos. Mediante el análisis de la composición geoquímica del agua es posible estimar la temperatura a la que se ha producido el último equilibrio agua-roca y por lo tanto se estima el potencial geotérmico del agua en su formación de origen. Las ecuaciones de equilibrio que regula esta composición constituye los conocidos geotermómetros. El más comúnmente aplicado es el de sílice disuelta. De acuerdo con los cálculos realizados, la temperatura en almacén original alcanza los 80-90 °C.

Caracterización isotópica y de gases

La aplicación de técnicas isotópicas permite habitualmente conocer la evolución del agua en el subsuelo, estimando la localización de zonas de recarga, procesos de intercambio físicos y finalmente el tiempo de renovación. El análisis de la composición en isótopos estables (oxígeno-18, deuterio y carbono-13) ha permitido establecer que todas las aguas proceden de la recarga con aguas de lluvias típicas de esta zona del mediterráneo. No se producen en general procesos importantes de intercambio isotópico con la roca almacén por lo que en ningún caso se deben superar los 100 °C. Excepto para algunas aguas frías, en que se produce ligeros efectos de evaporación, en los restantes muestras se debe producir una recarga y circulación muy rápida del agua que alcanza los almacenes sin procesos de evaporación. En las aguas más calientes se observa un ligero incremento en carbono-13 debido muy posiblemente a disolución de carbonatos de origen marino. El estudio de la relación cloruros-oxígeno18 pone en evidencia que aquellas no proceden de agua de mar, sino que deben ser procedentes de la disolución de sales contenidas en las formaciones geológicas.

El contenido en el isótopo radiactivo tritio, revela que las agua han debido infiltrarse entre los últimos 20-7 años (1980-1995), viniendo dada la amplitud de este rango por los distintos modelos de flujo posibles.

Para el agua más representativa de la circulación profunda, el contenido en tritio revela la mezcla de agua fría y una proporción no cuantificable de agua de circulación muy profunda y antigua con contenido muy bajo (< 1 U.T.) de tritio.

Finalmente, el análisis de los gases disueltos revela la presencia de cantidades pequeñas de los gases típicos de circulación profunda y aportes endógenos: CO₂, CH₄, H₂ y He.

En el caso del punto más termal, el contenido en CH₄ es significativamente mayor que en los demás puntos, lo que podría relacionarse con la presencia de indicios de hidrocarburos en las formaciones carbonatadas profundas del Lías.

Prospección magnetotelúrica

La investigación del subsuelo mediante métodos magnetotelúricos, ha permitido la elaboración de un modelo basado en tres capas (Resistente R1- Conductor C1- Resistente R2) en el centro de la cubeta de Lluçmajor. Hacia el noroeste, el conductor tiende bruscamente a hacerse muy fino o desaparecer pasando a un modelo de dos capas resistente (R1-R2), lo que evidencia la existencia de un límite vertical tipo fractura o falla de dirección NE-SW. El primer paquete resistente R1, se asocia al complejo arrecifal Mioceno. El segundo paquete conductor se asocia a un paquete margoso, también Mioceno, que en algunos puntos puede ser muy potente (> 500 m). Finalmente el tercer paquete R2 se asocia a los materiales detríticos y carbonatados de paleógeno. En el borde levantado, el paquete R2 alcanza profundidades superiores a los 800 metros. En la zona central la potente capa conductora limita la profundidad de investigación.

El accidente vertical detectado (fractura o falla normal) constituye la zona de salida del agua termal procedente de los almacenes profundos.

Sondeo de investigación

La realización de un sondeo de investigación con obtención de testigo continuo, hasta la profundidad de 700 metros, ha permitido reconocer las formaciones geológicas presentes en el subsuelo. Hasta los 131 metros ha atravesado los materiales postorogénicos del Mioceno superior y Pliocuaternario, mientras que a partir de 131 metros hasta el fin del sondeo se han atravesado materiales detríticos y carbonatados preorogénicos del Paleógeno, identificándose la presencia de abundantes fracturas y milonitización que revela los esfuerzos tectónicos de la fase

alpina. Estos indicios son más evidentes en los tramos próximos a los 250 metros y 365 metros, presentando signos de circulación hidrotermal en las fisuras y fracturas.

A lo largo de la perforación se han reconocido dos formaciones o niveles acuíferos diferentes: el primero de ellos constituido por las conocidas calizas arrecifales miocenas con un nivel de agua próximo a los 117 m de profundidad, y el segundo contenido en las zonas fracturadas de las calizas paleógenas, principalmente entre 340 y 540 metros de profundidad. El nivel piezométrico de este acuífero es bastante más elevado que el anterior, del orden de 100 metros de profundidad.

La investigación termométrica llevada a cabo ha permitido distinguir diferentes zonas. Hasta los 220 metros la temperatura es del orden de 50 °C, muy similar a la del acuífero arrecifal en su parte más anómala. Entre 220 y 380 m la temperatura sufre un rápido incremento hasta los 55-57 °C. A partir de los 400 metros se alcanzan y superan los 60 °C en zonas permeables con circulación de agua. Finalmente a partir de los 500 metros vuelve a subir la temperatura que alcanza en el fondo del sondeo los 70 °C.

Estos datos revelan la existencia de un primer yacimiento geotérmico con agua de temperatura algo superior a 60 °C y de otro u otros más profundos en los que la temperatura supera los 70 °C. De acuerdo con este esquema las formaciones permeables del paleógeno, que se suceden en profundidad, estarían alimentadas por agua caliente que circularía a favor de la falla o fractura NE-SW identificada en la prospección magnetoteléfica. La temperatura estimada del agua en el acuífero almacén, se situaría entre los 80 °C y 90 °C.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albert, J.F. (1976) Estudio geotérmico preliminar de Cataluña. *Tesis doctoral. Universitat de Barcelona*
- Arango Galván, C. (2005) Estudio magnetotérmico de la zona de Lluçmajor (Mallorca): Avances en el proceso de datos y modelo 3D. *Tesis doctoral Departament de Geodinàmica y Geofísica. Universitat de Barcelona*
- Auqué, L.F., Gimeno, M.J., Gómez, J., Acero, P. y Mandado, J. (2001) Caracteres geoquímicos generales y modelización geotermométrica del sistema geotermal de Les Escaldes (Andorra). *III^{er} Congreso Ibérico de Geoquímica. VIII Congreso de Geoquímica de España. Zaragoza. pp. 539-543*
- Ayala, C., Pous, J., Sábat, F., Casas, A., Rivero, L. y Gelabert, B. (1994) Modelización gravimétrica de la Isla de Mallorca. *Rev. Soc. Geológica España, 7 (3-4), 215-227*
- Barón, A. (1977): Estudio estratigráfico y paleontológico del Mioceno medio y superior postorogénico de la Isla de Mallorca. *Premio Ciudad de Palma, Ed. 1985, 180 pp. (inédito).*
- Barón, A.; Pomar, L. (1985). Stratigraphic Correlation Tables: Area 2c Balearic Depression., Neogene Of The Mediterranean, Tethys And Paratethys (F.F. Steininger, J. Senes, K. Kleemann Y F. Rog, Eds.), *Institute Of Paleontology, Univ. Viena.*
- Benedicto, A., Ramos-Guerrero, E., Casas, A., Sabat, A. y Barón, A. (1993) Evolución tectosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). *Rev. Soc. Geológica España 6,(1-2), 167-176*

- Bosence, D., Pomar, L., Waltham, D., y Lankaster, Th. (1994) Computer modeling a Miocene carbonate platform, Mallorca, Spain. *AAPG Bulletin* V 78 No 2, 247-266.
- Céspedes, A., Giménez, J. y Sàbat, F. (2001) Caracterización del campo de esfuerzos neógenos en Mallorca mediante el análisis de poblaciones de fallas. *Geogaceta* 30, 199-202.
- CGG (1972) Vuelo magnético y Mapa de anomalías residuales de campo. Documento 06151 y 06167 del F.D. IGME.
- CNWL OIL (1971) Secciones sísmicas en Mallorca.
- Combs, J. and Muffler, L.P.J., 1973. Exploration for geothermal resources. In : Kruger, P. and Otte, C., eds., *Geothermal Energy*, Stanford University Press, Stanford, pp.95—128.
- Custodio, E., Poncela, R., Badiella, P., Bayó, A. (1992) Técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales aplicadas al estudio hidrogeológico de la Serra Nord de Mallorca. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asoc. Esp. De Hidrología Subterránea XIX*, 405-420.
- Delgado Huertas, A. (1994) Estudio Isotópico de los procesos diagenéticos e hidrotermales relacionados con la génesis de bentonitas (Cabo de Gata, Almería). *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*, pp 38-45.
- Dickson, M.H. y Fanelli, M. (2004) What is Geothermal Energy? [En línea] *Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa, Italy* Dirección URL: <http://iga.igg.cnr.it/geo/geoenergy.php>
- ENRESA (2002) Estudio geoquímico de los procesos de interacción agua-roca sobre los sistemas geotermales de aguas alcalinas granitoides. *Publicación técnica 02/2002*. 262 p.
- Esteban, M., Calvet, F., Dario, C., Barón, A., Giner, J., Pomar, L. y Salas, R. (1977): Messinian (Uppermost Miocene) reefs in Spain: morphology, composition and depositional environments. *Third Int. Coral Reef Symp. (Abst.) Miami*.
- Esteban, M., Calvet, F., Dario, C., Barón, A., Giner, J., Pomar, L., Salas, R. y Permanyer, A. (1978): Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain. *Acta Geol. Hisp.*, 13: 20-22.
- Fornós, J., Marzo, M., Pomar, L., Ramos-Guerrero, E y Rodríguez Perea, A (1991). Evolución tectono-sedimentaria y análisis estratigráfico del Terciario de la isla de Mallorca. *Libro Guía Excursión nº 2 del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Ed. F. Colombo, 145 pág.

- Fournier, R.O. (1977) Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, Vol. 5, pp 41-50
- Fournier, R.O. y Rowe, J.J. (1966) Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Amer.J.Sci.* 264, 685-697
- Fuster, J.(1973). Estudio de las reservas hidráulicas totales de Baleares., *Ministerio de Obras Publicas, Industria y Agricultura, 2 tomos.*
- Galmés Díaz- Platja, A., Juncosa, M., Barón, A., González, C. (1992) Explotación de las aguas termales en el acuífero calcarenítico mioceno de Lluçmajor- Campos (Mallorca). *Proc. V Simposio de Hidrogeología. Alicante. Vol.2, 58-74.*
- García Sanz, S., Buil Gutiérrez, B., Lago San José, M., y Arranz Yagüe, E. (2000) Geoquímica de las aguas termales de Tredós y Les (Lérida). *Geotemas 1(2)*, pp. 83-86
- García-Yagüe, A. y Muntaner, A. (1968): Estudio hidrológico del Llano de Palma. *Minist. OO.PP. D.G.O.H., 3 vols.*
- Gelabert, B. (1998). La estructura geológica de la mitad Occidental de la Isla de Mallorca. *ITGE, Colección Memorias.129 pp.*
- Gelabert, B. y Sábat, F. (2004). Mallorca y Cabrera: Unidades geológicas y estructura. *En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 450-452.*
- Gimenez, J., Gelabert, B. (2002) Análisis de la actividad tectónica reciente en la isla de Mallorca. 3ª Asamblea hispano-portuguesa de geodesia y geofísica. Libro Resumen. Valencia.
- HIDROMA S.L. (1990) Estudio hidrogeológico del pozo de agua termal Son Gall (Lluçmajor), para la definición de un perímetro de protección. 35 p. *Inédito*
- Hochstein, M.P. (1990). Classification and assessment of geothermal resources. In: Dickson, M.H. and Fanelli, M., eds., *Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization*, UNITAR, New York, pp. 31—57.
- Huttrer, G.W. (2001). The status of world geothermal power generation 1995-2000. *Geothermics*, **30**, 7-27.
- IGA International Geothermal Association (2006) Geothermal in the World. Electricity Generation [en línea]. *Data Processing, Distribution and Protection Department (RECSI) of the CNR Institute for Telematic Applications, Pisa, Italy. Dirección URL: <http://iga.igg.cnr.it>*
- IGME (1969) Gravimetría en Mallorca. *Documento 400089 Fondo Documental.*

- IGME (1981) Investigación gravimétrica en Mallorca. *Documento 40229 Fondo Documental*.
- IGME (1984) Prospección Sísmica de estructuras geológicas en Mallorca. *Documento 40258 F.D.IGME*.
- IGME (1984) Proyecto de investigación geotérmica preliminar del Pirineo oriental, zona meridional del prelitoral catalán e Islas Baleares. Vol.3. *Estudio geotérmico preliminar de Baleares*. 182 p. *Inédito*.
- IGME (1985 a) La Energía Geotérmica. *Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Industria y Energía. Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales*. 263 pp. Madrid.
- IGME (1985 b) Investigación eléctrica en Lluchmayor para apoyo a estudios geotérmicos (Mallorca). *Documento 40270 F. D. Del IGME*.
- IGME (2003) Investigación geotérmica en la Isla de Mallorca. 495 p. *Inédito*
- IGME-CGS (1984) Proyecto de investigación geotérmica preliminar del Pirineo Oriental, zona meridional del prelitoral catalán e Islas Baleares. *Documento del F.D. del IGME*
- Lindal, B. (1973) Industrial and other applications of geothermal energy. In: Armstead, H.C.H., ed., *Geothermal Energy*, UNESCO, Paris, pp.135—148
- Lubimova, E.A. (1968) Thermal history of the Earth. In: *The Earth's Crust and Upper Mantle, Amer. Geophys. Un., Geophys. Mon. Ser., 13*, pp.63—77
- Lumb, J. T. (1981) Prospecting for geothermal resources. In: Rybach, L. and Muffler, L.J.P., eds., *Geothermal Systems, Principles and Case Histories*, J. Wiley & Sons, New York, pp. 77—108.
- Lund, J.W., Freeston, D.H., y Boyd, T.L. (2005). World Wide Direct Uses of Geothermal Energy 2005. In *Proceedings of the World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April*.
- Meidav, T. (1998) Progress in geothermal exploration technology. *Bulletin Geothermal Resources Council*, **27**, 6, 178-181
- Michard, G. (1979) Géothermomètres chimiques. *Bull. BRGM Sec. III, n^o 2*, p. 183-189
- Mook, W.G. ed. (2002) Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. *Pub. del IGME. Serie: Guías y manuales n^o 1*. pp. 596. Madrid.

- Nemzer, M.L.; Carter, A.K.; Nemzer, K.P. (2000) Geothermal Energy Facts, [en línea]. Geothermal Education Office. California, USA. Dirección URL: [http://geothermal.marin.org/.](http://geothermal.marin.org/)]
- Plata Bedmar, A. (1994) Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la península ibérica. Centro de Estudios de Técnicas Aplicadas. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) . Gabinete de Formación y Documentación. D.L. Madrid.
- Plata Bedmar, A. (1996) Concentraciones de tritio en las precipitaciones del globo a partir del año 1953. Características generales y modelos de distribución. CURSO SOBRE HIDROLOGÍA ISOTÓPICA. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Ministerio de Fomento y Universidad Autónoma de Madrid. Madrid.
- Pomar, L. (1991): Ref. geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, Upper Miocene Ref. Complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology* (1991) 38,243-269.
- Pomar, L.; Marzo, M.; Barón, A.(1983 a). El Terciario de Mallorca. *Congreso Nacional de Sedimentología*. 10/1983/Menorca, 21-044 (24 p.)
- Pomar, L., Esteban, M., Calvet, F. y Barón, A. (1983 b): La unidad arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. En: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. L. Pomar, A. Obrador, J.J. Fornós, y A. Rodríguez-Perea (eds.), Institut d'Estudis Balearics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, pp. 139-175.
- Pomar, Ll., and Ward W.C. (1999). Reservoir-Scale Heterogeneity in Depositional Packages and Diagenetic Patterns on a Reef-Rimmed Platform, Upper Miocene, Mallorca, Spain. *AAPG Bulletin*, 83, (11), 1759-1773.
- Pomar, L. y Rodríguez-Perea, A. (1983): El Neógeno Inferior de Mallorca: Randa. En: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. L. Pomar, A. Obrador, J.J. Fornós, y A. Rodríguez-Perea (eds.), Institut d'Estudis Balearics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, pp. 21-45
- Pomar, L., Marzo, M., y Barón, A. (1983): El Terciario de Mallorca. En: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. L. Pomar, A. Obrador, J.J. Fornós, y A. Rodríguez-Perea (eds.), Institut d'Estudis Balearics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, pp. 21-45
- Pous, J., Ayala, C., Ledo, J., Marcuello, A. y Sábat, F. (1995) 3D modelling of magnetotelluric and gravity data of Mallorca island (Western Mediterranean).. *Geophysical Research letters*. Vol 22, no 6, march 15, 735-738

- Ramos Guerrero, E. (1988) El Paleógeno de las Baleares. Estratigrafía y Sedimentología. Tesis Doctoral, 3 vol., Universitat de les Illes Balears-Universitat de Barcelona, 219 p.
- Ramos, E., Rodríguez-Perea, A., Sàbat, F. y Serra-Kiel, J. (1989): Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta*, 3: 53-72.
- Rodríguez-Perea, A. (1984 a): La Formación Calcarenítica de Sant Elm: un ejemplo de plataforma mixta terrígeno-carbonatada. *Publ. Geología, Univ. Aut. Barcelona*, 20: 399-417.
- Rodríguez-Perea, A. (1984 b): El Mioceno de la Serra de Tramuntana: Estratigrafía, Sedimentología e implicaciones estructurales. *Tesis Doctoral, Univ. Barcelona*, 533 p.
- Sánchez Martos, F., Pulido, A., Vallejos, A., Molina, L. y Gisbert, J. (2004) Rasgos hidrogeoquímicos de las aguas termales en los acuíferos carbonatados del bajo Andarax (Almería). *Geogaceta*, 35. 171-174.
- Sánchez-Guzmán, J. (1984). Yacimientos Geotérmicos. Tipos y Métodos de Investigación. *En: Energía Geotérmica. IGME (ed.). pp 13-28*
- Sánchez-Guzmán, J. y Noceda-Márquez, . (2005) Key Issues for Renewable Heat in Europe (K4RES-H). *Egect – European Geothermal Energy Council. 19 pp.*
- Silva, P.G., González Hernández, F.M., Goy, J.L., Zazo, C., Carrasco, P. (2001) Paleo and historical seismicity in Mallorca (Balears, Spain): a preliminary approach. *Acta Geológica Hispánica*, v.36, n°3-4, p. 245-266.
- Simó, A. y Ramón, X. (1986): Análisis Sedimentológico y descripción de las Secuencias Deposicionales del Neógeno postorogénico de Mallorca. *Bol. Geol. y Min.* 157: 445-472.
- Trilla, J. (1999) Contenido en tritio del agua de lluvia en Cataluña. *Servei de Datació de Triti i Carboni-14. Unitat de Geodinàmica Externa i d'Hidrogeologia. Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. Comunicació personal.*
- Vera, J.A. (editor) (2004). Cordillera Bética y Baleares. *En Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 345-464.*
- Vergés, J. y Sàbat, F. (1999). Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. *En: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F y Seranne, M., "The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen." Geological Society, London, Sp.Publ., 156, 63-80.*
- White, D. E. (1973). Characteristics of geothermal resources. In: Kruger, P. and Otte, C., eds., *Geothermal Energy*, Stanford University Press, Stanford, pp. 69-94.

