

INDICE

	Pág
1. PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS.....	1
2. ENCUADRE GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO.....	3
3. GEOLOGÍA.....	5
3.1 CONTEXTO TECTÓNICO Y ESTRUCTURAL	6
3.2 MODELO TECTOSEDIMENTARIO	13
3.2.1 Ciclo Mesozoico basal.....	14
3.2.2 Ciclo Cretácico Inferior.....	14
3.2.3 Ciclo Cretácico Superior - Paleoceno	15
3.2.4 Ciclo Terciario Inferior	16
3.2.5 Ciclo Terciario Final actualidad	17
3.3 ESTUDIO LITOESTRATIGRAFICO DE LAS FORMACIONES	19
3.3.1 Mesozoico inferior (Ciclo 1).....	19
3.3.2 Cretácico Inferior (Ciclo 2).....	20
3.3.3 Cretácico superior (Ciclo 3).....	22
3.3.4 Terciario Inferior (Ciclo 4).....	23
3.3.5 Terciario Superior - actualidad (Ciclo 5).....	26
3.4 FORMACIONES HIDROGEOLOGICAS CARTOGRAFIADAS (COLUMNA HIDROGEOLÓGICA)	28
4. HIDROGEOLOGÍA.....	31
4.1 ANALISIS DE LA INFORMACION PREVIA.....	32
4.2 ÁREAS DE SURGENCIAS EN EL ENTORNO DE LA DEPRESIÓN DE BENISA.....	37
4.3 ZONAS O ÁREAS HIDROGEOLOGICAS DEFINIDAS EN EL ENTORNO DE LA DEPRESIÓN DE BENISA	42
4.3.1 Zona 1. Depresión de Benisa (8.47.052)	42
4.3.2 Zona 2. Zona Occidental (8.47. 038; .039 .114 .122)	43
4.3.3 Zona 3. Zona Septentrional (8.47.083; U.HG. 8.38 y U.HG. 8.39)	43
4.3.4 Zona 4. Zona Intermedia (8.47. 064 .063 .062)	44
4.4 LIMITES HIDROGEOLÓGICOS Y FLUJO HIDRAULICO	44
4.4.1 Zona 1. Cuenca de Benisa.....	50
4.4.2 Zona 2. Zona Occidental	51
4.4.3 Zona 3. Zona Septentrional.....	51
4.4.4 Zona 4. Zona Intermedia	52
4.5 PIEZOMETRIA	53
4.5.1 Zona 1. Depresión de Benisa.....	58
4.5.2 Zona 2. Zona Occidental	59

	Pág
4.5.3 Zona 3. Zona Septentrional.....	59
4.5.4 Zona 4. Zona Intermedia.....	60
4.6 EVOLUCION HISTORICA DE LOS ACUIFEROS.....	60
5. HIDROGEOQUÍMICA	62
5.1 CAMPAÑAS DE MUESTREO	63
5.2 RESULTADOS ANALÍTICOS.....	65
5.3 FACIES HIDROQUÍMICAS. DIAGRAMAS DE LANGELIER-LUDWIG	69
5.4 ÍNDICES GEOQUÍMICOS Y CORRELACIONES.....	76
6. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LA DEPRESIÓN DE BENISA	91
6.1 DETERMINACIONES ISOTÓPICAS	92
6.2 ISÓTOPOS ESTABLES EN AGUA: ^{18}O Y ^2H	92
6.3 COTAS DE RECARGA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	97
6.4 ISÓTOPOS ESTABLES EN LOS SULFATOS	100
7. TESTIFICACIÓN GEOFÍSICA DE SONDEOS	103
7.1 INTRODUCCIÓN. TRABAJOS REALIZADOS.....	104
7.2 CARACTERÍSTICAS DEL EQUIPO REGISTRADOR	105
7.3 RESUMEN DE RESULTADOS.....	106
7.3.1 Sondeo Pinos-Marisa - 3032-7-0051	106
7.3.2 Sondeo Maria Salitre (Calpe) - 3033-3-0028	107
7.3.3 Sondeo Solana – 3032-7-0033	107
7.3.4 Sondeo Jalón o Barranco Barón – 3032-6-0076	108
7.3.5 Sondeo Casas de Benicambra – 3032-8-0033	108

BIBLIOGRAFÍA

ANEXOS

- 1. BASE DE DATOS DE INVENTARIO PARA PIEZOMETRIA**
- 2. RELACIÓN DE SONDEOS CON COLUMNA LITOLÓGICA ESTUDIADA**
- 3. INFORME MUESTREO CAMPAÑA I**
- 4. INFORME MUESTREO CAMPAÑA II**
- 5. TESTIFICACIÓN GEOFÍSICA Y TOMA DE MUESTRAS EN SONDEOS PROFUNDOS**

Con formato: Numeración y viñetas

1. PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS

El sistema hidrogeológico de la Depresión de Benisa objeto del presente estudio se ubica en el sector suroriental de la alicantina comarca de la Marina Alta, en el ámbito de la denominada Unidad Hidrogeológica 08.47 Peñón-Montgó-Bernia. Desde finales de los años setenta, esta área ha sido –y sigue siendo en la actualidad– objeto de numerosos estudios por parte del IGME y la Diputación Provincial de Alicante (DPA), dirigidos a profundizar en el conocimiento de sus características y funcionamiento hidrogeológicos. La razón de este interés estriba en el hecho de que las aguas subterráneas han constituido, hasta fecha reciente, el único recurso disponible para satisfacer las necesidades hídricas de la zona, si bien en la actualidad la instalación de plantas desaladoras de agua de mar ha contribuido a paliar el déficit de recursos para abastecimiento urbano que, especialmente en época estival, han venido padeciendo las localidades de Jávea, Benitachell y Teulada.

De acuerdo con los datos preliminares la infiltración del agua de lluvia, estimada en 13,1 hm³/año, constituye la principal fuente de alimentación del acuífero estudiado, a la que ha de sumarse una aportación de 4,4 hm³/año procedente de la recarga lateral de los acuíferos limítrofes. Las salidas en la costa y las emergencias submarinas representan el 60,6% del drenaje del acuífero (10,6 hm³/año); el resto se distribuye en 5 hm³/año de extracciones por bombeo y 1,9 hm³/año de salidas laterales a la Plana de Jávea. Precisamente en la consideración de las descargas al mar se centra una de las cuestiones esenciales abordadas en el presente estudio.

El objeto principal del Proyecto responde a una iniciativa para reforzar el conocimiento generado hasta la fecha sobre el funcionamiento hidráulico de acuíferos carbonatados litorales, como es el caso del acuífero de la Depresión de Benisa, con el fin de optimizar la explotación de los recursos de estos sistemas.

Son varios los estudios y trabajos parciales que se han llevado a cabo sobre el acuífero objeto de investigación debido a la importancia de las demandas existentes en su entorno. Estos estudios, sin embargo, no han resuelto, ni dan una explicación satisfactoria a las causas por las que en gran parte del acuífero sus aguas adquieren un elevado contenido salino, incluso a distancias considerables de la costa. Persisten también ciertas incógnitas que atañen tanto a los límites del sistema hidrogeológico como a su comportamiento hidrodinámico y a su modelo de funcionamiento. Este hecho influye, entre otros aspectos, en un tema tan importante como es la correcta evaluación de los recursos hídricos y la forma de cómo proceder a su explotación.

2. ENCUADRE GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

La Depresión de Benisa se encuentra situada en el sudeste de la Cuenca del Júcar, formando parte hidrogeológicamente de la unidad Peñón-Montgó-Bernia (08.47). La orografía de esta unidad hidrogeológica se caracteriza por la presencia de una serie de lineamientos estructurales en los que predominan las dos directrices de esta área de la cuenca: la directriz bética NE-SO y la directriz ibérica NO-SE. Las zonas elevadas donde predominan los afloramientos de litologías del Cretácico, presenta direcciones béticas o mixtas, mientras que las depresiones intramontañosas, donde predominan los afloramientos de materiales de relleno terciario o cuaternario, presentan directrices ibéricas en el valle del Guadalest, intermedias o mixtas en los valles del Jalón y Gorgos y claramente bética en el resto –cuencas de Benisa, Tárben y río Girona–.

El acuífero presente en el subsuelo de la Depresión de Benisa está constituido por una secuencia casi continua y con conexión hidráulica de formaciones carbonatadas permeables y transmisivas, que van desde el Aptiense al Mioceno, incluyéndose en este último algunas intercalaciones calcáreas en las margas de las facies “Tap”. Podría considerarse como un acuífero único que tiene como base o sustrato impermeable las margas Neocomiense-Barremiense y como techo confinante las margas miocenas. No obstante, como se pondrá de manifiesto posteriormente, se presentan en la zona dos niveles piezométricos claramente diferenciados, y de diferente profundidad. El más superficial posiblemente asociado a las formaciones calcáreas del Terciario inferior –Eoceno y Oligoceno– y esporádicamente a los acuíferos aislados incluidos dentro de las margas del “tap”, y el más profundo representativo del conjunto carbonatado cretácico-inferior y en parte superior.

Mientras al Norte y Suroeste el acuífero presenta límites impermeables –levantamiento de la base impermeable del acuífero en la serie de Montgó en el primer caso y afloramientos del Keuper en el segundo caso–, en el Oeste el límite es discontinuo con zonas abiertas como Carrascal-Ferrer, detrítico del río Jalón y sinclinal del Gorgos y otros cerrados por el levantamiento de la base impermeable. Al Este y Sur de la depresión y el acuífero en ella definido, se encuentra abierto en relación hidráulica con el Mar Mediterráneo. En el Norte de la depresión y formando parte de la misma se encuentra el acuífero detrítico cuaternario de la Plana de Jávea.

3. GEOLOGÍA

3.1 CONTEXTO TECTÓNICO Y ESTRUCTURAL

La zona de estudio en sentido amplio –Unidad Hidrogeológica 08.47– se encuentra enmarcada dentro del área Prebética, la más externa de la cordillera Bética, en el extremo nororiental de las mismas, en su conjunción con el sistema o Cordillera Ibérica.

En esta zona los materiales presentan características sedimentarias más similares a las observadas en las áreas de la Cuenca Ibérica, sin embargo las estructuras tectónicas presentan orientaciones predominantemente béticas y, en menor medida, ibéricas. Se trata a escala regional de un sector de escamas fuertemente imbricadas, correspondiente a la parte deformada de la cuenca más cercana al continente ibérico.

En el área Prebética se distinguen tradicionalmente dos dominios paleogeográficos diferentes, el Prebético externo y el Prebético interno, estando el área de estudio dentro del primero de ellos, concretamente en la unidad morfoestructural del Prebético de Onteniente - Denia, situado al norte del Prebético de Aspe - Jijona - Alicante y al este del Prebético de Hellín - Alicante.

La unidad analizada se encuentra situada al E de la Falla del Vinalopó y su límite norte es la Cordillera Ibérica. Los relieves se presentan en general como grandes sierra elevadas que se corresponden con antiformal de dirección SW-NE, en las que afloran mayoritariamente materiales del Cretácico y en menor medida del Terciario (Sierras de Mariola, Serpis etc.). Son frecuentes también las extrusiones salinas como el diapiro de Altea.

En la figura 3.1 se presenta una síntesis geológica de la zona de estudio, cuya columna litoestratigráfica tipo, con descripción de materiales, se presenta en la figura 3.2. Las figuras 3.3 y 3.4 presentan los cortes geológicos cuya situación se ha marcado en la figura 3.1. Toda esta información cartográfica ha sido tomada de los estudios realizados anteriormente por IGME y DPA y que se mencionan en el capítulo de Bibliografía.

Esta región geológica abarca diferentes unidades estructurales, todas ellas relacionadas con el acuífero de la Depresión de Benisa, cuyas características principales se reseñan a continuación.

TM **Depresión de Benisa.** La cuenca o depresión de Benisa está limitada al oeste por los materiales de la Sierra del Cao, al norte por la sierra de Seldetes, al este por los materiales de la Sierra de Llorensá y al sur por los materiales de Peña Alhama - Sierra de Bernia - Toix.

Se trata de una cubeta alargada con una longitud de algo más de 15 Km. y una anchura de unos 10 Km. Se considera a esta estructura como un sinclinorio de dirección SW-NE, con ligera vergencia hacia el NW. Con buzamientos que se suavizan hasta hacerse casi horizontales en algunos casos, a techo de la serie y en el eje de cuenca.

Figura 3.1.

Figura 3.2

Figura 3.3

Figura 3.4

En la zona central presentan ligeros plegamientos, con pliegues suaves de carácter disarmónico, debido a la diferente geología de la serie calcáreo margosa del Mioceno medio. Los datos de sondeos indican que el espesor de estos sedimentos es mayor hacia el margen este: Sierra de Benitachell y sur: zona de Calpe, Sierra de Oltá.

En esta última zona se observa, al igual que en la depresión de Tárben, la existencia de bloques olistostrómicos de espesor a veces kilométrico, como el de la sierra de Oltá o el bloque de calizas que conforma el Peñón de Ifach, emplazados por encima de los materiales del Mioceno, y con depósito de facies retrabajadas de materiales en facies Keuper en ocasiones.

- TM Sierra de Ferrer, Hoya del Ventolano, Sierra del Cao.** Esta unidad se sitúa en la zona occidental del área de estudio, limitando con la vecina unidad U.H. 08.46.

Está constituida por materiales de edades que abarcan desde el Cretácico inferior al Oligoceno. Se trata de una alineación montañosa con una dirección aproximada N-S que se encuentra sobre todo en el lado oeste muy verticalizada e incluso con una ligera inversión de las capas.

En el flanco Este contacta mediante una falla inversa o cabalgamiento con los materiales de edad Oligoceno - Mioceno de la Hoya de Ventolano.

En la mitad septentrional, estos materiales se encuentran en contacto mediante una falla inversa de dirección SW-NE con los materiales del intervalo Oligoceno - Mioceno inferior que afloran en las proximidades del Coll de Rates.

Toda esta alineación está surcada por una serie de fallas normales con direcciones tanto SW-NE, como NW-SE, que se observan con gran claridad en los relieves de los distintos barrancos que surcan la sierra. Hacia el Este se prolonga en los materiales que conforman la sierra del Cao, presentándose entre ésta y la sierra de Ferrer la denominada Hoya del Ventolano, que constituye una fosa tectónica, formada por un conjunto bloques limitados por fallas y pliegues con direcciones NNE-SSW y pliegues de dirección NE-SW. Esta depresión está ocupada principalmente por materiales miocenos y oligocenos.

Más hacia el Este se encuentran los materiales de la Sierra del Cao, que presentan una estructura en antiformal replegada con ejes de pliegue de direcciones NNE-SSW, con núcleo de edad Cretácico - Eoceno recubierto por materiales del Oligoceno - Mioceno inferior. El flanco este de esta estructura se encuentra constituido por una serie monoclinial de entre 20 a 30° de buzamiento que se sumerge bajo los materiales miocenos de la cuenca de Benisa.

- TM Sierras de Seguíli, Castell de la Solana y Seldetes.** Esta alineación estructural se dispone con una orientación W-E desde las proximidades de Orba hasta las cercanías del Mar Mediterráneo. Está compuesta principalmente por sedimentos del Cretácico

inferior y en menor medida depósitos del Oligoceno y presenta una vergencia hacia el N y NW.

En la zona más septentrional se encuentra la sierra de Seguilí, estructurada como una serie monoclinal o ligeramente replegada, en la cual afloran en su parte Norte materiales del Cretácico inferior con buzamientos suaves de 10 a 20° hacia el SW, mientras que en la zona Suroeste se observan una serie de materiales de edad Oligoceno-Mioceno, discordantes sobre el Cretácico superior, con buzamientos variables desde 35 a 10°.

A continuación y separada de la anterior estructura por una falla inversa y probablemente cabalgante, con orientación SW-NE, aflora el anticlinorio de Castell de la Solana, que está conformado por un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales con vergencia NW y buzamientos invertidos a verticales en su parte NW que se suavizan en el flanco SE.

Seguidamente aparece el anticlinorio de La Solana - Sierra de Seldetes, separado del anterior por una falla inversa o cabalgamiento con dirección SW-NE, ligeramente paralelo al de Castell de la Solana y que transcurre desde las cercanías de la Urbanización Solana Park hasta la urbanización de la Muntanya de Pedreguer.

Esta estructura está constituida por una serie de anticlinales y sinclinales que forman en conjunto una estructura antiformal cuyo núcleo se encuentra en las cercanías de la localidad de Lliber, donde afloran materiales del Cretácico inferior. Estas estructuras se prolongan hacia el Este, alcanzando las proximidades de Adsubia y las Laderas del Tossalet, donde afloran materiales del Cretácico superior, lo que indicaría una probable inmersión de esta estructura hacia el Este.

Esta alineación se encuentra cortada además de por las fallas de direcciones SW-NE a NW-SE tan frecuentes en el Prebético de la zona, por una serie de fallas normales de dirección W-E a WSW-ESE.

TM **Sierra de Llorensá, Benitachell o Moraira (Anticlinal de La Granadella).** Esta estructura se sitúa en el extremo oriental del área estudiada. Abarca desde el cabo de la Nao hasta la punta de Moraira, estando limitada al oeste por los materiales miocenos de la depresión de Benisa y al este por el Mar mediterráneo al que presenta un acantilado de tipo alto.

Se trata de una estructura arqueada hacia el Oeste, con una dirección SSW-NNE. Se encuentra conformada por un anticlinal con el flanco oeste vertical a invertido y afectado por una falla inversa, al menos en la parte central. En este flanco afloran fundamentalmente materiales del Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior. En el núcleo afloran materiales del Cretácico Superior, con buzamientos menores de 20° a 10° hacia el núcleo en la zona del Alto de Llorensá.

El flanco sudeste presenta buzamientos muy suaves también, aparece afectado por numerosas fallas normales de dirección más o menos paralela a la alineación

estructural. Además de estas fracturas, se observan otras de dirección NW-SE a N-S, en la parte N, que pasan a ser de dirección WNW-ESE e incluso SW-NE en su parte Sur.

- ™ **Sierra de Alhama - Bernia - Morro de Toix.** Se trata de una alineación de materiales de edad Cretácico Superior a Eoceno inferior, Oligoceno-Mioceno, con una orientación W-E a WNW-ESE. Está estructurada como un anticlinal que evoluciona hacia un sinclinal en su parte suroccidental, en la zona del Fort de Bernia. El núcleo de este anticlinal lo forman materiales del Cretácico superior y aflora en la zona de la urbanización de Altea Springs.

En su flanco Norte esta antiforma presenta buzamientos elevados desde 60° a verticales y en ocasiones invertidos, mientras que en su flanco Sur estos buzamientos varían entre 40 y 70° hacia el sur. Este flanco meridional se encuentra afectado por una falla inversa o un contacto mecanizado, originado probablemente durante el emplazamiento del Diapiro de Altea.

En esta estructura se observan también una serie de fallas de dirección NW-SE y su conjugada NE-SW. Hay que resaltar también la existencia de fallas normales paralelas a esta estructura, la más importante es la falla de Bolulla, descrita al oeste de la zona. En el afloramiento del Morro del Toix el acantilado, que conforma el borde sur de este cabo, está configurado en buena medida por un plano de falla de varias decenas de metros de salto.

3.2 MODELO TECTOSSEDIMENTARIO

En la Depresión de Benisa se diferencian al menos cinco grandes ciclos tectosedimentarios, desde el Mesozoico hasta el Cuaternario, no reconociéndose materiales Paleozoicos. Su desarrollo y representación es muy desigual, por lo que la información de cada uno también lo será. A grandes rasgos estos son los cinco ciclos:

- ✓ Ciclo 1: Mesozoico basal: comprende los materiales triásicos y jurásicos (si aparecen).
- ✓ Ciclo 2: Cretácico Inferior
- ✓ Ciclo 3: Cretácico Superior- Paleoceno
- ✓ Ciclo 4: Terciario Inferior
- ✓ Ciclo 5: Mioceno superior hasta la actualidad

3.2.1 Ciclo Mesozoico basal

Los materiales más antiguos encontrados en el área Prebética y, en concreto, en la zona de estudio se corresponden con materiales de edad Tríasica, representados fundamentalmente por las facies Keuper de arcillas y yesos, depositados en un medio de sebkha o lagoon costero en donde aparecen esporádicamente restos de rocas volcánicas de tipo ofítico.

Ocasionalmente como en el caso del cercano afloramiento del Tossal de Isidro, aparecen por efecto de la tectónica diapírica, restos de facies de edad Muschelkalk. Estos materiales triásicos se depositaron en un contexto transgresivo, manteniendo características semejantes a los del Sur de la Cordillera Ibérica.

Sobre las formaciones anteriores se produce el depósito de los materiales del Jurásico superior en zonas próximas, que corresponden al intervalo del Kimmeridgiense superior-Berriasiense. Estos sedimentos se generan en un ambiente de plataforma interna somera, sometidos puntualmente a procesos de dolomitización, que probablemente se desarrollan sobre calizas y margas de plataforma media a externa del intervalo Oxfordiense-Kimmeridgiense medio. Y corresponden a un medio tectosedimentario de inicio de la tectónica extensiva en relación con el inicio del proceso de apertura del Atlántico norte.

3.2.2 Ciclo Cretácico Inferior

Por encima del anterior ciclo, se depositan los materiales del Cretácico inferior que en esta área presentan una edad inicial probable de Valanginiense Superior, existiendo una laguna estratigráfica generalizada en la zona desde el Berriasiense Superior al Valanginiense Medio.

En el Prebético, la evolución de la sedimentación del Cretácico inferior es bien conocida, pudiéndose subdividir en 6 episodios sedimentarios de tipo transgresivo - regresivo, (Vera et al., 2004), denominados K1 a K6, todos ellos desarrollados en un contexto tectónico distensivo.

De estos episodios se encuentran representados en el área únicamente los últimos 5, tal y como indican Castro y Ruiz-Ortiz (1995). Los dos primeros, K2 y K3, se corresponden con los materiales de la unidad C₁. El primero (K2) se corresponde con las margas y calizas, así como calizas arenosas del Valanginiense - Hauteriviense, y el segundo (K3) con las calizas limosas y bioclásticas, además de las margas calcáreas de la parte superior de esta unidad.

El episodio sedimentario K4 se corresponde con los materiales del Aptiense inferior y superior, de la unidad C₂, donde los materiales del área de estudio generaron depósitos de sedimentos en condiciones de plataforma interna, con facies de corales y bioclásticas de tipo Urganiano que hacia el sur pasan a facies de plataforma externa.

Por encima de estos materiales, los de las unidades C₃ y C₄, se corresponden a un ciclo transgresivo - regresivo desde el tránsito Aptiense- Albiense al medio (K5), con el depósito de

facies de plataforma externa con margas y calizas bioclásticas en la parte inferior que evolucionan hacia plataformas someras con influencia terrígena hacia techo de la serie. Estos sedimentos pasan lateralmente a los sedimentos de plataforma externa - cuenca de la unidad C₄, aflorantes en el área del pantano de Guadalest - Puerto de Cofrises.

El último ciclo (K6), del Cretácico inferior se corresponde con la secuencia de margas y margocalizas que evoluciona verticalmente a calizas del Albiense Superior - Cenomaniense, secuencia característica de la base de la unidad C₅ en la parte norte de la zona estudiada, que coincide con las secuencias estratocrecientes de calizas situadas a techo de la unidad C_{4m}, en transición a la unidad C₅.

En general la sedimentación que tiene lugar durante este periodo es la característica de una plataforma interna, en condiciones submareal somera a externa, que hacia el sur evoluciona hacia una sedimentación en un medio más abierto.

Se verifica la existencia de al menos tres máximos transgresivos, uno durante el Valanginiense-Hauteriviense, otro durante el Aptiense-Albiense y el último en el límite Albiense-Cenomaniense inferior, en condiciones tectónicas de rifting (Vera et al 2004).

3.2.3 Ciclo Cretácico Superior - Paleoceno

A continuación y durante el Cretácico superior se produce la transición desde condiciones distensivas a condiciones compresivas. Durante este periodo la sedimentación está influenciada tanto por la subsidencia del margen continental como por pulsos tectónicos y por las variaciones del nivel del mar.

Estos pulsos tectónicos determinan una serie de discontinuidades regionales y condicionan la sedimentación desde este momento hasta el terciario.

Por tanto, la sedimentación del Cretácico Superior en el Prebético se encuentra condicionada por la existencia de una paleogeografía compleja, debida a la existencia de diversos eventos tectónicos durante el Cenomaniense inferior a medio, lo que conlleva a una estructuración en tres dominios paleogeográficos durante el intervalo Cenomaniense superior - Coniaciense.

El primer dominio está constituido por una franja con plataformas carbonatadas, la denominada franja anómala definida por Martínez del Olmo et al. (1982) y un área con sedimentación hemipelágica. La franja anómala consistiría en un alto paleogeográfico, que origina una laguna estratigráfica desde el Cenomaniense medio hasta al menos el Santoniense terminal. El área de estudio se encontraría en la zona S de esta franja anómala, predominando en el mismo los sedimentos de plataforma abierta.

La sedimentación de este ciclo se iniciaría con una dolomías masivas con restos de calizas peloidales, que pasan a calizas dolomitizadas y dolomías del Cenomaniense - Turoniense con

restos de pithonellas y otros foraminíferos típicos de plataforma externa, englobándose estos materiales dentro de la unidad cartografiada como C₅.

Seguidamente se desarrollaría una sedimentación de calizas limosas tableadas con margas y abundantes globotruncanas, de la unidad C₆, propias de facies de plataforma externa que pasan a ritmitas típicas de sedimentación de cuenca hacia el Sur, en la zona de la Sierra de Alhama.

Durante esta época según Martín Chilavert y Chacón en Vera et al., (2004), se produce un cambio en la paleogeografía de la cuenca, pasando de un margen pasivo a uno activo y convergente. A continuación se produce la sedimentación de un depósito de margas y calizas margosas con fósiles pelágicos, bivalvos del tipo de los Inocerámidos, foraminíferos planctónicos y otros, que pasan a margas hacia techo.

Estos sedimentos cartografiados como unidad C₇, corresponden a ambientes de sedimentación hemipelágica que pasan lateralmente a depósitos de talud, con estructuras de tipo Slump y turbiditas, algunas de las cuales pueden observarse en el borde de la zona de estudio, en el área del pantano de Guadalest.

En general se considera que el tránsito Cretácico - Paleoceno no se encuentra representado en la mayor parte del Prebético, si bien este podría encontrarse en la zona cercana al pantano de Guadalest.

3.2.4 Ciclo Terciario Inferior

Durante el Paleoceno - Mioceno inferior, la sedimentación se produce de manera irregular, en todo el Prebético. En la zona de Alicante se observa una evolución desde plataformas marinas someras que hacia el sur cambian a facies pelágicas, con intercalaciones turbidíticas, (Geel, 1995, 2000).

En esta zona los sedimentos del Paleoceno inferior se caracterizan por una importante regresión, con un retroceso de la línea de costa hacia el sur. Las facies marinas del Paleoceno no se conservan, con la posible excepción de una serie de niveles erosivos, con niveles de brechas que aparecen en la base de las calizas con nummulites y calizas con algas y coralinas del Eoceno inferior de la unidad E₂, que a menudo descansan directamente sobre las calizas del Cretácico superior.

Estos sedimentos de plataforma evolucionan, como se acaba de decir, hacia el sur a sedimentos de plataforma externa o cuenca con abundantes foraminíferos pelágicos. En la vertical la plataforma eocena, evoluciona hacia un modelo de rampa y plataforma barrera (Geel, 2000). Dentro de la misma se observan grandes variaciones de espesor debidas a la existencia de diversos pulsos tectónicos que generan áreas con distinta subsidencia, que en consecuencia va a configurar surcos sedimentarios y altos relativos, más acusados durante el

Oligoceno y el Mioceno. En los surcos que se ubican en el área de Castell de Castells-Tárben y la depresión de Benisa, la sedimentación oligocena se inicia con una transgresión generalizada, depositándose los sedimentos en áreas donde no se ha producido sedimentación durante el Paleoceno - Eoceno. Esta transgresión queda marcada por un hardground, bastante notorio, con acumulación de glauconita y una superficie ferruginizada.

El depósito del Oligoceno inferior y medio se desarrolla en un medio de plataforma somera, con niveles ricos en algas, que se depositan en una serie de altos paleogeográficos. Éstos configuran por efecto del empuje tectónico los relieves antiformales como las Sierras de Serrella, Bernia, Peña Alhama o Carrascal de Parcent.

Estos sedimentos pasan lateralmente a sedimentos de plataforma externa rica en terrígenos y evolucionan en la vertical hacia una serie de sedimentos de plataforma externa y talud durante el Oligoceno - Mioceno inferior (Aquitaniense) cartografiada como unidad O-M1, que puntualmente, evoluciona a una plataforma rica en niveles de algas y Macroforaminíferos Bentónicos (Myogipsinas), cartografiada como unidad O-M2, que se conserva solo localmente.

Como se ha dicho, la sedimentación está controlada por la tectónica, tal y como ocurre en la depresión de Facheca y Famorca, donde se observan discordancias progresivas y estructuras sintectónicas, con pliegues de acomodación, además de estructuras de tipo slump o incluso bloques deslizados. Existen, a veces, importantes variaciones de espesor entre los sedimentos de esta unidad situados en los flancos de las estructuras anticlinales del Cretácico - Eoceno y los situados en los surcos sedimentarios.

A partir de este momento, la sedimentación del Mioceno estará controlada por los diversos pulsos tectónicos que se producen como consecuencia del inicio de la colisión continental entre las placas africana y europea y que da lugar a la generación de las cordilleras Béticas, y, en general a todas las cordilleras alpinas perimediterráneas.

3.2.5 Ciclo Terciario Final actualidad

Durante el Mioceno Inferior y Medio (Burdigaliense-Langhiense), se genera una sedimentación de plataforma externa y talud, que presenta puntualmente facies de tipo turbidítico. Los sedimentos corresponden a facies turbidíticas y de talud (cartografiadas como unidad M₁), y depósitos de plataforma con áreas coralinas, se desarrollan en zonas situadas hacia el Noreste.

Estos sedimentos se producen en un contexto tectónico compresivo, con la configuración de las estructuras anticlinales más significativas. Presentan frecuentes bloques olistostrómicos sobre todo en el área de Tárben a Bolulla y al sur de la sierra de Bernia y peña Alhama, en el área donde se emplaza el diapiro de Altea, que empieza a actuar en este momento. La generación de estos bloques olistostrómicos se podría deber al deslizamiento y

desmantelamiento de las plataformas Eoceno - Oligoceno - Mioceno previas, que se sitúan en los flancos de los anticlinorios de la sierras de Serrella Aixorta, Bernia y Peña Alhama.

Algunos de estos depósitos olistostrómicos, sobre todo los situados en la parte superior, presentan en su base restos de sedimentos miocenos mezclados con facies de yesos del Keuper, (cartografiados como M₃). La existencia de estos sedimentos muestra que los olistostromas se han emplazado deslizándose sobre ambos niveles que actúan como nivel de despegue, emplazándose también en parte, como consecuencia del desmantelamiento de una estructura anticlinal muy apretada generada por un movimiento halocinético de las facies Keuper (proceso de Cap Rock descrito por Martínez del Olmo en 1985).

Este proceso, continuo en el tiempo, parece ser el que generó la sierra de Olta, sobre los materiales miocenos de la secuencia siguiente de edad Langhiense - Serravaliense (cartografiadas como M₂), así como probablemente, está relacionado con los procesos de emplazamiento del olistostroma del Peñón de Ifach y de algunos de los bloques del área de Bolulla - Altea, en los que se hace muy difícil cartografiar de forma clara el Mioceno y el Keuper.

La secuencia miocena final presenta una sedimentación de plataforma externa a talud, con el depósito de facies hemipelágicas a turbidíticas. Probablemente durante el depósito de estas facies se produjo el emplazamiento final de los materiales de las Sierras de Ferrer, Peña Alhama y Bernia, además de la estructuración de los materiales de la zona norte de la Depresión de Benisa, Sierra del Montgó y otros.

Por encima de estos materiales los únicos depósitos que se producen son los conglomerados de la unidad M₄. Éstos aparecen en afloramientos reducidos y se producen en un contexto sintectónico. en relación con el emplazamiento de los relieves de las sierras Carrascal, de Parcent y Serrella, en condiciones continentales y relacionadas con abanicos aluviales costeros, que se desarrollan al pie de estos relieves, durante el intervalo Serravaliense - Tortoniense.

Probablemente los últimos movimientos tectónicos tienen lugar en la zona Sur del área de estudio y están relacionados con los movimientos halocinéticos producidos por el ascenso del diapiro de Altea.

En el periodo de relativa calma tectónica que va del Mioceno Superior al Cuaternario se desarrollarían también algunas estructuras distensivas: fallas normales, que mantienen todavía algún tipo de actividad, y alineaciones direccionales subsidentes. No existen depósitos marinos de edad Mioceno superior - Plioceno, que quedan restringidos al área situada al Sur del Prebético.

En la zona del diapiro de Altea, se observan deformaciones que afectan a materiales del cuaternario lo que indican un posible mantenimiento de la actividad del diapiro, combinados con procesos de disolución kárstica de los yesos de las facies Keuper.

Existen pocas zonas de sedimentación que den información sobre la tectónica reciente, salvo los depósitos de antiguas playas fósiles relacionadas con los cambios eustáticos del cuaternario reciente.

3.3 ESTUDIO LITOESTRATIGRAFICO DE LAS FORMACIONES

Se han revisado los estudios litoestratigráficos relativos a las formaciones acuíferas implicadas, publicados por diversos autores, donde, mediante geología de superficie y levantamiento “in situ” de columnas, asignan una edad a los sedimentos, tanto en afloramiento como de sondeos mediante, sobre todo, de determinaciones micropaleontológicas (levigados y lámina delgada).

Se presenta a continuación la relación y descripción litoestratigráfica de los materiales que constituyen el subsuelo de la zona de estudio, que abarcan desde el Triásico hasta el Cuaternario, con diversas lagunas estratigráficas de desigual distribución espacial, cuya síntesis se presenta en la figura 3.2. Posteriormente se analizará su comportamiento hidrogeológico según los datos analizados en sondeos y en estudios previos.

3.3.1 Mesozoico inferior (Ciclo 1)

✓ Triásico

Dentro del área de estudio se presentan materiales cartografiados del Triásico pertenecientes a las Facies Muschelkalk y Keuper.

- **Facies Muschelkalk:** Litológicamente están formadas por calizas negras tableadas que alternan con niveles de dolomías y calizas dolomíticas, que se han atribuido (Pulido-Bosch, 1976) al Triásico medio en facies Muschelkalk.
- **Facies Keuper:** Estas facies constituyen la mayoría de los materiales de edad Triásica que afloran en la zona de estudio. Están constituidas por una serie de lutitas y arcillas rojas y versicolores (ródeno rojo o versicolor de varias columnas con niveles de yesos). Presentan estructuras diapíricas, los afloramientos están relacionados con la existencia de una serie de fallas en dirección, normales o inversas presentes en la zona.

También aparecen intercalaciones de niveles de areniscas y limolitas a veces con laminación cruzada en surco y ripples; y tramos de margas yesíferas de tono gris verdoso, con cristales de yeso y cuarzos idiomorfos. Los niveles de yesos tienen aspecto nodular o masivo y moldes de anhidrita. Se observan, esporádicamente, escasos niveles de calizas grises y carniolas. En algunos de estos afloramientos se reconoce la existencia de sills volcánicos de tipo ofítico.

✓ **Jurásico**

En el área de estudio no afloran materiales de edad Jurásica propiamente dicha. Estos materiales se encontrarán subaflorantes en la zona del Barranco de Almerich, por debajo de los materiales del Cretácico inferior (Neocomiense), ya que parecen haber sido cortados por varios sondeos existentes en la zona.

3.3.2 Cretácico Inferior (Ciclo 2)

Dentro del Cretácico se han distinguido materiales desde el Hauteriviense hasta el Maastrichtiense. Se encuentra generalmente mejor representado en la parte Norte del área de estudio, Sierras del Montgó, Carrascal de Parcent, Coll de Rates, Sierra de Castell de la Solana y del Peñón. En la sierra de Serrella también está presente y también, aunque en menor medida, en la sierra de Bernia y Peña Alhama. Los materiales de esta edad presentan tramos carbonatados muy potentes que conforman los relieves más altos del área de estudio.

El Cretácico se suele dividir en esta región, de manera similar a como sucede en el subbético, en dos grandes ciclos, el primero correspondiente al Cretácico Inferior (desde el Valanginiense hasta el Cenomaniense inferior) y el segundo al Cretácico Superior (Cenomaniense - Maastrichtiense).

El ciclo del Cretácico inferior se inicia con un predominio de los niveles siliciclásticos, convirtiéndose hacia el techo en una serie cada vez más carbonatada. Las formaciones presentan en esta zona una gran variedad de facies, así como una gran heterogeneidad, produciéndose cambios significativos en pocos kilómetros. Este hecho, unido a la complejidad tectónica, dificulta la realización de una subdivisión clara. En general se distinguen las siguientes unidades:

✓ **Neocomiense (C₁ / Valanginiense - Barremiense)**

Esta unidad se encuentra formada fundamentalmente por margas y margocalizas con intercalación de niveles de calizas arenosas, detríticas y bioclásticas.

Aflora en la zona de Jesús Pobre, en las faldas de la Sierra del Montgó, en la carretera de Lliber a Gata de Gorgos, en Castell de la Solana o la Sierra de Seguíli.

Está compuesta litológicamente por niveles de margas y margas arcillosas de tonos grises a ocre, con restos de ammonoideos piritizados e intercalación de calizas margosas y limosas de tonos ocre, a veces ferruginizadas y a veces arenosas, con escaso contenido en bioclastos (ostreidos y orbitolinas). De la observación de los diferentes afloramientos parece desprenderse el hecho de que esta serie se hace más carbonatada hacia el este, hacia la sierra del Montgó, siendo eminentemente margosa en el área de la carretera Parcent - Castell de Castells.

Cuando las condiciones de afloramiento lo permiten pueden reconocerse tramos de areniscas o calizas arenosas ricas en micas, fundamentalmente en la parte inferior de la serie. Este tramo inferior más siliciclástico está generalmente cubierto.

Toda esta unidad presenta espesores variables que oscilan entre 80 m. en la sierra de Segulli, a más de 200 m., cortados en sondeos como los del Carrascal de Parcent. En general es difícil atribuirle un espesor medio, debido a que su base se encuentra cubierta en la mayoría de los casos.

✓ **Aptiense (C₂)**

Esta unidad aflora sobre todo en la parte norte del área de estudio, en las mismas sierras descritas anteriormente. Se trata de una unidad eminentemente carbonatada, constituida por calizas bioclásticas y recifales, a veces algo arenosas, que presentan niveles de calizas arenosas e intercalaciones de margas. Se puede dividir en dos partes claramente diferenciadas:

El tramo inferior se encuentra constituida por patch arrecifes o niveles bioconstruidos de rudistas y corales. Estos niveles de facies arrecifes y periarrecifales presentan cambios laterales hacia facies de calizas bioclásticas, algo arenosas y margas. Alguno de los niveles de calizas arenosas presentan estructuras de laminación cruzada de bajo ángulo.

El tramo superior se encuentra caracterizado por un predominio de facies bioclásticas y arenosas, con escasas intercalaciones de niveles margosos a margolimosos, presentándose también en facies de packstone - grainstone bioclástico. Facies de menor energía, con texturas de wackstone con orbitolinas, miliólidos y ostrácodos, ocupan las zonas de surco donde la serie presenta más potencia.

A techo de esta unidad se observa un hardground que a veces puede ser bastante importante, ya que presenta una gran acumulación de bioclastos. Los espesores observados varían entre los 100 y más de 150 metros.

✓ **Aptiense - Albiense (C₃)**

Esta unidad está compuesta por una alternancia de margas y calizas nodulosas. Se sitúa entre los dos términos carbonatados del Aptiense y del Albiense.

Litológicamente está constituida por margas beige arcillosas, con intercalación de niveles de calizas nodulosas y bioclásticas con bivalvos, equínidos y orbitolinas.

Presenta en la parte norte, espesores variables de 15 a más de 70 metros. Sin embargo, hacia la zona sur y oeste esta unidad aumenta de espesor hasta alcanzar más de 100 metros.

✓ **Albiense inferior a medio (C_{4m})**

Esta unidad se encuentra presente tanto en la zona sur de la U.H. 08.46 (con mayor desarrollo), como de la U.H. 08.47 donde se incluye la zona cartografiada para este estudio. Se trata de una serie de margas y margocalizas.

Su espesor supera los 100 metros, alcanzando más de 200 metros en el área del puerto de Cofrides.

Esta unidad se interpreta sedimentológicamente como el cambio lateral de las plataformas carbonatadas de más al norte, identificadas en esta cartografía como materiales de tipo C4.

✓ **Albiense - Cenomaniense (C₄)**

Dentro de esta unidad se incluyen los términos carbonatados que culminan el ciclo del Cretácico inferior. Presenta espesores de 100 a casi 200 metros.

Conforma una serie de secuencias estratocrecientes de espesor decamétrico (10 a 15 metros) que se inician con un nivel margoso y hacia techo se hacen más frecuentes las intercalaciones de calizas margosas con orbitolinas planares y otros fósiles (fragmentos de bivalvos, crinoides, foraminíferos bentónicos, equínidos).

En la parte media estas secuencias se encuentran culminadas bien por calizas oolíticas a arenosas, con estructuras de laminación cruzada, planar o en surco y estratificación cruzada planar, o por niveles bioconstruidos de corales masivos y planares, que pasan lateralmente a niveles margosos con fragmentos de corales.

La serie está culminada por niveles de calizas limosas a margosas con intercalaciones frecuentes de Orbitolinas, con morfología planar muy característica, que pueden atribuirse al Aptiense superior- Cenomaniense inferior.

3.3.3 Cretácico superior (Ciclo 3)

El segundo ciclo cretácico está constituido, fundamentalmente, por materiales carbonatados parcialmente dolomitizados y recrystalizados a base, con fuertes resaltes en la topografía, y son los que culminan la mayoría de los relieves de la zona septentrional. En el área de estudio los sedimentos de este ciclo, se limitan a los términos inferiores: C₅ y C₆, este último apenas conservado, sin que haya evidencias de la presencia de C₇ en afloramiento, ni se conocen sondeos que lo hayan cortado, ni aparece en los cortes hidrogeológicos presentados

✓ **Cenomaniense - Turoniense (C₅)**

Se trata de una serie de calizas margosas y dolomitizadas, que se desarrollan sobre las calizas bioclásticas y calcareníticas del Cenomaniense inferior y constituyen la mayoría de los escarpes observados en la zona.

En esta unidad se diferencian habitualmente dos secuencias. La primera está formada por calizas micríticas a arcillosas, bien estratificadas, de tonos grises, con escasas intercalaciones delgadas de margas y con esporádica presencia de glauconita. Estas calizas suelen presentarse recristalizadas o con una incipiente dolomitización.

Por encima se localiza un tramo masivo y fuertemente recristalizado a veces muy dolomitizado que da un resalte morfológico. La dolomitización parece que se incrementa conforme subimos en la serie. En este tramo la recristalización impide conocer facies en los carbonatos.

El techo de esta unidad presenta un aspecto peor estratificado, y se suele encontrar enrojecido y karstificado, lo que le da un aspecto muy característico. Presenta también frecuentes morfologías de disolución y cavidades, tal y como se aprecia en lugares como la sierra del Cocoll, la sierra del Montgó o el Cabo de San Antonio.

En cuanto al espesor conjunto de esta unidad se ha estimado en unos 100 a 140 metros, siendo la potencia del conjunto tableado inferior de entre 20 y 40 metros.

✓ **Senoniense (C₆ / Coniaciense - Santoniense)**

Dentro de esta unidad se incluye una serie compuesta por una alternancia de calizas micríticas de tonos claros finamente tableadas y niveles de margas. La estratificación tableada de estas calizas confiere a esta unidad un aspecto muy característico.

Las calizas se presentan en ocasiones recristalizadas. En general el techo de esta unidad aparece erosionado, presenta contacto discordante con los materiales del terciario. Se estima un espesor máximo de 100 a 150 metros.

3.3.4 Terciario Inferior (Ciclo 4)

Los sedimentos de este ciclo presentan frecuentes cambios de facies y espesor y están afectados por una tectónica bastante intensa, con depósitos sintectónicos y postectónicos y por una intensa resedimentación (sobre todo en el mioceno), que se constata por la existencia de frecuentes micro y macrofósiles resedimentados o reelaborados, además de por la presencia de materiales del Keuper y de olistolitos u olistostromas de materiales de edades Eoceno - Oligoceno, depositados dentro de los materiales de edad Mioceno inferior y medio.

En este ciclo predominan los términos margosos o margocalizos, con el desarrollo de plataformas carbonatadas de gran extensión durante el Eoceno y el Oligoceno. En general, el ciclo del Terciario, se inicia con sedimentos del Eoceno, aunque como se aprecia en los cortes hidrogeológicos en la serie aparecen frecuentes lagunas estratigráficas y contactos erosivos, aunque aparente concordancia.

✓ **Eoceno inferior (E₁ / Ypresiense - Priaboniense)**

Esta unidad, que se presenta únicamente en las Sierras de Bernia y Aixorta, aparece mediante contacto discordante y/o mecanizado sobre diferentes unidades del Cretácico superior. Comienza con sedimentos margosos y margocalizas, con niveles de calizas limosas y arenosas, e incluso cantos erosionados de edad cretácica y de calizas con macroforaminíferos (Nummulites) de posible edad Paleoceno - Eoceno.

Se pasa progresivamente a una facies de margas de tonos verdosos a rojizos, con niveles de calizas limosas a bioclásticas y hacia techo a una alternancia de margas con calizas micríticas cada vez más abundantes. Su espesor estimado varía entre unos 50 a 75 metros en la zona de la sierra de Bernia a más de 100 metros en la zona de la Sierra de Serrella - Aixorta.

✓ **Eoceno superior - Oligoceno inferior (E₂)**

Esta unidad constituye buena parte de los relieves meridionales de la zona de estudio, como la Sierra de Bernia y Peña Alhama, aflora también en otras zonas con poca superficie, como en la carretera de Xaló a la Sierra de Bernia y en la Sierra de Benitachell, en el núcleo del anticlinal del Morro de Toix, o en la Font del Algar.

Se ha constatado en algunos afloramientos (Sierra de Benitachell, Serrella, Sierra de Bernia) la existencia de niveles de brechas de conglomerados calcáreos monomíticos, procedentes de la erosión de los relieves cretácicos.

En otros puntos y en ausencia de la unidad anterior, se observa su base tectonizada o con un contacto mecánico. En los perfiles de la zona más septentrional, esta unidad descansa directamente sobre los materiales del Cretácico, mientras que en los perfiles más meridionales, se encuentra, entre ambos, la unidad de margas del Eoceno inferior (E₁).

Está constituida fundamentalmente por calizas de color crema a blanco, de aspecto masivo a tabular, que pasan lateralmente a calizas de tabulares a nodulosas, ligeramente arenosas. Por encima se encuentra una serie de niveles de calcarenitas bioclásticas con texturas de packstone a grainstone, con estratificación cruzada planar o en surco e incluso de tipo Hummocky.

Por encima del mismo hay mayor presencia de niveles arenosos a bioclásticos, que pasan a otra serie de niveles masivos con restos de algas y corales, culminados por un hardground ferruginizado, observado tanto en la sierra de Benitachell como en la de Serrella.

En general, presenta espesores desde 30 a más de 150 metros, si bien en ocasiones se encuentra erosionada y afectada por fallas que distorsionan la potencia. El espesor cartografiado de esta unidad oscila desde unos 50 a 75 metros en la zona de Castell de Castells, hasta más de 200 metros en la Sierra de Serrella y en el perfil de Benitachell.

✓ **Oligoceno superior (O₁)**

Esta unidad reposa sobre la unidad anterior mediante una discontinuidad marcada por el hardground ferruginoso ya mencionado. Tiene una edad variable de Oligoceno inferior a superior.

Está compuesta por calizas bioclásticas ligeramente arenosas, con foraminíferos y en ocasiones con niveles de calizas con algas y corales en la parte inferior de la misma. A base presenta una serie de calizas arenosas o areniscas calcáreas con abundantes fósiles y una gran abundancia de granos de glauconita.

Se presenta en niveles lenticulares a irregulares, rara vez tabulares, con ocasionales estructuras de corrientes, laminación cruzada y frecuentemente amalgamados entre sí. Hacia techo evolucionan a facies de calizas limosas y margosas con granos de glauconita, bioturbación y fósiles planctónicos que indican el tránsito hacia condiciones más abiertas, pasando gradualmente a la unidad suprayacente.

Los espesores de esta unidad varían entre 30 y algo más de 100 metros. Siendo más potentes en la zona sur.

✓ **Oligoceno superior - Mioceno inferior (O-M₁)**

Esta unidad se compone principalmente de una alternancia de calizas limosas y margosas y margas, en ocasiones con aspecto de facies turbidíticas, que presentan niveles de areniscas y calizas arenosas con glauconita sobre todo en su parte inferior. Intensamente bioturbados, con estructuras de carácter turbidítico, secuencias granodecrecientes y laminaciones paralelas o cruzadas de bajo ángulo. Aparecen ocasionales niveles slumpizados, brechoideos y niveles deformados.

Esta facies evoluciona rápidamente hacia otra de tipo más distal, compuesta por una alternancia de margas en niveles decimétricos a métricos con restos de moluscos y equínidos, y niveles de calizas margosas a limosas, con granos de cuarzo tamaño limo, glauconita y fuertemente bioturbadas.

En las sierras de Ferrer y Carrascal su potencia oscila entre 150 y 200 m. y en la Sierra del Ferrer reposan directamente sobre el Aptiense - Albiense, mientras que en la Sierra de Carrascal lo hacen sobre el Cenomaniense - Turoniense, por lo que se evidencia su carácter discordante.

✓ **Oligoceno superior - Mioceno inferior (O-M₂/ Chattiene - Aquitaniense)**

Esta unidad se presenta en un tramo de 20 a 30 metros con facies de calizas arenosas y limosas tableadas, con restos de algas, macroforaminíferos bentónicos y lamelibranquios.

Su perfil más característico se encuentra en la Sierra de Benitachell, estando prácticamente ausente en el resto de la zona de estudio.

✓ **Mioceno inferior (M₁ / Burdigaliense)**

Esta unidad se encuentra constituida fundamentalmente por una alternancia de margas azules, areniscas y margas limo arenosas, que reciben la denominación tradicional de Facies Tap.

Hacia la base se presenta predominantemente en facies de areniscas calcáreas o calizas limo arenosas, que incluyen en ocasiones niveles de microconglomerados, con clastos procedentes de la erosión de las plataformas eocenas y oligocenas precedentes. Se observan en este caso, niveles de tipo turbidítico, con laminaciones paralelas, cruzadas, planares o en surco y secuencias de Bouma. Esta facies se encuentra en general en las áreas más septentrionales o bien en las zonas adosadas a los relieves eocenos u oligocenos de la Sierra de Bernia, Coll de Rates, etc.

Conforme nos alejamos de este sector y hacia techo, evolucionan a una serie de calizas margo limosas y a margas de tonos azulados a blanquecinos, típicas de las facies Tap.

Las margas aparecen masivas, sin ningún tipo de estructura, con ocasionales niveles euxínicos, ricos en materia orgánica. Se trata de facies interpretadas como depósitos de cuenca y plataforma externa, de tipo Flysch o turbidítico.

Su espesor es variable aunque alcanza más de 1000 metros en el centro de la Depresión de Benisa, siendo la media del orden de 200 a 300 metros, aparece bastante replegado en la zona de la depresión de Tárben.

3.3.5 Terciario Superior - actualidad (Ciclo 5)

Finalmente, en el ciclo superior y más moderno se distinguen las siguientes unidades:

✓ **Mioceno medio (M₂ / Langhiense - Serravalliense)**

Se trata de una unidad margosa también en facies Tap que se sitúa por encima de la unidad del Tap inferior (M₁) del Mioceno inferior y medio.

Esta unidad está compuesta, en su tramo inferior, por una alternancia de niveles de margas y margocalizas con niveles de calizas limosas a arenosas que rápidamente pasa a niveles de margas grises de aspecto noduloso y arcillas limosas, que en superficie presentan un tono blanquecino, siendo en general de aspecto masivo y bastante replegadas.

El límite inferior de esta unidad se corresponde con una posible ruptura sedimentaria, con respecto a las margas del Mioceno inferior. La unidad culmina la mayoría de las series de las depresiones de Tárben y de Benisa.

✓ **Edad variable (M_{eo} / Mioceno inferior)**

Bajo este epígrafe se han cartografiado los materiales correspondientes a los depósitos Olistolíticos que aparecen dentro de las unidades del Mioceno Inferior - Medio. Éstos se producen generalmente dentro de los materiales del Tap inferior y se presentan en niveles olistostrómicos de entidad hectométrica, decamétrica e incluso kilométrica que afloran en el área de la Depresión de Tárbenas, en la zona de Altea - Callosa de Ensarriá, en la Depresión de Benisa, Sierra de Oltá, o incluso en el área del Peñón de Ifach.

Son bloques de calizas de edad Oligoceno - Eoceno, que presentan niveles de brechas y se hallan removilizados en la base, con un contacto mecanizado, de falla inversa, sobre las margas del Tap, las cuales se encuentran a su vez deformadas y afectadas por estructuras compresivas (pliegues) originadas por los movimientos de emplazamiento de estas grandes masas. Esto es muy común dentro de los sedimentos del Tap de la depresión de Tárbenas, donde el frente olistostrómico se apoya directamente sobre los materiales del Cretácico superior, Eoceno u Oligoceno inferior.

Sin embargo, en la zona de Altea, Callosa de Ensarriá y Sierra de Oltá, algunos de estos olistostromas se encuentran situados sobre materiales del Mioceno, con restos del Trías (yesos, arcillas o incluso ofitas), relacionándose estos últimos con procesos halocinéticos, debidos a los movimientos del Diapiro de Altea.

En cuanto a la estructura de estos bloques, hay que decir, que se presentan bastante fracturados, con buzamientos anómalos, niveles brechificados y rellenos en ocasiones por margas del Mioceno.

✓ **Cuaternario (Q)**

Dentro de los materiales del Cuaternario se han reconocido afloramientos del Pleistoceno y del Holoceno, si bien la mayor parte son sedimentos recientes poco consolidados y de poco desarrollo. En general se diferencian las siguientes unidades de cierto interés hidrogeológico:

✓ **Depósitos de glacis (Q_G / Pleistoceno inferior - medio)**

Están formados por limos y arcillas rojas con cantos angulosos. Son depósitos abundantes sobre todo en la zona norte de estudio.

Se trata de depósitos compuestos litológicamente por clastos de calizas cretácicas subredondeados a subangulosos, heterométricos, incluidos dentro de una matriz arena limosa a arcillosa de tonos rojizos.

En algunos puntos estos depósitos pueden presentar un ligero encostramiento en su parte superior. Los espesores observados son de unos pocos metros, no mayores de 3 a 5 metros, y normalmente comprendidos entre 1 y 2 metros.

✓ **Depósitos de terraza (Q_T)**

Varios de los ríos que surcan el área de estudio, como el Xaló o el Girona, presentan en sus márgenes terrazas fluviales, consistentes en depósitos de gravas y cantos con matriz limo arenosa. Presentan mayor desarrollo en los alrededores de Xaló, Liber o Pedreguer.

En general estas terrazas se encuentran circunscritas a unas decenas de metros a los lados de estos ríos, no alcanzando en ningún caso un gran desarrollo ni lateral ni vertical.

Estudios detallados muestran la existencia de al menos tres generaciones de terrazas, pero de escasa relevancia hidrogeológica para este estudio.

El espesor conjunto rara vez supera la decena de metros, siendo de 1-2 metros para la terraza inferior, de entre 5 y 7 para la intermedia y de entre 10 y 20 metros para el nivel superior.

✓ **Depósitos aluviales (QA)**

Depósitos de material fino, limos y arcillas con cantos, que se producen en los cauces actuales de los ríos y barrancos, además de los depósitos de llanura aluvial o de inundación que ocupan las áreas deprimidas de la zona de estudio.

3.4 FORMACIONES HIDROGEOLOGICAS CARTOGRAFIADAS (COLUMNA HIDROGEOLOGICA)

El análisis hidrogeológico de las formaciones presentes en el área se ha basado en el carácter permeable o impermeable de las mismas, contemplando también, cuando ha sido posible, la datación de los sedimentos para mantener una uniformidad con las divisiones litoestratigráficas tradicionales. No obstante, se han variado los límites entre ellas para una mejor comprensión y representación del modelo hidrogeológico propuesto.

La columna hidrogeológica, figura 3.5, se inicia con la unidad impermeable de base que abarca las formaciones del triásico al neocomiense, el contacto superior suele aparecer erosionado y deformado por la diapirización del keuper.

A continuación, se ha diferenciado el primer conjunto acuífero cretácico: calizas bioclásticas y arrecifes, asignado tradicionalmente a un Aptiense - Albiense poco diferenciado. Comprende un Aptiense (C2), muy permeable, una delgada capa suprayacente identificada como Aptiense - Albiense (C3) de naturaleza menos permeable y un nivel calizo Albiense - Cenomaniense (base de C4) que hace de puente al conjunto acuífero superior.

Figura 3.5

Se han reunido en otro conjunto acuífero los materiales correspondientes al intervalo Cenomaniense (C5) a Oligoceno (O), ya que por la alternancia de litologías (margas y margocalizas con niveles de calizas) y el carácter semipermeable del conjunto, se ha entendido que resultaba más apropiado para el objetivo de este estudio. Como capas permeables principales actúan el banco calizo cristalino de base (C5) y el conjunto Eoceno (E2) y Oligoceno (O1) cuando aparecen. Pese a la existencia de capas impermeables intercaladas, los frecuentes contactos de las zonas transmisivas hace que funcione como conjunto acuífero regional.

El resto de formaciones descritas en los apartados anteriores no tienen interés hidrogeológico, conforman un gran acuitardo que frena la recarga de los niveles inferiores y actúa a veces de pantalla frente a la entrada de agua marina. Coinciden con el relleno impermeable mioceno que presenta niveles con agua intercalados, como muestran las columnas de sondeos de la Depresión de Benisa.

Mención aparte cabe hacer a los aluviales cuaternarios de la plana de Jávea y el río Jalón. Ambos, aunque separados hidrogeológicamente de la UH 08.47, presentan esporádicamente conexiones hidráulicas con la misma.

4. HIDROGEOLOGÍA

En este capítulo se analizan todos los aspectos de la zona de estudio que tienen incidencia en el conocimiento del modelo hidrogeológico de la zona.

En primer lugar se ha realizado un resumen de los datos recogidos en estudios anteriores, así como de las principales características hidrogeológicas de los afloramientos de formaciones permeables.

El análisis de esta información ha llevado a la división de la zona de estudio en cuatro áreas. En esta división no se ha seguido con la nomenclatura clásica de estudios anteriores para la distinción de acuíferos, ya que no han sido delimitados de forma clara y en numerosas ocasiones hay referencias a las mismas zonas con distinto nombre.

Las cuatro áreas definidas son (figura 4.1):

- ✓ Depresión de Benisa
- ✓ Zona Occidental
- ✓ Zona Septentrional
- ✓ Zona Intermedia

Lo que caracteriza cada una de estas áreas, con independencia de los acuíferos que contengan, es su comportamiento hidrogeológico global.

También se incluye en este capítulo, en el apartado de surgencias, una breve referencia a las conclusiones que hasta la fecha se tienen de las dos zonas submarinas en las que se ha explorado el intercambio con el agua marina en la Depresión de Benisa: Cueva del Moraig y Sumidero de Toix, y en las que está en marcha, actualmente, un ambicioso programa de investigación por parte de la D.P.A.

Finalmente y como conclusión de la presentación de esta síntesis hidrogeológica se analiza el flujo de agua subterránea, los límites y umbrales hidrogeológicos, así como la evolución piezométrica en las últimas cuatro décadas, representando un mapa de isopiezas para cada una de ellas.

4.1 ANALISIS DE LA INFORMACION PREVIA

En la zona de estudio, pese a haber sido estudiada desde el punto de vista hidrogeológico por varios organismos (IGME, CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR y DPA, entre otros), la diversidad de denominaciones de los acuíferos definidos y la compartimentación de la zona, así como las diferentes conclusiones alcanzada en las investigaciones realizadas, dan lugar a que el conocimiento de su realidad hidrogeológica en conjunto presente algunas lagunas e imprecisiones.

Figura 4.1.

Aun cuando los datos existentes son abundantes, para el presente estudio se han revisado los de mayor relevancia para el entorno de la Depresión de Benisa.

Como ya se ha puesto de manifiesto anteriormente, la zona de estudio se incluye en la Unidad Hidrogeológica Peñón - Montgó - Bernia (UH 08.47 de la Confederación Hidrográfica del Júcar), cuyos límites continentales se asocian a la presencia del impermeable de base regional, es decir las facies Keuper del Triásico.

En la figura 4.2 se presenta el mapa hidrogeológico, que incluye junto a una base geológica la información hidrogeológica, surgencias, puntos de extracción, sondeos de los piezómetros, sondeos con serie piezométrica prolongada, límites de unidades, contactos entre acuíferos, etc.

En la figura 4.3 se presentan tres cortes hidrogeológicos perpendiculares a la Depresión de Benisa, esquemáticos. Hay que tener en cuenta respecto a la construcción de estos cortes, la escasez de columnas litológicas suficientemente representativas y por lo tanto validas para ello. Se ha utilizado una base con 203 puntos en total, con alguna información litológica.

Hacia el Este esta unidad está abierta hacia el mar Mediterráneo, hacia el que descarga agua dulce y/o salobre (por ejemplo en la cueva del Moraig), pero del que también recibe agua salada (por ejemplo el sumidero de Toix). Esta relación directa con el mar ha provocado una importante intrusión salina especialmente por la intensa explotación en las áreas costeras (crisis intrusiva de los años 90 en el norte de la zona de estudio), que provocó una primera oleada de actividad investigadora sobre el comportamiento hidrogeológico de la zona.

Por el Norte el límite lo constituye la Sierra del Montgó, a causa de la elevación en su núcleo del impermeable regional por encima del nivel piezométrico. Hacia el Oeste el límite lo constituyen en general los umbrales hidrogeológicos originados por un levantamiento del Trias de base, si bien se considera abierto hacia algunas zonas como las sierras de Carrascal-Ferrel y los valles de Jalón y Gorgos, con los que parece existir intercambio hídrico localmente. En el Sur es el diapiro de Altea y los afloramientos Keuper de la sierra de Bernia los que forman el límite hidrogeológico.

La recarga de los distintos acuíferos se efectúa desde los afloramientos carbonatados de las sierras, con una superficie aproximada de 102 km², con predominio de materiales cretácicos en las sierras de Castellar, Oltá y de la Llorensá (parte alta) y de sedimentos Oligocenos en las sierras de Bernia, Loma Larga y la parte baja de Llorensá. Además existe recarga desde los sedimentos detríticos existentes en los aluviales cuaternarios del Jalón, Girona y Plana de Jávea; y finalmente por infiltración vertical en los sedimentos miocenos de la Depresión de Benisa, pese a la baja transmisividad del paquete margoso encajante.

Como materiales impermeables absolutos han sido considerados el impermeable regional, constituido por las facies Keuper del Triásico y las facies margosas del Cretácico basal Neocomiense - Barremiense.

Figura 4.2

Figura 4.3

El resto de materiales no acuíferos se considera semipermeable, ya que tanto la piezometría como la calidad de las aguas mantienen cierta homogeneidad regional, aunque en afloramientos funcionan como impermeable debido al régimen tormentoso y ocasional de las lluvias, en profundidad actúan como acuitardo. Al menos así parecen indicarlo tanto la conexión contrastada entre los distintos niveles acuíferos, pese a los frecuentes cambios laterales de facies y la intensa tectonización de la zona, como la presencia de niveles carbonatados (explotados hidráulicamente) intercalados en las margas de facies tap del Mioceno Superior que constituye el relleno principal de la Cuenca de Benisa.

El sistema puede considerarse un acuífero multicapa, con niveles semipermeables que actúan como acuitardo y numerosas conexiones y desconexiones debidas tanto a contactos sedimentarios como a accidentes tectónicos. Los primeros ponen en contacto los sedimentos terciarios entre sí ya que la base de todos ellos presenta carácter erosivo.

Los contactos tectónicos actúan, en general, como barreras impermeables debido a la intensa diapirización del impermeable de base que provoca la inyección de materiales impermeables en los accidentes de mayor relevancia. Además continúa activa la halocinesis del paquete de Keuper, como evidencian la inclinación de materiales recientes observadas sobre todo hacia el sur, en las proximidades del diapiro de Altea.

En los siguientes apartados se detallan para cada una de las áreas definidas las características hidrogeológicas principales: límites hidrogeológicos, piezometría y evolución de las aguas. En la tabla 4.1 se presenta una relación de los acuíferos de estudios anteriores y su situación dentro de alguna de las zonas definidas.

Para este estudio se han considerado solamente los acuíferos más extensos y representativos. Otros pequeños acuíferos localizados en los límites de los mismos y segregados en algunos estudios anteriores, como los de Orba, Neocomiense de Parcent, Fontilles, etc., están estrechamente relacionados con los anteriores como demuestran los datos piezométricos y de calidad de las aguas.

4.2 ÁREAS DE SURGENCIAS EN EL ENTORNO DE LA DEPRESIÓN DE BENISA

Se pueden delimitar hasta cinco áreas de surgencias (figura 4.4), con evidencias históricas de descarga desde los sistemas acuíferos subterráneos a los cursos de agua superficial (concentración espacial de surgencias, fuentes y galerías).

Dos de ellas lo hacen hacia el norte al río Girona, dos lo hacen al sistema intermedio que constituyen el río Jalón y el Gorgos y el último descarga hacia el sur desde la depresión de Tárben a la zona del Algar, afluente del río Guadalest.

Tabla 4.1

Figura 4.4.

Existen otras surgencias que aparecen de forma aislada, entre las cuales se encuentran las que tienen lugar directamente al mar, casos de la cueva del Moraig y las existentes en el morro de Toix, que se comentarán de forma especial, posteriormente, al final de este apartado.

Al río Girona existen aportes desde la zona triangular que forman las localidades de Fontilles, Murla y Orba en cabecera, descarga de los sistemas Peñón, Fontilles y Orba. En su curso medio también recibe aportes desde los sistemas de Castell de la Solana y Solana de la Llosa al norte de la localidad de Pedreguer.

Los aportes de agua subterránea al río Jalón aparecen en primer lugar desde la localidad de Benichembla: surgencias de los sistemas de Peñón y Cocoll, hasta la localidad de Jalón a lo largo del valle fluvial: aportes desde la sierra de Carrascal al sur y Castell de la Solana y Solana de la Llosa al norte.

No existen más evidencias de conexión entre los sistemas subterráneos y superficiales hasta la desembocadura del conjunto Jalón-Gorgos en el plana de Jávea, si bien en el extremo oriental de este valle, aunque no se han inventariado manantiales, el análisis de la evolución de los niveles piezométricos en las últimas décadas, ligados sobre todo a galerías horizontales de captación, indica que parte del manto acuífero superior descarga al sistema aluvial del río Jalón.

De hecho, las surgencias que aparecían en la plana de Jávea han ido siendo modificadas antrópicamente, y configuran un complicado conjunto de galerías kársticas en zonas de conexión de los materiales carbonatados cretácicos con el aluvial, abastecimiento de agua potable que utiliza la población de la zona.

El grupo de surgencias de la zona del Algar se relaciona con la descarga del sistema Carrascal-Ferrer, al contactar las capas acuíferas con el impermeable de base en profundidad y hacia el sur.

Como surgencias aisladas, aunque la falta de análisis actuales hacen suponer que permanecen secas durante buena parte del año, caben destacar la existente al norte de Moraira, que es estacional y se incluye en la descarga hacia el sur del acuífero superior en la cuenca de Benisa. En la ladera norte de la sierra de Montgó existe otra galería de agua excavada en cuaternario que se relaciona asimismo, con el acuífero superior de esa zona descargando hacia el norte.

Y por último las cavidades litorales del morro de Toix, que han sido observadas descargando antiguamente desde media ladera, pero que en la actualidad están secas, debido al retroceso de las isopiezas.

Debido a la gran importancia que se da al sistema de cavidades subterráneas que confirman el sumidero de Toix y la cueva de Moraig, en el conjunto hídrico de la Depresión de Benisa, se comentan a continuación en mayor detalle.

Como es conocido tradicionalmente y ya se ha comentado, existen en el Depresión de Benisa dos puntos en los que entran directamente en relación el acuífero y el mar Mediterráneo. Estas zonas de conexión submarina han sido objeto de un plan de investigación, en el que se realizaron medidas durante un año relacionados con los flujos de agua: sentido, dirección y velocidad a diferentes alturas y a pocos metros de la entrada.

Aunque los resultados no son inequívocos y se mantienen aún incógnitas importantes, existen algunas conclusiones aceptadas.

Sumidero de Toix. En el límite sur de la Depresión de Benisa durante casi todo el ciclo anual existe una entrada de agua marina, con caudales importantes, aunque al parecer de poca penetración a la escala del acuífero, ya que hacia el interior salvo casos muy concretos, no hay evidencias de salinización en captaciones del acuífero profundo, con el nivel a cota negativa. Situado a la cota de -8 mnm en el morro de Toix, zona kárstica de la alineación sur de la sierra de Bernia, con una gran pendiente, la galería desciende a cota -70 mnm en apenas 150 m investigados hasta la actualidad.

En la misma zona, sin embargo, aparecen, aunque con menos frecuencia que en épocas pasadas, surgencias estacionales de agua dulce, en relación con los periodos de lluvias, a medio talud del acuífero superior –cotas +50 mmm–, lo que parece evidenciar dos hechos de importancia: la desconexión entre ambos niveles transmisivos en la zona y la compleja relación del sumidero de Toix con los acuíferos de la cuenca de Benisa.

Cueva del Moraig. Al este de la zona de estudio, en la Cueva del Moraig, aparece una oquedad rocosa situada a 100 m de la 'cala del titots' y en la que a -12 mnm, al contrario que en el caso anterior, la descarga de agua del acuífero, en general, supera a la intrusión de agua marina. Consiste esta cueva en una galería principal en dirección N 160 ° E de poca pendiente, que a 1260 m en el interior sólo se alcanzan cotas de -62 mnm, y de varias galerías secundarias (de dirección próxima a la ortogonal) importantes aunque poco conocidas en la actualidad.

Se produce habitualmente por la parte superior de la cueva una salida de agua salobre, de caudal muy variable en el tiempo, aunque se ha podido contrastar evidencias claras de una relación directa entre el caudal de salida y las épocas de recarga en el acuífero. Asimismo, se tiene constancia de un doble flujo en sentido contrario uno de otro: agua más salda entrando por la parte baja y agua menos salda saliendo por la parte alta de la cueva.

Los datos químicos muestran que la interfase agua dulce-agua salada en el interior de la cueva avanza y retrocede a distintos niveles y en diferentes épocas del año, alcanzando algunas

galerías secundarias estacionalmente y salinizando el acuífero deprimido por los bombeos intensivos en las proximidades de la costa.

Se han medido diversos flujos en su interior, por lo que se modeliza el conjunto como un complejo sistema de intercambio y regulación de la mezcla de aguas. Nunca ha podido ser validada la idea latente en algunas publicaciones de que la cueva de Moraig sea la zona de salida del agua salada que entra por el sumidero de Toix. En algunos foros de internet se ha encontrado alguna referencia a ensayos de trazadores químicos realizados sin un resultado positivo en este sentido.

En ambos casos se debe tratar de dos zonas independientes de mezcla de aguas de distinta densidad en zonas karsticas de circulación, heredadas de sistemas de fracturas anteriores con dirección preferente bética.

4.3 ZONAS O ÁREAS HIDROGEOLOGICAS DEFINIDAS EN EL ENTORNO DE LA DEPRESIÓN DE BENISA

Desde un punto de vista regional, se puede hablar de un acuífero inferior que incluye los niveles carbonatados inferiores del Cretácico y de otro superior, que además del paquete calizo cretácico superior incluye los niveles carbonatados del terciario inferior. Este segundo en las áreas septentrional e intermedia está actualmente agotado. De forma más localizada y con menor interés aparecen niveles acuíferos en los paquetes calcáreos intercalados en las margas miocenas del "tap" y en los aluviales de los ríos Jalón y Gorgos.

Como ya se ha comentado, por motivos solamente metodológicos, se ha dividido el área de estudio en cuatro zonas (figura 4.1 ya presentada anteriormente).

4.3.1 Zona 1. Depresión de Benisa (8.47.052)

Coincide a grandes rasgos con el acuífero del mismo nombre de la antigua Unidad Hidrogeológica 8.47.052, que actualmente se identifica con la Masa de Agua Subterránea 8068, recientemente definida por la CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR.

En esta zona el complejo sistema hídrico lo constituyen un potente conjunto generalmente margoso con intercalaciones de niveles transmisivos de naturaleza calcárea que forman el denominado acuífero superior libre y otro inferior confinado, de tipo kárstico, en las calizas que afloran en las sierras circundantes.

Ambos acuíferos se recargan desde el oeste, en consonancia con las curvas de los niveles piezométricos más altos de la zona suroeste de la localidad de Benisa. La zona de recarga incluye también los materiales del mioceno inferior que en pequeños niveles carbonatados

aprovechan algunas captaciones poco importantes de la zona. La recarga es por infiltración directa en los afloramientos para los niveles acuíferos superiores, mientras que para el acuífero inferior se suman la recarga por afloramientos y la que puede percolar desde los niveles margosos superiores.

La sierra de Bernia en su vertiente norte debe constituir el área de recarga principal del acuífero inferior de la Depresión de Benisa, mientras que su vertiente sur descarga en forma de manantiales o bombes de pozos aluviales a la cuenca del Guadalest.

4.3.2 Zona 2. Zona Occidental (8.47. 038; .039 .114 .122)

A grandes rasgos actualmente se puede identificar con la Masa de Agua Subterránea 8067, limitada al sur por la cuenca del Guadalest y la falla de Bolulla.

Existen datos que confirman cierta conexión entre ambos niveles acuíferos, sobre todo en el área límite con la zona 1, antes descrita. Hacia el interior el nivel inferior está poco explotado, debido probablemente a su profundidad. Hacia el norte aparece el impermeable de base antes de alcanzar la zona 3 septentrional y el contacto con la zona 4 o zona intermedia se hace a través del aluvial del Jalón que hace de puente y zona de descarga o recarga estacionalmente.

El acuífero en esta zona se recarga desde el oeste en las sierras de Carrascal, Ferrer hasta la depresión de Tárben, que vierte parte de sus aguas en la zona de surgencias del Algar. Los niveles al norte están deprimidos por el nivel de base que constituye el río Jalón, hacia el que drena el acuífero superior en forma de fuentes estacionales.

4.3.3 Zona 3. Zona Septentrional (8.47.083; U.HG. 8.38 y U.HG. 8.39)

En la actualidad se identifica con la Masa de Agua Subterránea 8057. Comprende los antiguos Acuíferos de Montgó (8.47.083), Olivareta (086), Orba (.089), zonas de Seguilí (.114) y la Solana (.122) y parte de las unidades hidrogeológicas vecinas por el norte: Girona (U.HG. 8.38) y Mediodía (U.HG. 8.39)

La recarga se produce por infiltración directa en los afloramientos, con poca superficie en la sierra del Montgó. El acuífero superior se considera actualmente agotado, con anterioridad descargaba hacia el norte en las dos zonas de surgencias septentrionales en la cuenca del río Girona: zonas de Orba - Fontilles - Olivareta y Alberca - Calaveras.

Con el acuífero superior seco y el inferior con niveles bastantes deprimidos cabe suponer que en las zonas costeras existan cuevas kársticas con agua salada que actúen de barrera y zona de mezcla de aguas, como ocurre en Jávea y Moraira con los aluviales.

Ambos acuíferos presentan fuertes descensos estacionales, que alcanzan 150 m para los niveles piezométricos del acuífero inferior, en zonas de fuertes extracciones (Jesús Pobre), en el límite con la zona 4 o Intermedia.

4.3.4 Zona 4. Zona Intermedia (8.47. 064 .063 .062)

Incluye la zona de drenaje del río Jalón o Gorgos, y la plana de Jávea, recientemente definida por la CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR como masa de Agua Subterránea 8069, y partes de las Masas de Agua Subterránea 8068 (Zona 1) y 8057 (Zona 3).

Esta es, pese a su menor superficie, la zona de mayor explotación hídrica del área de estudio, y la de mayor complejidad estructural, ya que forma límite hídrico, estructural y geomorfológico. Además supone un cambio de manto de corrimiento en las estructuras béticas y está compartimentado en bloques por la distensión miocena.

En la zona de unión o comunicación con la zona 1 (Depresión de Benisa) existen altos estructurales, con niveles desconectados del sistema de flujo general, a poca profundidad o colgados, y zonas de explotación del acuífero inferior en la sierra de Seldetes y estribaciones, como en el límite al nordeste con la zona 3, zona de Jesús Pobre (8.47. 064), pequeño acuífero diferenciado en otros estudios.

Por otro lado, con independencia de los acuíferos regionales cretácicos o terciarios, están los acuíferos aluviales de Jalón (8.47. 062) y Jávea (8.47. 063) en cuyas áreas el acuífero inferior existe sólo en áreas restringidas, y cuyos niveles piezométricos son menos afectados por la variación estacional. En este acuífero inferior se han registrado descensos históricos acusados, mientras que las zonas de surgencias y galerías del acuífero superior se consideran hoy desaparecidas.

4.4 LIMITES HIDROGEOLÓGICOS Y FLUJO HIDRAULICO

A continuación se describe para cada una de las áreas diferenciadas el carácter hidrogeológico, los límites de los acuíferos distinguidos en cada una de ellas y umbrales hidrogeológicos, así como los sistemas de flujo hidráulico en los distintos niveles presentes.

Para llegar a estas conclusiones se ha llevado a cabo un exhaustivo análisis de piezometrías, cuyos datos globales se incluyen en un apartado posterior. En la figura 4.5 se presenta la evolución histórica de niveles de un grupo de 34 puntos acuíferos distribuidos por toda el área de estudio. Para mayor claridad se han elaborado las figuras 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9, que corresponden respectivamente a la depresión de Benisa (Zona 1), acuífero de Orla (Zona 3), acuíferos aluviales (Zona 4) y puntos en las áreas límites entre zonas.

Figura 4.5 (A3)

Figura 4.6

Figura 4.7

Figura 4.8

Figura 4.9

4.4.1 Zona 1. Cuenca de Benisa

La Depresión de Benisa que constituye el objeto principal de este estudio es, asimismo, el acuífero diferenciado en estudios previos que ocupa mayor extensión de la Unidad Hidrogeológica, casi una cuarta parte de la misma.

Al Norte está en contacto con la cuenca aluvial que forma el río Jalón-Gorgos en la plana de Jávea, aunque, localmente, está separado del mismo por el umbral constituido por los altos de las sierras de Benicambra y Gata de Gorgos. Debido a la gran concentración de sondeos instalados en las cercanías de Teulada y Benitaxell, el flujo durante gran parte del año es de recarga desde el norte hacia la depresión, cuyos niveles piezométricos en esta zona llegan a estar bastantes metros por debajo del nivel del mar.

Hacia el noroeste el contacto con los acuíferos de Castell de la Solana y Jalón son abiertos, existiendo un flujo directo desde los materiales cretácicos y cuaternarios hacia la depresión, no así desde los materiales del terciario inferior, desde los que parece existir menor transmisividad y una conexión menos clara.

El límite este hacia el mar Mediterráneo está atravesado por dos grandes moles carbonatadas que hacen de barrera. La sierra de Llorensá se considera que forma una masa de agua desconectada de los materiales de la cuenca, y que descarga directamente al mar (como se observa en la cueva del Moraig) de forma submarina.

Los límites suroeste con el acuífero de Carrascal - Ferrer y Bernia al sur son también abiertos existiendo un flujo desde el mismo hacia la cuenca de Benisa por lo que se recarga en los afloramientos cretácicos y terciarios de las sierras de Bernia, Ferrer y Seldetes.

El flujo general es de oeste a este, sobre todo en la parte central, y particularmente de NW a SE en la zona sur, descargando naturalmente en el mar Mediterráneo, de forma submarina en el sumidero de Toix y la cueva del Moraig, o de forma visible en los numerosos manantiales en los acantilados del morro de Toix o la plana de Calpe.

El **acuífero superior** libre es captado por numerosas explotaciones agrarias, que en la actualidad se limita al tercio occidental de la zona de estudio. Presenta un descenso generalizado de niveles lo que origina que la zona saturada no alcance los límites orientales como en décadas pasadas.

El **acuífero inferior** alcanza los límites este y sur de la zona y se interrelaciona con el mar, como ya se ha comentado. La caída de niveles bajo el nivel del mar indica que sufre sobreexplotación, sobre todo en áreas próximas al litoral, lo que origina una mayor influencia de la intrusión salina. En la zona septentrional se produce la mayor depresión de los niveles de esta zona.

4.4.2 Zona 2. Zona Occidental

En esta zona, existen los dos acuíferos (superior e inferior) interconectados, como evidencian los datos piezométricos, ya que el superior agota sus niveles casi a la misma cota que aparece el inferior. Este último es poco conocido ya que hacia el interior apenas existen captaciones que lo alcancen debido a su profundidad.

La estructura de esta zona está muy afectada por el diapiro de Altea situado al sur; en general forma un monoclinal de dirección E-O y buzamiento sur. La sierra de Ferrer tiene una orientación anómala N-S y buzamientos subverticales, sobre todo en su flanco occidental, hacia el sinclinal laxo NE-SO de la depresión de Tárben.

El flujo subterráneo predominante tiene dirección N-S y salida al sur en los manantiales del Algar. La recarga se produce principalmente desde el oeste para el acuífero superior, mientras no es conocida con precisión para el acuífero inferior. Está conectado con la Depresión de Benisa en algunos sectores del límite.

Hacia el norte el límite con la zona 4 ó intermedia es también abierto produciéndose cierta alimentación del acuífero aluvial del río Jalón desde el acuífero superior. En cambio con la zona 3 ó septentrional no existe conexión conocida, como parece indicar la diferente evolución de los niveles piezométricos.

4.4.3 Zona 3. Zona Septentrional

Como se indicaba anteriormente, el límite sur con la zona intermedia es abierto aunque localmente está desconectado por la presencia de fallas normales. Hacia el oeste el límite con la zona occidental es, en general, cerrado por la existencia del impermeable de base, río Jalón entre las sierras de Peñón y Cocol.

El acuífero superior (en este caso, calizas del Turoniense al Senoniense) es libre y, sobre todo en el litoral se considera agotado o próximo a estarlo por lo que aparece cierta intrusión desde el mar, a través de cuevas en el acantilado costero.

En la sierra de Montgó el flujo es hacia el oeste desde el mar Mediterráneo, y descarga en parte en la zona intermedia que constituyen las sierras de Jesús Pobre y sobre todo hacia el norte, mediante surgencias y galerías en el cuaternario que recubre la falda norte de esta montaña que forma un acantilado alto hasta la plana de Denia. Constituye un umbral infranqueable por los niveles de aguas abajo en ambas vertientes.

La cuenca del río Girona constituye una zona de drenaje aluvial cuaternario que alimenta la plana de Denia, con los niveles muy deprimidos sólo atribuibles al acuífero inferior.

En casi toda la zona de estudio el acuífero inferior (Cretácico inferior Aptiense - Albiense) está semiconfinado, alimentado por goteo y drenado por sondeos. En zonas de fuertes extracciones se generan acusados conos de depresión en la superficie piezométrica, sobre todo estacionalmente.

En la parte occidental, sierras de Castell de la Solana – Seguí y Solana de la Llosa, este acuífero lo conforman numerosas formaciones transmisivas con varios sistemas de flujo. En cada sierra según los afloramientos pertenezcan a una formación u a otra el nivel acuífero será de características diferentes.

El límite sur de estas sierras es cerrado por la presencia del impermeable de base, lo que provoca la surgencia de agua a través de algunos manantiales en la zona del río Jalón y pozos de drenaje en el aluvial cuaternario.

En la sierra de Solana de la Llosa el acuífero superior multicapa –Cenomaniense-Oligoceno-Aquitaniense– descarga a través del manantial de la Alberca (punto 303230010) al aluvial del río Girona, mientras que el acuífero kárstico inferior Aptiense Albiense, colgado y desconectado del anterior lo hace a 90 m.s.n.m. mediante el manantial Calaveras (punto 303220074), con dirección de flujo SE-NO.

4.4.4 Zona 4. Zona Intermedia

Consiste en una zona de conexión hidráulica y relaciones hídricas con las demás zonas definidas, sobre la que se instalan los sistemas aluviales más desarrollados, que drenan sobre todo el acuífero superior. La gran explotación que sufre el acuífero inferior provoca fuertes descensos de niveles. Se pueden distinguir dos áreas de aluviales.

Acuífero aluvial de Jávea (8.47.063): Constituido por los sedimentos cuaternarios del río Jalón o Gorgos en el área de su desembocadura y los depósitos litorales de la plana de Jávea. Forma un acuífero aluvial con drenaje submarino al mar Mediterráneo, el flujo es de Oeste a Este.

Acuífero aluvial del Jalón (8.47.062): Consiste en un pequeño valle aluvial confinado entre sierras y salida al NE en la sierra de Seldetes hasta Gata de Gorgos. Su importancia reside en que es zona de conexión de todos los sistemas de recarga de ambos acuíferos, superiores e inferiores.

Los altos estructurales de Seldetes e intermedios conforman una serie de bloques al sur de Jávea, desde la costa hasta Gata de Gorgos, a veces ocultos bajo sedimentos más recientes. Presenta fuertes descensos piezométricos en épocas de bombeos continuos, situándose el nivel dinámico del acuífero inferior bajo el nivel del mar.

4.5 PIEZOMETRIA

Se han considerado y tenido en cuenta valores de piezometría tomados durante el presente proyecto en el año 2006 y los datos piezométricos del fichero histórico de aguas subterráneas del IGME, que abarca medidas desde el año 1964 (aunque no es hasta el año 1974 cuando las medidas se extienden a un número representativo de puntos) hasta el año 2005 inclusive.

Un primer intento de elaborar un mapa de isopiezas con todos los valores, ha sido desestimado debido a la disparidad de datos encontrados y a la falta de seguridad de que los valores recogidos se refieran al mismo punto. Se encontraron valores para un mismo punto y en fechas muy próximas con desniveles superiores a 100 m en el nivel piezométrico (posiblemente debido a que uno de ellos era dinámico).

En el apartado anterior ya se ha presentado los datos de evolución piezométrica para 34 puntos que disponían de registros históricos más o menos prolongados en el tiempo. A estos datos hay que añadir una ingente cantidad de datos puntuales que han sido contemplados para la elaboración de mapas.

Como resumen el conjunto de datos piezométricos referidos se ha representado en una serie de mapas piezométricos, cuyas medidas se estructuran por décadas de la siguiente forma:

Década actual:	554 medidas
Década de los 90:	1416 medidas
Década de los 80:	927 medidas
Previos a 1980:	496 medidas

La separación de puntos de agua en los acuíferos inferior y superior se hace en función sobre todo de la piezometría, con una diferencia de nivel superior, en general, a 100 metros. Ambos acuíferos aparecen superpuestos casi en toda el área de estudio y con frecuentes conexiones entre sí (erosivas y mecánicas). Se han elaborado los mapas correspondientes a dichos períodos (figuras 4.10 a 4.13), correspondientes a isopiezas antiguas, década de los 80, década de los 90, y década actual. Uno de los que mejor define los límites es el mapa de la década de los 80.

La reprofundización de pozos y sondeos en los '90, junto a la relación negativa entre precipitaciones - recarga y extracciones - bombeos provoca una inercia de bajadas del nivel piezométrico. En el plano de isopiezas de esta década el manto superior es casi inexistente en la zona 1, y en el manto inferior el descenso de niveles provoca una entrada mayor de agua marina por la plana de Jávea con la consiguiente disminución de la calidad del agua en esa zona.

Figura 4.10

Figura 4.11

Figura 4.12

Figura 4.13

También se observa la desconexión de las capas acuíferas del borde de las sierras con su vertiente occidental, por lo que no debe existir entrada de agua desde esa zona. La piezometría reciente parece indicar la inexistencia de agua en el acuífero superior en el litoral, sector sudeste de la alineación de Bernia – Toix, por la que en general debe entrar agua marina por dicha zona.

4.5.1 Zona 1. Depresión de Benisa

Los valores piezométricos en esta zona indican que los dos niveles acuíferos están desconectados, con una diferencia de cota del orden de 100 m. Sólo al norte, en el límite con la zona 4, la proximidad de las isopiezas de ambos acuíferos y la práctica desaparición del acuífero superior en las dos últimas décadas hace suponer que el manto superior descarga al inferior, aunque la poca transmisividad del conjunto genere fuertes conos del nivel dinámico.

La recarga se efectúa principalmente desde las sierras de Bernia y Carrascal, existiendo un umbral hidrogeológico en las cercanías del límite con la plana de Jávea, y otros coincidentes con los afloramientos de los depósitos molásicos u olistostromas del Mioceno indiferenciado hacia el suroeste.

Acuífero inferior

El gradiente piezométrico es acusado en las zonas de borde, al Oeste, mientras que en el interior de la cuenca el nivel se mantiene entre los 0 y 10 m.s.n.m. más controlado por el volumen de las extracciones que por el flujo natural del agua. Así en las zonas de gran explotación urbana y agrícola los niveles sufren fuertes variaciones estacionales llegando a situarse a profundidades de hasta 150 m por debajo del nivel del mar.

En los niveles calizos del Cretácico la recarga es por infiltración directa del agua de lluvia, debido a su gran permeabilidad; en el sinclinal del río Gorgos está conectado hidráulicamente el nivel Aptiense con el Albiense, el agua fluye hacia el Este conectándose con los niveles superiores, recargando probablemente los niveles acuíferos miocenos de la Depresión de Benisa.

El acuífero carbonatado Cenomaniense-Oligoceno-Aquitaniense de la orientación general E-O deriva hacia el SE en la sierra de Benitaxell, mientras que lo hace hacia el NE en la zona de Tossalet.

Acuífero superior

También descienden notablemente los niveles del acuífero superior, que no superan la cota de 200 m, como antiguamente. Se observa una reciente subida por aportes desde la sierra de Bernia y Toix en el sur. Los niveles medios actuales se sitúan entre 100 y 150 msnm.

Los niveles calizos miocenos captados por la mayoría de los sondeos del interior de la depresión de Benisa se alimentan desde los anteriores cuando están en contacto directo, y si no, lo hacen a través de las margas arenosas en facies tap que las contienen, por lo que debido a su baja transmisividad generan fuertes conos de depresión en las épocas de mayor demanda de agua.

Las zonas de mayor extracción son áreas urbanizadas alrededor de Benisa, Teulada y Gata de Gorgos.

4.5.2 Zona 2. Zona Occidental

Acuífero inferior

En las sierras de Carrascal y Benisa el acuífero lo constituyen las calizas del cretácico medio superior y el Oligoceno, en la sierra de Ferrer está el acuífero calizo que forman los sedimentos del cretácico inferior y el Oligoceno, mientras que en la depresión de Tárben el acuífero lo conforman las calizas del Eoceno.

Hacia el extremo oriental en la sierra de Bernia constituyen el acuífero principal las calizas del Eoceno en conexión con las calizas del cretácico y Oligoceno.

El impermeable de base lo constituye las margas barremienses y hacia el noroeste, en Parcent, las margas neocomienses.

Debido a su escasa explotación, no se dispone de buenos datos piezométricos en esta zona.

Acuífero superior

Los niveles piezométricos del acuífero superior, constituidos por el karst, han descendido en el período de que se dispone de datos piezométricos. En algunas zonas hasta 150 m en la época de niveles bajos (sequía años 85 a 95). Este acuífero hoy en día casi agotado no alcanza los límites del área de estudio

4.5.3 Zona 3. Zona Septentrional

En la sierra de Castell de la Solana el nivel superior aparece prácticamente agotado mientras que el inferior se encuentra confinado y con fuertes descensos de niveles, sobre todo en las zonas de mayor extracción como las de Jávea, Pedreguer y Jesús Pobre. Apenas quedan restos del acuífero superior en la falda de la sierra de Montgó a la plana de Jávea y la afección a la calidad del marjal que forma el litoral en esta zona evidencian la entrada de agua de mar desde el norte.

Pese a la gran variabilidad de los niveles en las últimas décadas, los datos muestran una caída piezométrica acumulada de 50 m, excepto en las zonas que captan el límite con los aluviales, donde la conexión de los acuíferos con el sistema aluvial actúa como amortiguador de la caída de niveles.

4.5.4 Zona 4. Zona Intermedia

Los niveles piezométricos presentan fuertes variaciones; el superficial aparece agotado o seco estacionalmente, excepto en las zonas aluviales donde pueden existir áreas con agua de drenaje de las capas inferiores.

El acuífero inferior es bastante desconocido, por la escasez de investigación y sondeos de explotación. La variabilidad de niveles entre diferentes áreas es grande, por lo que es difícil definir dónde existen los materiales del sustrato a poca profundidad, pudiendo drenar o recargar el aluvial.

Por el sector nordeste de las estribaciones orientales de la sierra de Seldetes y mogote de Jávea el nivel superior ha descendido 100 metros de máximo, alcanzando en la década anterior la cota de 200 m y extendiendo su alcance hasta prácticamente la costa y las sierras litorales.

4.6 EVOLUCION HISTORICA DE LOS ACUIFEROS

Se distinguen, entre las 36 series piezométricas analizadas al menos cuatro tipos de fluctuación: dos para el manto superior, uno para el inferior y otra se puede considerar mixta que aparece en zonas de borde, en las captaciones profundas que cortan ambos niveles.

Los valores piezométricos indican que en general la recarga se efectúa principalmente desde las sierras de Bernia y Carrascal, existiendo un umbral hidrogeológico en las cercanías del límite con la depresión de Jávea, y otros coincidentes con los afloramientos de los depósitos molásicos u olistostromas del Mioceno indifenciado hacia el suroeste.

Por las estribaciones orientales de Seldetes y Jávea el nivel superior ha descendido 100 metros, alcanzando en la década anterior la cota de 200 m y extendiendo su alcance hasta prácticamente la costa y las sierras litorales.

Tratando de delimitar y definir el flujo de agua subterránea y en función de los efectos de las extracciones en los niveles piezométricos, se observa que la zona intermedia o Zona 4 cumple una misión de conexión de al menos dos niveles de agua. Existen sondeos (303240033) en la cola del cañón del río Jalón, en los que se ha observado el agotamiento estacional del acuífero superior.

Ya en la década de los 80 retroceden las isopiezas del acuífero superior en la zona 3, hasta quedar reducida su extensión al tercio occidental, a cotas superiores a 150 m. En la década de los 90 aún retrocede algo más la isopieza de 50 m en las zonas 3 y 4, en la mitad norte del área de estudio. No ocurre así en la mitad sur, donde la recarga desde las sierras de Carrascal y Bernia se traduce en una subida de los niveles piezométricos del acuífero superior y afecta a los niveles inferiores de la zona intermedia que sube a cotas positivas en ocasiones.

El nivel de agua inferior acumula un descenso histórico de más de 100 m, con descensos dinámicos superiores a 250 m, en el área de intersección de las zonas 1, 2 y 4 (Jalón). Existen al menos dos zonas de mínimos niveles piezométricos en la mitad norte en los límites entre la zona 3 y 4, el primero (sierra de Jesús Pobre); y entre las zonas 1 y 3 (Altos de Jávea) el segundo.

5. HIDROGEOQUÍMICA

← Con formato: Numeración y viñetas

5.1 CAMPAÑAS DE MUESTREO

De acuerdo con lo previsto en el proyecto y con lo decidido por la Dirección del mismo a lo largo de su ejecución, se han llevado a cabo dos campañas de muestreos para estudio hidrogeoquímico e isotópico.

La primera de las campañas de muestreo se llevó a cabo durante los meses de abril y mayo de 2006, considerándose por lo tanto un muestreo en período de máxima crecida al realizarse en primavera, después de las últimas lluvias de invierno.

La segunda campaña se ha llevado a cabo durante los meses de otoño (noviembre-diciembre del año 2006), considerándose como representativo del período de máximo estiaje al realizarse antes de las lluvias de otoño-invierno.

En ambas campañas, de 33 y 30 muestras respectivamente, no se tomaron las mismas muestras, sin embargo existe un amplio número de puntos de agua muestreado en ambas campañas: un total de 17 puntos de agua son comunes a ambas campañas, por lo que ha sido posible analizar la evolución geoquímica de las aguas entre ambos períodos.

En los Anexos 3 y 4 se presentan amplios informes individuales de cada campaña, acompañados de un reportaje fotográfico, que está más ampliado en la edición digital de este informe. Estos informes de campaña reflejan toda la casuística de la campaña y las dificultades de localización de algunos puntos.

En la figura 5.1 se presenta la localización de los puntos muestreados en ambas campañas, haciéndose distinción por el color entre los puntos muestreados en las dos campañas (negro) de las muestreadas en una sola campaña, azul para la primera y rojo para la segunda.

Como se puede constatar, existe una distribución espacial de puntos muestreados bastante homogénea y representativa de las diferentes zonas de la Depresión de Benisa y áreas limítrofes.

Cada una de las campañas se caracteriza por un hecho diferencial. En la primera campaña se incluyó el muestreo mediante equipo de testificación de 5 sondeos profundos, a saber:

3033 3 0028	Sondeo María Salitre –Calpe–
3032 7 0051	Sondeo Pinos Marisa –Benissa–
3032 7 0033	Sondeo Solana –Benissa–
3032 6 0076	Sondeo Jalón o Barón – Jalón–
3032 8 0033	Sondeos Casas de Benicambra –Teulada–

Figura 5.1.

En tres de estos sondeos se tomó dos muestras a diferentes profundidades como consecuencia de los cambios existentes en el registro de conductividad realizado (ver Anexo 5: Testificación geofísica y toma de muestras en sondeos profundos). Estos tres sondeos son María Salitre (690 y 925 m), Pinos Marisa (388 y 450 m) y Casas de Benicabra (195 y 250 m).

En la segunda campaña se ha llevado a cabo el muestreo de las dos cuevas de surgencia o entrada de agua de mar: Moraig y Toix, características de esta zona. Asimismo en esta campaña se ha llevado a cabo un muestreo estratificado del agua de mar a 8 y 12 metros de profundidad en la zona próxima al sumidero de Toix.

Para la representación posterior de datos, los puntos o muestreos han sido identificados con un número de orden, del 1 al 33 en las muestras de la primera campaña y del 34 al 47 en las muestras tomadas solamente en la segunda campaña.

En la tabla 5.1 se presenta el listado con el número de registro IGME o referencia.

5.2 RESULTADOS ANALÍTICOS

En las tablas 5.2 y 5.3 se presentan los resultados obtenidos en los análisis realizados sobre las muestras en el laboratorio del IGME.

Aunque se revisará más detalladamente en apartados posteriores existen algunos puntos remarcables a la vista de los resultados analíticos.

- ™ Existe una tendencia generalizada a un aumento de la conductividad en la segunda campaña, explicable por estar el acuífero en período de estiaje en esta segunda campaña.
- ™ Existe un conjunto de puntos muestreados en que la conductividad no supera los 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y los contenidos en cloruros se encuentran por debajo de 150 mg/l, por lo que se puede asegurar que no están afectados todavía por fenómenos de intrusión marina. Estos puntos están situados al norte del área de estudio (Gata de Gorgos, Pedreguer), al oeste (Sur de Jalón), en el centro del área de estudio (norte y suroeste de Benissa).
- ™ Por el contrario existen otras zonas en las que se evidencia la existencia de intrusión marina en el acuífero, puesta de manifiesto por valores de la conductividad que superan habitualmente los 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y contenidos en cloruros superiores a 350-500 mg/l. Estas zonas se encuentran localizadas fundamentalmente en el área entorno de Teulada-Moraira, en el cuaternario de Javea y al sur de la Depresión de Benisa-zona de Calpe-Barranco Salado.

Nº Orden	Referencia
1	303230016
2	303240056
3	303240061
4	303240070
5	303240072
6	303260049
7	303260076
8	303270017
9	303270018
10	303270024
11	303270033
12	303270051 A
13	303270051 B
14	303270052
15	303280026
16	303280033 A
17	303280033 B
18	303280038
19	303280061
20	303280079
21	303280080
22	303280081
23	303330016
24	303330020
25	303330022
26	303330023
27	303330028 A
28	303330028 B
29	313210017
30	313210033
31	313210046
32	313250013
33	TOSSAL REDÓ
34	303230073
35	303240068
36	303240075
37	303260050
38	303270020
39	303330011
40	TOIX ALTO
41	TOIX MED
42	TOIX BAJO
43	MAR 8m
44	MAR 12m
45	MORAIG A
46	MORAIG M
47	MORAIG B

Tabla 5.1. Relación de los puntos muestreados en el Acuífero Depresión de Benisa

Tabla 5.2.

Tabla 5.3

- ™ La muestra de agua tomada a 925 metros de profundidad en el sondeo Maria Salitre, tiene una composición muy parecida a la de agua de mar, de cualquiera de las muestras tomadas para este fin, con una conductividad de 61.000-62.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, equivalente a una salinidad del orden de 36-37 g/litro. La muestra tomada a 690 metros muestra una composición salobre con una salinidad aproximadamente del 50% de la anterior, su conductividad de 33.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y salinidad total de 19,5 g/litro.
- ™ El agua muestreada en el sumidero de Toix a tres niveles diferentes tiene una composición muy similar en los tres y prácticamente igual a la muestreada en mar abierto a 2 y 12 metros de profundidad y en la superficie del mar.
- ™ El agua muestreada en la cueva de Moraig, a tres niveles diferentes es muy similar entre sí, con una conductividad prácticamente igual de 29.000-29.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una salinidad total de 17,2 g/litro, si bien en el momento del muestro en el punto más elevado el sentido de flujo era hacia el exterior, mientras que en los dos puntos inferiores el flujo era en sentido contrario.

5.3 FACIES HIDROQUÍMICAS. DIAGRAMAS DE LANGELIER-LUDWIG

En las figuras 5.2 a 5.4, se presentan los diagramas de Langelier-Ludwig elaborados con los resultados analíticos de la Campaña I, mientras que en las figuras 5.5 a 5.7 se presentan los mismos diagramas para la segunda campaña.

Para una mejor definición de las facies, y separación dentro de lo posible, de los diferentes componentes o familias de agua, se han elaborado los diagramas de cloruros y sulfatos segregados (de forma semejante a los que se realizan con los bicarbonatos en el diagrama más tradicional).

Precisamente esta separación permite, en el caso de la Depresión de Benisa, revelar que no existen prácticamente aguas sulfatadas. Solo el punto con número de orden 10 presenta un ligero predominio del sulfato sobre los otros aniones.

Es el diagrama de cloruros el que más claramente permite establecer tres grupos de aguas: agua bicarbonatada cálcica o cálcico-magnésicas (que incluye las referenciadas con el número de orden 1, 3, 5, 6, 7, 9, 10 y 11), un segundo grupo de aguas cloruradas sódicas o sódico cálcicas muy numeroso (que incluye las referenciadas como 12, 13, 14, 15, 16, 17, 19, 21, 22, 24, 25, 26, 29, 31 y 33 y las mas salobres 27 y 28 del sondeo Maria Salitre antes comentado), y finalmente un grupo intermedio mixto en el que el bicarbonato no alcanza el 50% de los aniones y el cloruro supera el 35% (que incluye las referenciadas como 2, 4, 8, 18, 20, 30 y 32).

Figura 5.2

Figura 5.3

Figura 5.4

Figura 5.5

Figura 5.6

Figura 5.7

El segundo grupo incluye los puntos que ya se habían calificados como afectados de intrusión marina en un apartado anterior.

Esta separación se hace más nítida en la campaña de muestreo realizada durante la época de estiaje (otoño-invierno 2006) ya que como se aprecia en la figura 5.6, no existe prácticamente el grupo intermedio y la línea de mezcla es prácticamente recta, con muy poca dispersión, tanto en aniones como en cationes.

Para las muestras tomadas en las dos campañas existe un ligero cambio en la composición producto de su diferente conductividad.

5.4 ÍNDICES GEOQUÍMICOS Y CORRELACIONES

En las tablas 5.4 y 5.5 se presentan los valores calculados de una serie de relaciones iónicas que representan índices geoquímicos de interés para el estudio geoquímico de las aguas subterráneas, bien para la definición de facies hidroquímicas o bien para la definición de procesos de mezclas, como la intrusión marina.

A partir de estas tablas se han elaborado asimismo una serie de gráficos de correlación equivalentes a los coeficientes o relaciones iónicas mencionadas. Estos gráficos permiten reafirmar o confirmar algunas de las conclusiones ya expresadas en el apartado anterior.

En las figuras 5.8 a 5.12 se presentan los gráficos de correlación para la Campaña I mientras que en las figuras 5.13 a 5.17 se presentan los mismos gráficos para la Campaña II. Básicamente, no ofrecen diferencias importantes que no sean las propias de los puntos que se representan en cada campaña.

El análisis general de las tablas 5.4 y 5.5 indica que en la segunda campaña se aprecia un ligero aumento de la conductividad que sin embargo no se ve acompañado por un aumento de los índices representativos de la intrusión marina (rMg^{2+} / rCa^{2+} ; $rCl^- / rHCO_3^-$ ó rCl^- / rBr^-), lo que significa que el aumento de la conductividad no tiene relación con el aumento de la intrusión, sino con una mayor o menor dilución del agua subterránea por el aporte que significa la recarga con agua de lluvia.

En un primer lugar se ha analizado la relación existente entre la conductividad y el contenido en cloruros (figura 5.8 para la campaña I y figura 5.13 para la campaña II). Estas figuras muestran que existe una relación directamente lineal entre ambos parámetros, si bien puede apreciarse un cambio en la pendiente de la recta (grado de influencia del Cl^- en la conductividad). Por debajo de 10 meq/l de Cl^- (355 mg/l) la línea es de menor pendiente y algo más dispersa, mientras que por encima de dicha concentración la pendiente es mayor y los puntos se concentran más junto a la línea de correlación.

Tabla 5.4

Tabla 5.5

Figura 5.8

Figura 5.9

Figura 5.10

Figura 5.11

Figura 5.12

Figura 5.13

Figura 5.14

Figura 5.15

Figura 5.16

Figura 5.17

La **relación rCl^- vs $rHCO_3^-$** se usa habitualmente como indicador de intrusión marina. En las tablas 5.4 y 5.5 se presentan varios datos de agua de mar en los que esta relación se encuentra con valores del orden de 600-680. En general las aguas bicarbonatadas con nula influencia de la intrusión marina que se han relacionado en el apartado 5.2 (Resultados Analíticos), presentan valores de este coeficiente menor de 1 ó muy próximo a 1, mientras que aguas con claros índices de intrusión presentan valores superiores a 10 e incluso 100 (sondeo Maria Salitre en Calpe). El valor de este índice en el caso de las muestras tomadas en la cueva de Moraig solo supera ligeramente el valor de 100, evidenciando que se trata de una salmera que procede de la interfase agua dulce-agua salada de la zona, siendo su salinidad incluso menor que la del agua captada por el sondeo antes mencionado.

Como se aprecia en las figuras 5.9 y 5.14 de las Campañas I y II respectivamente, existe un grado de correlación muy elevado entre el coeficiente citado y el contenido en cloruros, lo que indica el control que ejerce el ión Cl^- en esta relación. De nuevo en estos gráficos se puede apreciar el hecho antes comentado de la mayor influencia del agua de mar en el agua del sondeo Maria Salitre que en la que tiene en el agua de la cueva de Moraig (se trata en definitiva de un problema de porcentaje de agua de mar en la mezcla captada por uno u otro punto).

Otro coeficiente o relación que permite cuantificar el grado de influencia de la intrusión marina en la composición del agua es la expresada entre rMg^{2+} / rCa^{2+} . De acuerdo con la experiencia y con los datos disponibles en el presente estudio, que se reflejan en las tablas 5.4 y 5.5, esta relación en el caso del agua de mar alcanza valores del orden de 5,8; mientras que en las aguas subterráneas de recarga o próximas a áreas de recarga presentan valores inferiores a la unidad. En el presente estudio los valores en el caso de las aguas con nula influencia de la intrusión marina, las aguas bicarbonatadas cálcicas ya comentadas, es siempre igual o inferior a la unidad. Sin embargo, en aquellos puntos que ya por el valor de la conductividad o el contenido en cloruros se pensaba en posible intrusión marina, se encuentran valores superiores que pueden alcanzar los 3,5-3,6 como los casos ya mencionados de la cueva de Moraig o sondeo Maria Salitre.

En el caso del sumidero de Toix, este parámetro como todos los demás revelan que se trata de agua de mar en un 100%.

Las figuras 5.10 y 5.15 muestran gráficamente estas mismas conclusiones. Existe una zona de dispersión en el rango de $Ca^{2+} < 5$ mg/l y $rMg^{2+} < 5$ mg/l, y una alineación clara con el agua de mar para valores de mayor concentración, con el rMg^{2+} superando siempre el valor de rCa^{2+} .

Finalmente, la tercera relación característica y relacionada con la intrusión marina es la reflejada por el coeficiente rCl^- / rBr^- y por la relación entre ambos elementos. Las figuras 5.11, 5.12, 5.16 y 5.17 presentan para las campañas I y II la relación entre ambos iones y entre el coeficiente rCl^- / rBr^- y el ión cloruro.

Existe una muy clara correlación entre los valores de rCl^- y rBr^- como muestran las figuras citadas, 5.11 y 5.16, estando en un extremo el agua de mar y en el otro el agua más parecida al agua de recarga en la que el contenido en cloruros es inferior a 1 meq/litro. La dispersión del valor del cociente rCl^- / rBr^- es bastante mayor en la segunda campaña realizada, en la que sin embargo, se puede apreciar una alineación de los puntos desde valores de 1.500-2.000 en el caso de aguas muy diluidas (recarga) hasta valores muy similares al agua de mar, en el caso de las aguas más concentradas, representativas de la interfase agua dulce-agua salada. Esta relación inversa entre rCl^- / rBr^- y el contenido en Cl^- evidencia que el origen del Br^- en las aguas del acuífero es el agua de mar. Como en las otras relaciones expuestas son las aguas del sondeo Maria Salitre y las muestreadas en el cueva del Moraig las que más se aproximan a los valores del agua de mar.

6. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LA DEPRESIÓN DE BENISA

Con formato: Numeración y viñetas

6.1 DETERMINACIONES ISOTÓPICAS

Con la finalidad de caracterizar isotópicamente las aguas subterráneas de la Depresión de Benisa se han llevado a cabo las determinaciones de contenidos en isótopos estables sobre las muestras de agua tomadas en la Campañas I y II, de primavera de 2006 y otoño-invierno de 2006 respectivamente.

Las determinaciones de tritio están todavía pendientes de concluir por lo que no se ha incluido en el presente informe ningún dato relativo a este isótopo radiactivo del agua. De cualquier forma, dada la evolución del contenido en este isótopo de las aguas de lluvia en los últimos años, cada vez su significación es menos importante en el estudio de las aguas subterráneas y su movimiento en los acuíferos.

Sobre cada muestra de agua tomada se han realizado las siguientes determinaciones:

- ™ ^{18}O y ^2H del agua
- ™ ^{34}S y ^{18}O del sulfato precipitado

En las tablas 6.1 y 6.2 se presentan los resultados de estas determinaciones para cada una de las campañas I y II respectivamente.

En el caso de la Campaña I existen 2 muestras en las que debido a la baja concentración en sulfatos no fue posible precipitarlo con la cantidad de agua tomada (que ha sido la misma para todas las muestras), por lo que no se han podido realizar las determinaciones de ^{34}S y ^{18}O en sulfatos.

6.2 ISÓTOPOS ESTABLES EN AGUA: ^{18}O Y ^2H

En las figuras 6.1 y 6.2 se representan las relaciones entre ^{18}O y Deuterio en las aguas estudiadas, y su posición relativa respecto de las diferentes líneas meteóricas:

- LML: Línea Meteórica Local, correspondiente a la calculada para las precipitaciones en el área de la Marina Alta: $^2\text{H} = 8,3 \ ^{18}\text{O} + 17,57$
- LMMeO: Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental: $^2\text{H} = 8 \ ^{18}\text{O} + 14$
- LMM: Línea Meteórica Mundial o recta de Craig: $^2\text{H} = 8 \ ^{18}\text{O} + 10$

En ambas figuras, para una mejor visión se ha realizado una ampliación de la zona en que se encuentran más concentrados los puntos de agua subterránea ($^{18}\text{O} = -7$ a -4 y $^2\text{H} = -50$ a -20).

En la figura 6.1 correspondiente a la campaña I realizada en la primavera de 2006 se pone de relieve que la mayor parte de las muestras reflejan en su composición isotópica (relación $^2\text{H} - ^{18}\text{O}$) una ligera deriva a valores más ligeros en el ^{18}O , respecto de la Línea Meteórica Local

Tabla 6.1

Tabla 6.2

Figura 6.1

Figura 6.2

(Marina Alta) e incluso respecto de la Línea Meteorica del Mediterráneo Occidental. Este comportamiento sería representativo y típico en un área con cierto grado de intrusión marina.

De hecho los puntos en los que la influencia de la intrusión marina es mayor, puestos de relieve en el capítulo anterior, la deriva isotópica hacia valores más pesados de ^{18}O y ^2H es también más significativa (puntos 16, 17, 23, 26, 29, 30 y 31).

Asimismo se pone en evidencia el carácter casi marino de las aguas muestreadas en el sondeos Maria Salitre, especialmente las más profundas -925 m-, muestra 28. En algunos puntos, con aguas de muy baja mineralización y por lo tanto con nula influencia de intrusión (por ejemplo puntos 1 y 2) se observa un efecto de deriva sólo en el ^{18}O lo que puede ser debido a una recarga con aguas que han estado sometidas a procesos de evaporación antes de su infiltración (pantanos).

El efecto de influencia de la intrusión se hace bastante más acusado en las muestras de la campaña II, figura 6.2, en las que la deriva de ^{18}O y ^2H es mayor y más dispersa, de forma que prácticamente todos los puntos se sitúan alejados de las líneas meteoricas correspondientes. Este efecto más acusado de deriva hacia valores menos ligeros de la composición isotópica, puede ser debido al estado de mayor estiaje del acuífero en el periodo de otoño.

Por otra parte, hay que destacar la existencia de un efecto de estratificación en la composición isotópica del agua de mar, en la que a medida que aumenta la profundidad de muestreo, se hace más pesado el ^{18}O y más ligero el ^2H .

6.3 COTAS DE RECARGA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Tomando como referencia las ecuaciones calculadas para las aguas de recarga en el estudio isotópico ya mencionado en la Marina Alta, se han estimado las cotas de recarga de los puntos estudiados. Estas ecuaciones son las siguientes:

Para Deuterio:

$$\text{Cota de recarga} = -53,94 \delta ^2\text{H} - 1.313,55 \text{ con } R^2 = 0,74$$

Para Oxígeno-18:

$$\text{Cota de recarga} = -494,16 \delta ^{18}\text{O} - 2.568,78 \text{ con } R^2 = 0,85$$

En las tablas 6.3 y 6.4 se presentan los resultados para las campañas I y II respectivamente.

Para la campaña I, en general la cota calculada para el contenido de deuterio es demasiado elevada a la vista del conocimiento geológico que se tiene de la zona, que sobrepasa en la mayor parte de los puntos los 900 metros. Más próximo a la realidad parece el resultado obtenido con la ecuación deducida en el mencionado estudio para el oxígeno-18. No obstante, para los puntos singulares como las aguas muy saladas del sondeo Maria Salitre, el resultado es aberrante.

Tabla 6.3

Tabla 6.4

Tomando los datos más fiables de la recta del oxígeno-18 (con coeficiente de regresión más elevado $R^2 = 0,85$), se puede estimar, para las aguas menos influenciadas por la intrusión marina y por lo tanto más próximas en su composición a las de recarga, un rango de las cotas medias de recarga entre 500 y 800 metros, correspondientes a las sierras que delimita a la Depresión de Benisa, al oeste y norte de la misma.

Para la campaña II, los resultados obtenidos con la recta del deuterio son aún más elevados, estando sin duda influenciados por la fuerte deriva en el ^2H ya mencionado anteriormente para esta campaña. Por ello no debe tomarse en consideración como representativas de áreas de recarga. Para la recta del oxígeno-18, la representatividad parece mayor con cotas calculadas en el rango de 300-400 metros salvo excepciones. No hay que considerar representativos los cálculos de cotas para las aguas del sumidero de Toix o de la cueva del Moraig por su resultado aberrante.

6.4 ISÓTOPOS ESTABLES EN LOS SULFATOS

En las figuras 6.3 y 6.4 se han representado los valores de las determinaciones de ^{34}S y ^{18}O en los precipitados de sulfatos de las aguas muestreadas, y su comparación con los valores de referencia habitualmente representados en este tipo de estudio.

Tanto en la campaña I como la campaña II se pone de relieve la existencia de una línea de mezcla entre las aguas subterráneas de recarga, por una parte, cuyo ^{34}S corresponde a sulfatos no evaporíticos ni marinos, sino de procedencia terrestre, y agua de mar, por otra, con valores muy parecidos a los estándar habitualmente utilizados:

$$^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} (\text{‰})\text{V} - \text{CDT} \approx 21$$

$$^{18}\text{O}_{\text{SO}_4} (\text{‰})\text{V} - \text{CDT} \approx 9,5$$

En principio, no parece que el sulfato contenido en las aguas muestreadas en una y otra campaña, proceda del lixiviado de evaporitas de origen marino. Los valores de ^{34}S en los puntos de agua con menos influencia de la intrusión marina, se aproximan a los estándares de aguas subterráneas con bajo contenido en sulfatos cuyo origen puede estar asociado a los procesos de oxidación o reducción del sulfuros inorgánicos.

Figuras 6.3

Figura 6.4

7. TESTIFICACIÓN GEOFÍSICA DE SONDEOS

← Con formato: Numeración y viñetas

7.1 INTRODUCCIÓN. TRABAJOS REALIZADOS.

Aunque la previsión inicial en el proyecto era el registro de 2 sondeos, finalmente debido al interés de este tipo de investigación se han llevado a cabo registros geofísicos en 5 sondeos de diferentes profundidades y ninguno de ellos explotado actualmente. Estos sondeos son los siguientes:

- ™ Pinos Marisa (3032-7-0051) de 545 metros de profundidad
- ™ Maria Salitre (3033-3-0028) de 1.016 metros de profundidad
- ™ Solana (3032-7-0033) de 360 metros de profundidad
- ™ Jalón o Barranco Barón (3032-6-0076) de 375 metros de profundidad
- ™ Casas de Benicambra (3032-8-0033) de 268 metros de profundidad

En la tabla 7.1 se presenta un resumen de todos los trabajos realizados en cada uno de los sondeos.

Un informe detallado de los trabajos se presenta en el Anexo 5, con documentación complementaria más ampliada en la versión digital de este informe.

Sondeo	Registro de Calidad Tª y Conductividad	Registro de litología		Registro de Flujo	Toma de muestras
		Gamma	Eléctrico		
Pinos Marisa 3032-7-0051	0-454 m T: 19-23 °C C: 500-4.100 µS/cm	0-454	--	340-445 ligero flujo vertical en fondo	388 metros 450 metros
Maria Salitre 3033-3-0028	0-1000 m T: 17-21 °C C: 5.100-55.000 µS/cm	0-1000	650-1000 varias zonas permeables	650-1000 ligero flujo vertical descendente: 940-960 m	690 metros 925 metros
Solana 3032-7-0033	0-360 m T: 18-23 °C C: 388 µS/cm	0-360	--	260-350 pequeños flujos verticales: 260-280 m; 308-320 m y 345-350 m	335 metros
Jalón 3032-6-0076	0-375 m T: 17-24 °C C: 140-370 µS/cm	0-375	--	--	355 metros
Casas de Benicambra 3032-8-0033	0-268 m T: 18-22 °C C: 500-10.000 µS/cm	0-268	128-268 información poco relevante	128-248 m ligero flujo vertical ascendente: 210-250 metros	195 metros 250 metros

Tabla 7.1. Resumen de los registros realizados

7.2 CARACTERÍSTICAS DEL EQUIPO REGISTRADOR

El trabajo se ha llevado a cabo con un equipo de testificación geofísica marca Robertson Geologging, modelo LOGGER SYSTEM II (PCL2).

Todos los equipos van montados sobre una furgoneta marca Renault, modelo master 100. El vehículo cuenta con una zona de control del equipo de testificación, una zona de trabajo y una zona de conducción. Dispone de un generador que proporciona energía al conjunto del equipo con una autonomía de 15 horas.

Además de las sondas, el equipo de testificación cuenta con un cabrestante con 1000 metros de cable equipado con un medidor de tensión con el fin de saber cuando la sonda ha llegado al fondo del sondeo y evitar posibles roturas por atasco. También se controla la velocidad de ascenso o descenso para realizar una correcta medición.

A continuación se describen las sondas que componen el equipo, sus características y los parámetros que registran:

- ™ Sonda calíper modelo 3ACS. Registra el diámetro del sondeo con un error inferior a ± 5 mm. Su rango de medidas va de 40 a 812 mm. Esta sonda se calibra periódicamente para evitar posibles errores debido al desgaste y a la precipitación de elementos extraños en la misma.
- ™ Sonda eléctrica modelo ELXG. Registra el potencial espontáneo (desde - 1V a +1V), la resistencia puntual, la resistividad normal corta de 16" y larga de 64" en un rango entre 1 y 10000 Ω -m y la radiación gamma natural mediante un detector de cristal de Ioduro de Sodio con impurezas de Talio.
- ™ Sonda de calidad modelo TCDS. Registra la conductividad en un rango entre 50 y 50000 μ S/cm. y con un error de $\pm 2,5\%$ a 500 μ S/cm. Además determina la temperatura en un rango entre 0 y 70° y con un error de $\pm 0,5^\circ$ C.
- ™ Sonda inclinómetro modelo DVS-2
- ™ Sonda Flowmeter modelo HRFM. Registra los diferentes flujos verticales en el interior del sondeo.

En el cuadro siguiente se resume las características de cada una de las sondas citadas.

Sonda	Parámetro	Unidades	Error	Velocidad	Rango	Corriente	Dirección de medida
3ACS Calliper (5268)	Diámetro del sondeo	Milímetros (mm)	± 5 mm	7 m/min	40 a 710 mm	90 V 12 mA 24 mA abr/cerr	Ascendente
ELXG (4971)	Potencial espontáneo SP	miliVoltios (mV)		3.5 m/min	-1V a +1V	90 V 44.0 mA	Ascendente
	Resistencia monoelectrónica SPR	Ohmios (Ω)		3.5 m/min	1 a 10000 Ω		
	Resistividad 16" y 64" RN 16 y RN 64	Ohmios x metro (Ω.m)		3.5 m/min	1 a 10000 Ω.m		
	Gamma natural	CPS		3.5 m/min	Energías mayores de 60 keV		
TCDS (5158)	Conductividad	Microsiemens/centímetro (μS/cm)	± 2,5% a 500 μS/cm	3.5 m/min por el gamma (5)	50 a 50000 μS/cm	90 V 28 mA	Descendente
	Temperatura	Grados centígrados (°C)	± 0,5 °C	3.5 m/min por el gamma (5)	0 a 70 °C		
	Gamma natural	CPS		3.5 m/min	Energías mayores de 60 keV		
DVS-2 (5362)	Inclinación	Grados sexagesimales	± 1°	5-6 m/min	0 a 180 °	90V 16 mA	Ascendente
HRFM (1501)	Flujo vertical	Metros por segundo (m/s)	0,1 RPM	4-6 m/min	0,1 a 6000 RPM	90 V 100 mA	Ascendente y descendente
TMS (5268)	Toma muestras	Metros de profundidad	0,01 m	20 m/min	0-1000 m	90 V 136 mA	--

7.3 RESUMEN DE RESULTADOS

7.3.1 Sondeo Pinos-Marisa - 3032-7-0051

Este sondeo está entubado en su totalidad con diversas zonas ranuradas (filtrantes) frente a las de mayor permeabilidad.

Se registran cambios de conductividad en la vertical del sondeo, por lo que se deduce que existe una fuerte estratificación del agua, cuyo nivel estático se sitúa a 344 metros de profundidad. Al menos se pueden diferenciar los siguientes tramos:

360 m:	500 μS/cm
373 m:	1.700 μS/cm
393 m:	2.400 μS/cm
454 m:	4.100 μS/cm

El registro del gamma permite distinguir los tramos de calizas de las margocalizas ya diferenciadas en la columna registrada durante la perforación.

Se tomaron dos muestras a 388 y 450 metros de profundidad.

El registro de flowmeter entre 340 y 445 metros muestra ligeros flujos verticales en fondo de pozo.

7.3.2 Sondeo Maria Salitre (Calpe) - 3033-3-0028

Sondeo de 1.016 metros de profundidad entubado en sus 658 primeros metros y abierto a partir de estos hasta el fondo.

Nivel estático situado a 15,8 m. Se registra una fuerte estratificación de conductividades, de manera que es posible distinguir los siguientes tramos:

16-407 m:	5.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ – 7.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$
407 m:	7.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ – 21.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
640 m:	22.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
668 m:	23.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
668-785 m:	23.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ – 50.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
785-918 m:	50.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
918-967 m:	50.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ – 55.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$

Se tomaron dos muestras a 690 y 925 metros de profundidad.

El flowmeter registró ligeros flujos verticales entre 940 y 960 metros. En el resto del sondeo el flujo vertical es nulo.

El registro eléctrico detecta zonas acuíferas a 679 m, 755 m, 825 m., 915 m y 955 metros. Hacia el fondo el terreno se vuelve margoso.

7.3.3 Sondeo Solana – 3032-7-0033

Este sondeo está completamente entubado hasta la profundidad de 360 metros. Perforó grandes paquetes de calizas fracturadas y algunas margocalizas.

Presenta agua de buena calidad en el nivel estático a 260,4 metros y una conductividad de 380 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

El registro de flowmeter detecta ligeros flujos verticales entre 260 y 280 m (descendente) y entre 342 y 350 m (ascendente).

Se tomó una sola muestra a la profundidad de 335 m, con una conductividad medida en laboratorio de 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

7.3.4 Sondeo Jalón o Barranco Barón – 3032-6-0076

Según la información existente, este sondeo tenía originariamente una profundidad de 500 metros, aunque actualmente solo es posible reconocer hasta los 375 metros. La referencia existente es que entre 205 y 370 metros se producen pérdidas totales de fluido de perforación.

Actualmente el N.E. se sitúa a 320,28 m.

La conductividad del agua es muy baja:

260-280 m:	140 $\mu\text{S}/\text{cm}$
305-375 m:	300 $\mu\text{S}/\text{cm}$

Las sondas tuvieron problemas para bajar desde los 305 metros.

Se tomó una muestra a 355 metros, que tiene una conductividad en laboratorio de 264 $\mu\text{S}/\text{cm}$

7.3.5 Sondeo Casas de Benicambra – 3032-8-0033

Sondeo inexplorado del que se desconoce profundidad y acabado.

La profundidad comprobada con las sondas es de 267,80 metros con el nivel estático de agua situado a 127,6 metros.

El registro de conductividad permite reconocer la estratificación del agua con los siguientes datos:

127,6-143 m:	500-1.240 $\mu\text{S}/\text{cm}$
143-165 m:	6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$

A partir de 200 metros aumenta rápidamente la conductividad hasta 9.800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 211 metros. En fondo de sondeo la conductividad es de 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$

Con el flowmeter se registran ligeros flujos verticales ascendentes a lo largo de todo el sondeo, pero especialmente entre 210 y 250 metros. Estos flujos se encuentran en el límite de detección del equipo.

Se toman dos muestras: la primera a 195 metros con una conductividad en el registro de 6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y la segunda a 250 metros con una conductividad de 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$

Utilización de técnicas hidrogeoquímicas para la determinación del funcionamiento de acuíferos carbonatados litorales. Aplicación al acuífero de la Depresión de Benisa (Alicante)

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFÍA

Estudios:

- ™ “Proyecto de investigación hidrogeológica de las cuencas baja y media del Júcar” (IGME-IRYDA, 1975).
- ™ “Contribución al conocimiento de la Hidrogeología del Prebético Nororiental (Provincias de Alicante y Valencia)”. Pulido. A. (1979) - Tesis Doctoral. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- ™ “Sobre la ejecución y explotación de las obras realizadas para abastecimiento de la Marina Baja en el valle del río Beniardá” (Servicio Geológico de Obras Públicas del MOPU, Marzo de 1980)
- ™ “Posibilidades de explotación del embalse subterráneo drenado por las Fuentes del Algar” (Servicio Geológico de Obras Públicas del MOPU, Abril de 1980)
- ™ Estudios geoelectrónicos realizados por el IGME: “Estudio geofísico para la ubicación de un sondeo de abastecimiento en el término municipal de Polop de la Marina (Alicante)” (1980)
- ™ Las aguas subterráneas de la provincia de Alicante (IGME - EXCMA. DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE ALICANTE, 1982).
- ™ “Situación actual y perspectivas del abastecimiento de agua para usos urbanos y agrícolas en la Marina Baja de Alicante” (Servicio Geológico de Obras Públicas del MOPU, Diciembre de 1983)
- ™ “Trabajos geoelectrónicos de apoyo a la investigación hidrogeológica en diversas cuencas. Valles miocenos y zonas de borde permeable del sistema 50 y vales de Ceta y Planes” (1983).
- ™ “Sobre los sondeos de investigación realizados en la unidad Alfaro-Mediodía (Alicante)”. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Servicio Geológico. (1985)
- ™ IGME (1986). Proyecto para la preparación de un informe actualizado de los recursos hídricos subterráneos y su uso presente y futuro. Sistema 50.1. Zona Sur.
- ™ “Proyecto para el establecimiento de Normas para la Explotación de los acuíferos en la zona de Gandía-Denia-Jávea y Cabecera del Vinalopó (1984-1985)”. IGME (1986).
- ™ “Proyecto para el inventario de focos potenciales de contaminación de las aguas subterráneas y evaluación de la situación en calidad de los mismos, en las cuencas media y baja del Júcar. Sistema 50.1 Zona Sur.” IGME (1986)
- ™ “Estudio hidrogeológico del Vall de Ceta, Alicante (Sistemas acuíferos de Serrella-Aixorta, Benasau, Alt del Alt, Peña Moro, Pla de la Casa, Llosa, Facheca, Millena-Benimassot, Cuatretondeta).” IGME-DPA (1987).
- ™ “Unidades Hidrogeológicas de la cuenca del Júcar. Plan Hidrológico de la Cuenca del Júcar” (CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR, 1988).

- TM “Las aguas subterráneas en la Comunidad Valenciana. Uso, calidad y perspectivas de utilización.” IGME, (1988).
- TM “Cartografía e interpretación hidrogeológica del Termino municipal de Gata de Gorgos (Alicante)”. ENADIMSA (1989)
- TM “Estudio actualizado de los recursos hídricos subterráneos de la Marina Alta de Alicante.” ITGE-INGEMISA (1990).
- TM “Estudio integral de las cuencas de los ríos Girona y Gorgos y el posible incremento de sus disponibilidades hídricas mediante métodos de corrección y recarga”. COPUT (1990)
- TM “Posibilidades de actuación en materia de recursos hidráulicos para mejora y optimización del abastecimiento de agua a la Marina Baja (Alicante).” CONSORCIO DE AGUAS PARA ABASTECIMIENTO Y SANEAMIENTO DE LA MARINA BAJA (1990).
- TM “Actualización y control de explotaciones. Acuífero Serrella-Aixorta y acuífero Montgó-Denia”. ITGE-DPA (1992)
- TM “Mapa del agua de la provincia de Alicante”. DPA (1992)
- TM “Plan Hidrológico de la Cuenca del Júcar”. CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL JÚCAR (1995)
- TM Estudio de la contaminación de origen agrícola en aguas subterráneas de unidades hidrogeológicas detríticas. Cuenca del Júcar. Centro de Estudios Hidrogeológicos. DGOH-CEDEX (1995)
- TM La calidad de los recursos hídricos en la Comunidad Valenciana. ITGE-Generalitat Valenciana (1995)
- TM “Los recursos hídricos en la Comunidad Valenciana”. ITGE-Generalitat Valenciana (1996)
- TM “Análisis hidrogeológico del sistema de inyección de aguas residuales urbanas depuradas en la urbanización Cumbres del Sol. Benitachell (Alicante)” TEYGE, S.A. (1997)
- TM “Catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización. Predefinición del programa de actuación”. DGOHCA-ITGE (1997)
- TM “Calidad química y contaminación de las aguas subterráneas en España, período 1982-1993. Cuenca del Júcar”. ITGE (1997)
- TM “Calidad y contaminación de las aguas subterráneas. Propuestas de protección”. DGOHCA-ITGE (1998)
- TM “Programa de ordenación de acuíferos sobreexplotados / salinizados. Formulación de estudios y actuaciones”. DGOHCA-ITGE (1998)

- ™ “Programa de actualización del inventario hidrogeológico (P.A.I.H.). Análisis del conocimiento actual. Evaluación y programación de estudios en las cuencas intercomunitarias”. ITGE-DGOHCA (1999).
- ™ “Análisis previo de los resultados de las operaciones de recarga artificial en Orba, Jijona y Cuenca del Gorgos.” ITGE-DPA (1999)
- ™ “Análisis del estado actual de la regulación de los recursos hídricos de la Marina Baja. Reglas de operación y recomendaciones de gestión”. IGME-DPA (2000)
- ™ “Estudio de los recursos subterráneos de agua salobre en la zona sur de la Provincia de Alicante (III Fase)”. ITGE-DPA (2000)
- ™ “Evaluación y ordenación de recursos hídricos en la Marina Alta (Alicante). Alternativas y Directrices (1ª Fase)”. ITGE-DPA (2001)
- ™ “Estudios Geofísicos mediante Tomografía Eléctrica y SEDT en Parcent y Tárbenas.” DPA-IGT (2001)

Artículos

- ™ Aguado, R. Castro, J. M., Company y De Gea, G A., (1999) - Aptian bio-events-an integrated biostratigraphic analysis of the Almandich Formation, inner Prebetic Domain, SE Spain. *Cretaceous Research* (209, 663-683).Alfaro, P., Andreu, J. M., Estévez. A., Tent. J.E y Yébenes, a., (Eds.) (2004)- *Geología de Alicante, Libro guía de excursiones del XIII simposio de Enseñanza de la Geología*. Universidad de Alicante (Alicante), 267 p.
- ™ Castro, J. M., (1994) - Las Facies de las plataformas de carbonatos del Aptiense-Albiense al NE de la Provincia de Alicante. *Zona Prebética, Se de España. Geogaceta*, (15) 17-19.
- ™ Castro, J. M., y Ruiz-Ortiz., P. A. (1995) - Early Cretaceous evolution of the Prebetic zone in northeast Alicante province: the sierra de Seguli section. *Cretaceous Research* (16) , 573-598.
- ™ Castro. J.M., Company. M. de Gea G.A., Aguado, R. (2002) - Biostratigraphy of the Aptian-Middle Cenomanian Platform to basin domain in the Prebetic Zone of Alicante, SE Spain: calibration, between shallow water benthonic and pelagic scales. *Cretaceous Research* (22) 145-156.
- ™ Checa, B. Martín - Chivelert, K. Gräfe. (2004) - Latest Santonian to Upper Maastrichtian Plantonick foraminifera and biostratigraphy of the hemipelagic succession of the Prebetic Zone (Murcia and Alicante Provinces, Southeast of Spain). *Cretaceous Research* (25) 585-601.
- ™ Company. M., Garcia-Hernandez, M., López-Garrido, A. C., Vera, J. A. Wilke, H. (1982) - Interpretación genética y Paleogeografía de las turbiditas y niveles redepositados del

- Senoniense Superior en la sierra de Aixorta (Prebético externo, Provincia de Alicante). Cuadernos de Geología, 8. 545-562.
- ™ Company, M., Garcia-Hernandez, M., López-Garrido, A. C., Vera, J. A. Wilke, H. . (1982) - Análisis y distribución de facies del Cretácico inferior del Prebético en la provincia de Alicante. Cuadernos de Geología, 8. 563-578.
- ™ Estevez, A., López-Arcos, M., Castro, J. M., (1994) - Nuevos Datos sobre el Cretácico inferior de la provincia de Alicante. La serie de Castell de la Solana. Zona Prebética. Geogaceta, (15) 20-23.
- ™ Geel, T. (2000) - Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 155, 211-238.
- ™ Geel, T. (1995) - Oligocene to early Miocene tectono-sedimentary history of the Alicante region (SE, Spain): Implications for Western Mediterranean evolution. Basin Research, 7, 313-336.
- ™ Gibbons, W.; Moreno, T. (Eds.) (2002) - The Geology of Spain, Geol. Soc. (London), 649 p. Martínez del Olmo, W., Lere, G. y Suárez, J. (1985) - Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental. Trabajos de Geología. 1, 147-151.
- ™ Martínez del Olmo, W., Lere, G., Megías, A. G. (1982) - El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico superior de la Zona Prebética. Cuadernos de Geología, 8. 597-614.
- ™ Moseley, F. (1987) - A Geological Field Guide to the Costa Blanca, Spain. Geologists' Association Guide (London), 79 p.
- ™ Ruiz-Ortiz, P. A. y Castro, J. M., (1998) - Carbonate Depositional sequences in shallow to hemipelagic platform deposits; Aptian, Prebetic of Alicante (SE. Spain). Bulletin Societe Géologique France, 169,(1) 21-33
- ™ Vera, J.A. (Ed.) (2004) - Geología de España. Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España (Madrid), 890 p.

Cartografía:

- ™ Hojas de Benissa (822), Javea (823) Altea (848) Alcoy (821) Gandia (796). E: 1/50.000. Del SGN y del Servicio Cartográfico de Ejército. Cartografía Militar de España. Serie L).
- ™ Hojas: 848 I,II (Altea, Calpe). 822 I-IV (Orba, Pedreguer, Parcent, Benissa), 823 I y III (Javea, Benitachell), 821 (Castell de Castells, Planes). E: 1/25.000. Mapa Topográfico Nacional de España. Instituto Geográfico Nacional.

- ™ IGME serie MAGNA: 1980-2004. Hojas de Benissa (822), Javea (823) Altea (848), Alcoy (821), Gandía (796). Escala 1:50.000. Mapa Geológico de España. IGME.

ANEXOS

ANEXO 1

BASE DE DATOS DE INVENTARIO PARA PIEZOMETRÍA

ANEXO 2

RELACIÓN DE SONDEOS CON COLUMNA LITOLÓGICA ESTUDIADA

ANEXO 3

INFORME MUESTREO CAMPAÑA I

ANEXO 4

INFORME MUESTREO CAMPAÑA II

ANEXO 5

TESTIFICACIÓN GEOFÍSICA Y TOMA DE MUESTRAS EN SONDEOS PROFUNDOS