

ACUÍFEROS KÁRSTICOS COSTEROS. INTRODUCCIÓN A SU CONOCIMIENTO

Rafael Fernández Rubio*

Juan Carlos Baquero Úbeda**

Doctores Ingenieros de Minas

*Catedrático y ** Profesor Asociado. E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid

*Presidente y **Jefe de Proyectos. FRASA Ingenieros Consultores

David Lorca Fernández***

Julio Verdejo Serrano****

Ingeniero Técnico de Minas e *Hidrogeólogo

Ingenieros de Proyectos. FRASA Ingenieros Consultores

Correo electrónico: proyectos@frasaingenieros.com

RESUMEN

Los acuíferos kársticos costeros presentan gran interés por sus importantes recursos y, frecuentemente, por ubicarse en zonas de gran demanda de agua. En estos acuíferos litorales tienen lugar procesos geoquímicos, que pueden acelerar el incremento de la permeabilidad secundaria, a través de disolución de conductos kársticos. Por otra parte, las oscilaciones del nivel del mar, durante periodos glaciares e interglaciares, han condicionado la presencia de esos conductos de circulación bien suspendidos o bien sumergidos bajo el mar. La gestión del agua en estos acuíferos es muy interesante, pero presenta dificultades especiales, por el riesgo de intrusión salina. Esto ha motivado esfuerzos notorios en la mejora del conocimiento del karst costero, y de las técnicas de captación.

Palabras clave

Hidrogeología kárstica; acuíferos costeros; intrusión marina; corrosión; manantiales salobres; protección de acuíferos.

ABSTRACT

The coastal karst aquifers present great interest by their important water resources and, frequently, to be located in zones of great demand of water. In these aquifers take place geochemical processes, that can accelerate the increase of the secondary permeability, through dissolution of karst conduits. On the other hand, the sea level oscillations, during glaciers and interglaciers periods, are conditioned the presence of suspended or submerged conduits of water circulation under the sea. The water management in these aquifers is very interesting, but presents special difficulties, by the risk of saline intrusion. This has motivated well-known efforts in the improvement the knowledge of coastal karst, and the techniques of pick up.

Key words

Karst hydrogeology; coastal aquifers; sea water intrusion; corrosion; brackish spring; water protection.

INTRODUCCIÓN

Los acuíferos kársticos se pueden desarrollar en rocas solubles, en cualquier ámbito, desde zonas de alta montaña hasta el nivel del mar, siempre que se den adecuadas condiciones geológicas (litológicas y estructurales), climáticas y morfológicas. Conviene no obstante resaltar que la distribución geográfica de las rocas karstificables no es regular sobre la superficie de la tierra, y tiene muy buena representación en el hemisferio Norte entre los paralelos 30° y 50° (Komatina, 1975).

Si nos ceñimos a Europa, de sus 10.606.782 km² en un 29% (3.050.000 km²) afloran materiales carbonatados (Biondic y Bakalowicz, 1975), muchos de ellos situados a lo largo de la orla costera (figura 1).

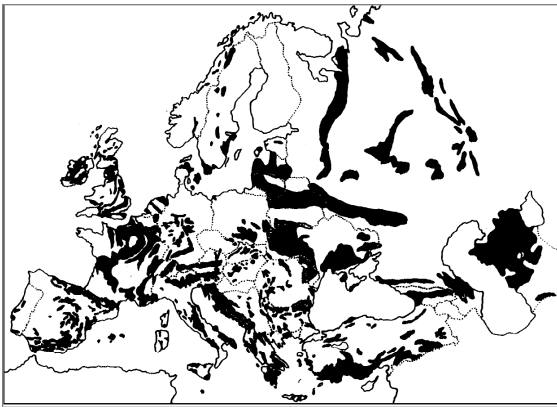


Figura 1. Afloramientos de rocas carbonáticas en Europa (Biondic y Bakalowicz, 1975).

Por lo que respecta a España, los afloramientos de rocas carbonáticas ocupan 112.650 km² (Biondic y Bakalowicz, 1975), lo que supone un 22,3% de sus 504.750 km² de superficie, parte de ellos relacionados con varios miles de kilómetros de costas. En la figura 2 se reflejan las áreas kársticas en España, y se evidencia la localización de una serie de ellas en ámbitos costeros.

En este trabajo nos vamos a circunscribir a la caracterización de este karst costero, cuyas singularidades son consecuencia de su contacto con

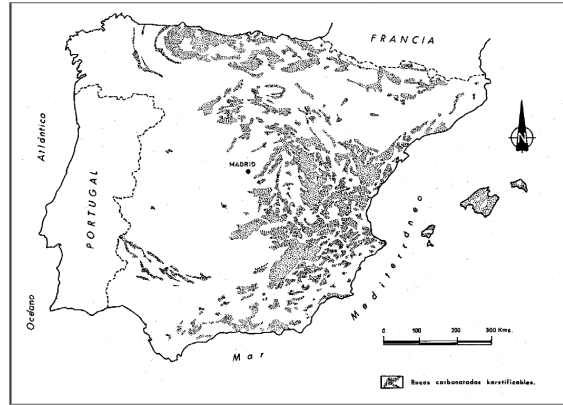


Figura 2. Afloramientos de rocas carbonáticas karstificables en España (Durán, et al. 1989).

el mar, y vamos a poner el énfasis en sus aspectos particulares, sin abordar aquellos otros comunes con el resto de sistemas kársticos.

Ante todo hay que destacar el interés económico de estos acuíferos, muchos de cuyos recursos se descargan al mar, en forma de aguas salobres, mezcladas con las aguas marinas, al tiempo que se produce la entrada del agua salada tierra adentro, y no podemos olvidar que la mezcla de sólo un 2% de agua de mar con el agua dulce provoca serios problemas para su utilización, y si se alcanza el 5% de mezcla ya se hace inadecuada para casi todos los usos (ITGE, 1989).

Por lo que respecta a España, algunos de sus acuíferos costeros sufren ya, de manera local, zonal o generalizada, los efectos de la intrusión salina, según se refleja en la figura 3, compuesta a partir del Libro Blanco de las Aguas Subterráneas (MINER y MOPTMA, 1994).

No pretendemos un estudio exhaustivo, dada el gran volumen de información acumulada, sobre estos acuíferos; por otra parte este trabajo es un avance de un estudio más completo, en curso de realización, por los firmantes de este trabajo, del que ya anticipamos con anterioridad una síntesis más breve (Fernández Rubio, et al. 2002).

Finalmente hay que señalar que, si bien la identificación y análisis de las áreas kársticas costeras es el referente más inmediato, no podemos olvidar que, a lo largo de la historia geológica, en

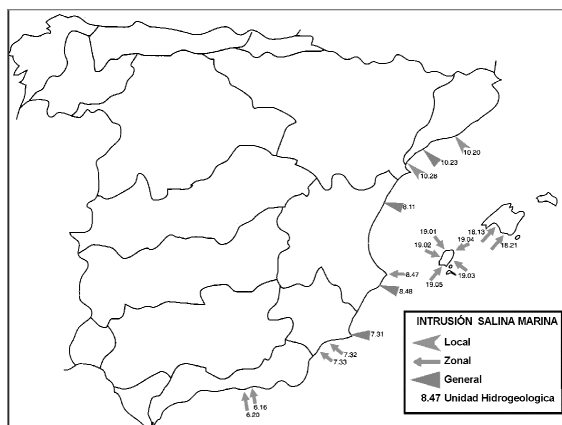


Figura 3. Problemas de intrusión marina en acuíferos kársticos costeros del litoral español (MINER y MOPTMA, 1994. Modificada).

muchas áreas hoy emergidas o soterradas se dieron en el pasado condiciones costeras, con evidencia de paleokarstificación. Así, por ejemplo, en los alrededores de Avilés (Asturias), se reconoce hoy una amplia rasa, que responde a una paleosuperficie subhorizontal, que fue karst costero. Lo que acontece es que, dada la rápida evolución geológica de estos procesos, a veces son difíciles de reconocer esas condiciones paleokársticas. Por ello, nos vamos a referir al karst costero actual y, dentro de él, al formado por materiales carbonatados, por ser los de mayor interés hidrogeológico.

CONDICIONES LITOLÓGICO-ESTRUCTURALES

En ámbitos marinos se han depositado, a lo largo de la historia geológica, muchas formaciones carbonatadas que, tras su sedimentación, han emergido sobre el nivel del mar. Estos materiales pueden aflorar sin cobertera o con muy escaso recubrimiento, quedando expuestos en condiciones de homoclinal, a los procesos de karstificación. Es, por ejemplo, el caso de la llanura Nullabar en el Sur de Australia, o la costa de Los Doce Apóstoles en Victoria (Australia), o el Norte de la Península de Yucatán, México (LeGrand y LaMo-

reaux, 1975), o la costa del Algarve occidental, Portugal.

Pero, indudablemente, los materiales karstificables en ámbitos costeros pueden responder a cualquier condición estructural, que puede ir desde llanuras costeras elevadas (como en la zona de Nerja, Málaga), hasta áreas moderada o fuertemente tectonizadas; y estos materiales pueden ser aflorantes o estar recubiertos (con mayor o menor espesor) por otros que no sean karstificables. Por otra parte el material karstificable (prioritariamente carbonático), puede presentar una permeabilidad primaria (como las calcarenitas miocénicas de la costa del Algarve), o una permeabilidad secundaria, por fisuras, fracturas y conductos de disolución.

En todo caso hay que señalar que, en los ámbitos kársticos costeros, los procesos de disolución pueden desarrollarse desde una profundidad cutánea, de apenas algunos metros, hasta profundidades de centenares de metros, dentro de la franja saturada. Esto último es frecuente como consecuencia de circulación sifonante, y podría ser el origen, por ejemplo, de los grandes conductos kársticos localizados en las calizas del Aptense de la Mina de Reocín (Galería del Agua), a más de 150 m bajo el nivel del mar, o el de los tantos conductos de disolución atravesados en sondeos de captación, en áreas costeras.

OSCILACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL CUATERNARIO

En los ámbitos costeros las fluctuaciones del nivel del mar han provocado modificaciones muy sensibles, que han sido bien estudiadas. Los cambios en el nivel de base, debidos a procesos tectónicos o glacioeustáticos, han dado lugar a desplazamientos verticales de la franja de transición agua dulce – agua salada, con reflejo en procesos de disolución localizados a diferentes alturas. En este sentido la principal fase de disolución kárstica costera se inicia en el Terciario-Paleógeno y se continúa hasta nuestros días.

Tal vez uno de los aspectos al que se ha dedicado más atención, en los sistemas kársticos costeros, es el relativo a la incidencia de las oscilaciones del nivel del mar durante los episodios glaciares e interglaciares, que se han venido sucediendo desde el Pleistoceno (fluctuaciones glacioeustáticas), habiendo oscilado desde -130 m durante periodo glaciario, hasta +90 m durante período cálido interglaciario. En el caso del Mediterráneo las oscilaciones de nivel se reflejan en la figura 4.

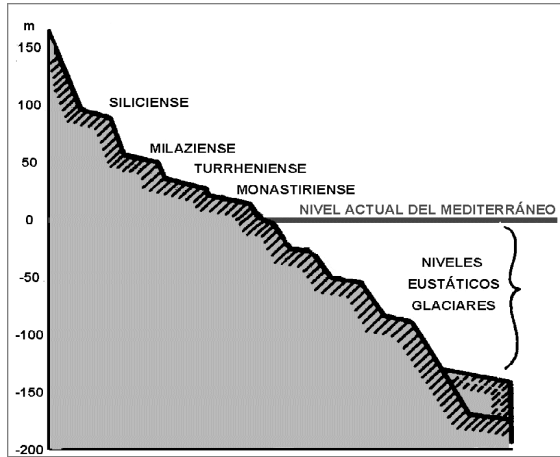


Figura 4. Oscilaciones del nivel del mar Mediterráneo durante el Cuaternario (Mijatovic, 1986).

Es de señalar que ya se produjo una karstificación importante con las primeras regresiones cuaternarias del mar en el Riss, y que en la última regresión Würm 2, el nivel del mar descendió a la cota -100 con respecto al nivel actual (Mijatovic, 1986).

En un karst costero, estas oscilaciones del nivel del mar se traducen en oscilaciones de la superficie freática (figura 5) y, por supuesto, del nivel de karstificación intensa, que se corresponde por una parte con la franja de fluctuación piezométrica y, por otra parte, con la zona de mezcla agua salada – agua dulce.

Son muy numerosos los estudios que se han realizado en el karst costero español, por la importancia económica de esas áreas costeras.

Un buen ejemplo se presenta en el ámbito de la Cornisa Cantábrica. Hoyos y Herrero

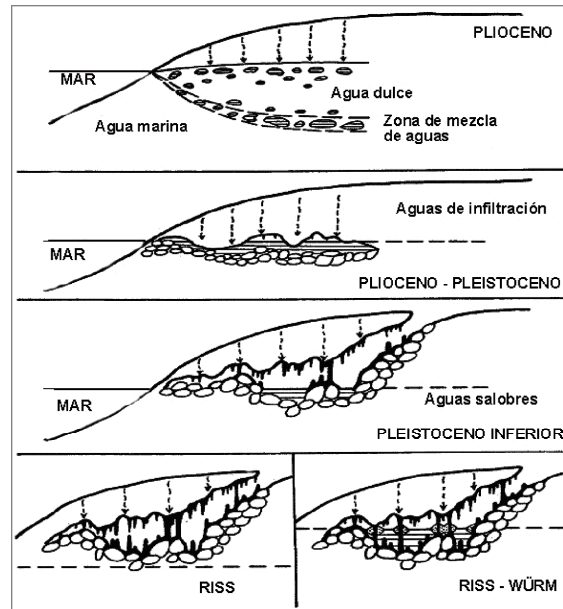


Figura 5. Secuencia evolutiva para ciertas cavidades de la isla de Mallorca (Ginés, 2000).

(1989) resaltan la íntima relación, en la remodelación kárstica pleistocena, con los movimientos positivos y negativos del nivel del mar. En todo este litoral carbonatado, tanto Paleozoico como Mesozoico, se presentan procesos mixtos marinos y continentales, con su mejor representación entre Ribadesella y Unquera, donde al karst Neógeno se superponen etapas de remodelación kárstica continental y marina, incrementándose la importancia de estas últimas tanto al aproximarnos a la costa y descender de cota. A pesar de ello son escasas las cavidades que conservan la impronta erosiva y los depósitos marinos, sobre todo los más antiguos, por haber sido erosionados en las etapas continentales o marinas posteriores. Citan como caso demostrativo las Cuevas del Mar, donde, a una etapa de karstificación continental sigue otra de remodelación marina, con sedimentación de cantos y arenas marinas, correspondientes al nivel marino +2,0 / -2,5 m, atribuido al último glaciario. Posteriormente este nivel se cementó durante la etapa continental siguiente (Würm), e incluso en algún punto está unido al techo de la cavidad por espeleotemas, estando actualmente en fase de desaparecer por la acción del mar.

Además de estos procesos pleistocenos, se documentan los que han tenido lugar en relación con la transgresión postglaciar del Holoceno, en la que el mar invade de nuevo cavidades que últimamente habían estado bajo condiciones continentales (Hoyos y Herrero, 1989). Se producen de nuevo remodelaciones internas y externas de la morfología, por disolución-corrosión, con formación de un lapiaz de pequeñas cúpulas adosadas entre sí, con aristas irregulares y agudas. A la vez se dan procesos erosivos y/o deposicionales de sedimentos marinos litorales, que marcan el máximo transgresivo holoceno en las Cuevas del Mar (+1,5 m).

Otro aspecto a destacar, en la Cornisa Cantábrica, es la formación de "bufones" o surtidores de agua del mar, por conductos más o menos verticales, debidos a la compresión del aire interior por el embate del oleaje (Llanes, Suances, etc), creando en la salida un embudo de corrosión, debido al efecto spray que sufre el agua.

Zona también bien estudiada es la correspondiente a la Cordillera Costero Catalana (Freixes, 1989; Bosch, et al. 1990), y de manera concreta el macizo carbonático de Garraf-Ordal, integrado por una secuencia de calizas y dolomías del Cretácico, con calcarenitas del Mioceno, en contacto con el mar. En este macizo hay un desarrollo espectacular de formas exokársticas (campo de dolinas de Campgrás), y endokársticas con más de 300 cavidades, en su mayor parte en forma de simas, entre las que destacan: l'avenc de l'Esquerrá (205 m), l'avenc dels Esquirols (210 m), l'avenc del Bruc (118 m), l'avenc de la Silvinota, etc. Estas formas responden a una karstificación pretérita y pueden considerarse como integrantes de un paleokarst. Las escasas cavidades de desarrollo horizontal, como cova Bonica y la surgencia de La Falconera (figura 6), se pueden relacionar con las zonas inundadas, condicionadas por el nivel del mar.

Interés especial tiene todo el conjunto de las islas Baleares (Ginés y Ginés, 1989), en las que abundan las áreas kársticas, con todas las morfologías exokársticas (lapiaz, dolinas, grandes depresiones) y endokársticas (cavidades vertica-

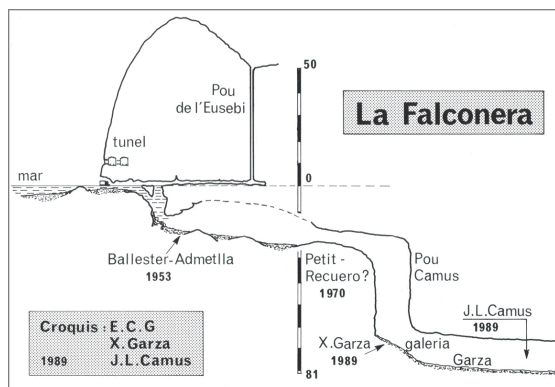


Figura 6. Corte esquemático de La Falconera, en el macizo de Garraf, de acuerdo con diferentes inmersiones (Cardona i Oliván, 1990).

les, formas de drenaje superficial, cavidades de desarrollo clástico). Indudablemente muchos de estos sistemas pueden considerarse costeros y, de una forma o de otra, tienen condicionantes impuestos por esa proximidad al mar. Es precisamente la Serra de Tramuntana, que se extiende a lo largo del borde noroccidental de la isla de Mallorca, la que presenta un mosaico completísimo de morfologías kársticas (figura 7), con depresiones de control estructural, cañones, campos de dolinas, sumideros, abundantes formas de lapiaz y, por supuesto, con un catálogo amplísimo de formas endokársticas.

Es de destacar, en la isla de Mallorca, la presencia de lagos de aguas salobres (Coves del Drac, en Manacor), establecidos en correspondencia con el actual nivel marino (Ginés y Ginés, 1989). Por otra parte, en muchas cavidades de las Baleares (por ejemplo en el Migjorn mallorquí y menorquí, o en las cuevas de Formentera) juega un papel genético muy importante la mezcla entre agua dulce / agua salada (Ginés y Ginés, 1989), cuya trascendencia espeleogenética ha sido puesta de manifiesto en numerosísimos karst costeros en el mundo.

En el karst de las Baleares la evolución de los niveles de base del mar ha dado lugar a frecuentes interferencias de los procesos litorales y kársticos. Aquí, al igual que en otros casos, los sedimentos depositados, los aportes paleontológicos, y la datación isotópica de los espeleotemas,

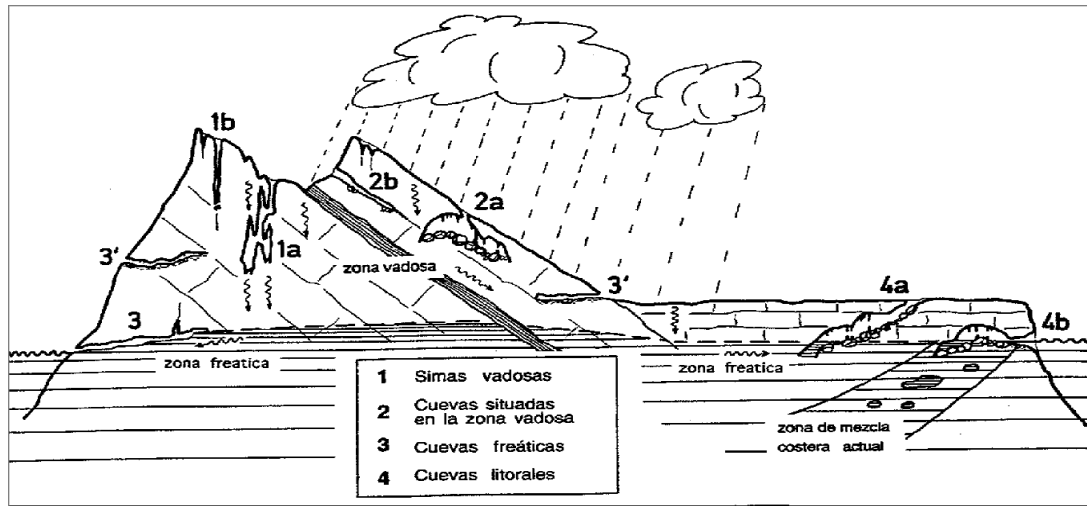


Figura 7. Representación esquemática de los tipos de cavidades en Mallorca (Ginés, 1995, 2000).

aportan precisiones muy notables a las fluctuaciones del Mediterráneo, durante el Pleistoceno. Ginés y Ginés (1989) han establecido una perfecta correlación, para los últimos 250.000 años, entre las edades aportadas por las muestras y los estadios de nivel marino, establecidos a partir del registro marino de isótopos de oxígeno. Al interglacial Mindel-Riss corresponden alineaciones de espeleotemas freáticos observados por encima de los 30 m, sobre el actual nivel del mar.

Cuando se produce un aumento del nivel del mar, en su interacción con un acuífero kárstico, se pueden formar los denominados "blue holes" (agujeros azules), fundamentalmente en acuíferos activos en época reciente (Pleistoceno), con dolinas relacionadas con galerías activas que alimen-

tan a surgencias costeras; al elevarse el nivel del mar, las antiguas dolinas se convierten en surgencias submarinas según el esquema reflejado en la figura 8 (Civita et al. 1989).

Numerosos ejemplos de estas surgencias se citan en la literatura kárstica, destacando en Italia los "salmastres" de la costa de Puglia y del Golfo de Tarento; los de la isla de Andros, en Grecia; y los de Barbados, Bahamas y Yucatán, en las costas caribeñas, donde la profundidad de los conductos kársticos puede superar los 90 m bajo el nivel del mar.

En los casos citados, la existencia de estalactitas y estalagmitas, presentes en las referidas galerías inundadas, permiten, mediante datación, establecer la edad de las oscilaciones del nivel del mar.

Por el contrario, si el karst costero es muy antiguo, y ha estado sujeto a una historia evolutiva muy compleja, se puede producir la "evolución inversa" (Perna, 1994), representada por la colmatación de los conductos del endokarst inicial, y la reactivación de un karst actual a cotas más elevadas. Perna cita el caso de la gruta de Cuccuro Tiria, en la cuenca minera de Iglesias (al Sur de Cerdeña), que muestra un caso muy notable de esta evolución (figura 9).

En dicha región el karst se desarrolló desde el Cámbrico hasta el Trías, sin interrupción, y se

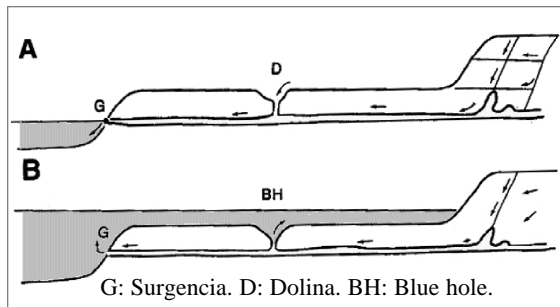


Figura 8. Efectos de los movimientos eustáticos en el funcionamiento de karst costero (Civita et al. 1989).

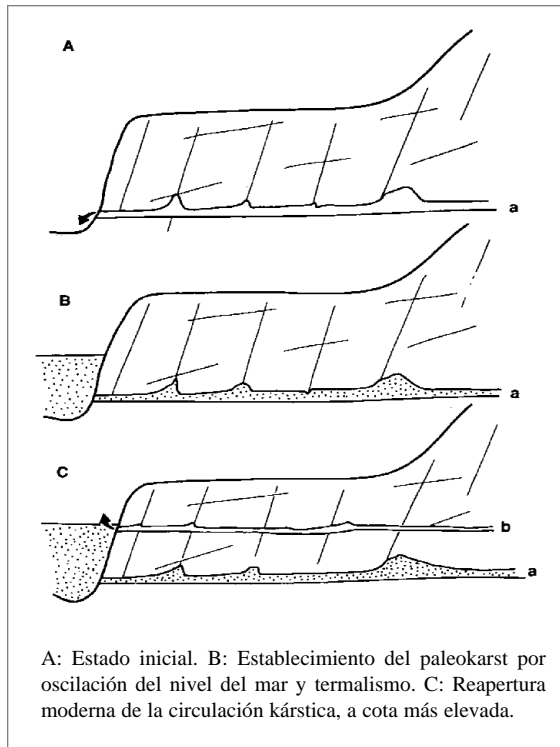


Figura 9. Evolución inversa de un karst (Perna, 1994).

colmató durante el Eoceno-Oligoceno, convirtiéndose en paleo-karst; numerosos episodios hidrotermales, aun hoy día activos, lo mineralizaron con diferentes paragénesis, al tiempo que se desarrollaba el sistema actual de drenaje.

GEOMORFOLOGÍA EPIGEA E HIPOGEA

El modelado epigeo del karst costero puede caracterizarse por la presencia de lapiaz costero, calas y cavidades. En la formación del lapiaz actúa tanto la disolución de la roca y la meteorización mecánica como, en gran medida, al medio biológico implantado. Por su parte las calas se deben tanto a la inundación eustática de antiguos cursos fluvio-torrenciales, como a mecanismos de colapso y dinámica litoral, todo ello bien relacionado con la fracturación y karstificación existente. Las cavidades costeras y submarinas, pueden

deberse a la acción erosiva del mar, pero el papel fundamental lo juega la geoquímica de la zona freática, de mezcla entre agua dulce y salina, combinada con el propio drenaje subterráneo hacia el mar.

Como consecuencia de las variaciones del nivel del mar, es frecuente que, con su elevación, muchos fondos de dolinas, formadas en la franja de aireación, se encuentren bajo el nivel del agua. Esto ha ocurrido, por ejemplo, con las grandes variaciones de nivel del mar durante el Pleistoceno, de tal manera que ahora numerosas dolinas y simas aparecen inundadas decenas de. Así acontece, por ejemplo, en el acuífero Terciario de Florida o del Sureste de Georgia, USA (LeGrand y LaMoreux, 1975) y, de manera muy espectacular, en los cenotes de la costa de Yucatán y de Tailandia.

En relación con estas variaciones del nivel del mar, han sido bien estudiadas las cristalizaciones epiacuáticas (aquellas que se producen en la superficie del agua), por ejemplo en las islas Baleares (Pomar, 1989). Estas cristalizaciones se generan por la difusión del CO_2 en la interfase agua-aire, por lo que la zona de sobresaturación corresponde exactamente a la superficie del agua. Estas cristalizaciones, existentes en ciertas cuevas costeras, adquieren un interés especial, en tanto constituyen un valioso registro de las sucesivas posiciones del nivel del mar. En la cueva de Sa Bassa Blanca es donde se ha reconocido el mejor y más completo conjunto, con grupos de bandas que aparecen desde la cota +35 hasta la -15, respecto al actual nivel del mar.

HIDRODINÁMICA DE ACUÍFEROS COSTEROS

Como en cualquier karst el funcionamiento hidrodinámico está controlado por la red de fracturas, que favorece, por disolución, franjas de permeabilidad preferente, en este medio anisotrópico.

Por otra parte, todo sistema kárstico puede ser considerado como activo o inactivo. Los sistemas costeros en general son activos, excepto

cuando son muy reducidas las posibilidades de recarga, las de descarga, la permeabilidad o la carga hidráulica (LeGrand y LaMoreux, 1975).

Cuando el karst está activo tiende a desarrollarse una circulación acuífera subterránea muy característica, creadora de todas las formas de circulación epigea, que fácilmente pasan de condiciones de flujo laminar a flujo turbulento. En todo caso una característica hidrodinámica bien consensuada, en estos acuíferos, es la doble permeabilidad, consecuencia de la simultaneidad de ambas condiciones, con circulación por microfisuras y por conductos.

Un hecho bien específico, en estos sistemas litorales, es el relativo a que las variaciones del nivel de base, impuesto por el mar, tanto climáticas como tectónicas, son un condicionante heredado de las paleosurgencias submarinas. Este hecho, común para los sistemas costeros, se acompaña de una zona de mezcla agua dulce - agua salada, que se ve acompañada de una especial agresividad (figura 10).

En este sentido hay que señalar que, en regiones costeras, la típica curva de variación del

volumen de huecos y circulación acuífera, con la profundidad (Sánchez de la Torre, et al. in Llopis, 1970) presenta una morfología singular. En general, en el karst, se observa un incremento de la probabilidad de encontrar huecos al acercarnos a la franja de fluctuación del nivel piezométrico, para luego descender esta probabilidad dentro de la franja saturada. En los acuíferos costeros la singularidad es que se produce un nuevo incremento de la permeabilidad secundaria, al aproximarnos a la zona de mezcla agua dulce / agua salada (figura 11). Esto se debe a que, frecuentemente, cuando se ponen en contacto dos tipos de aguas saturadas, respecto a rocas carbonatadas, el resultado de mezcla es, generalmente, un agua subsaturada respecto a la calcita y dolomita, con mayor poder de disolución (Hanshaw y Back, 1979).

No obstante hay que señalar (Wigley y Plummer, 1976) que la mezcla de agua dulce y de agua de mar puede ser infrasaturada con respecto a la calcita (agua agresiva), o sobresaturada (precipitación de carbonato cálcico); incluso, la mezcla puede producir intercambios químicos con la roca almacén (dolomitización). Para adecuadas

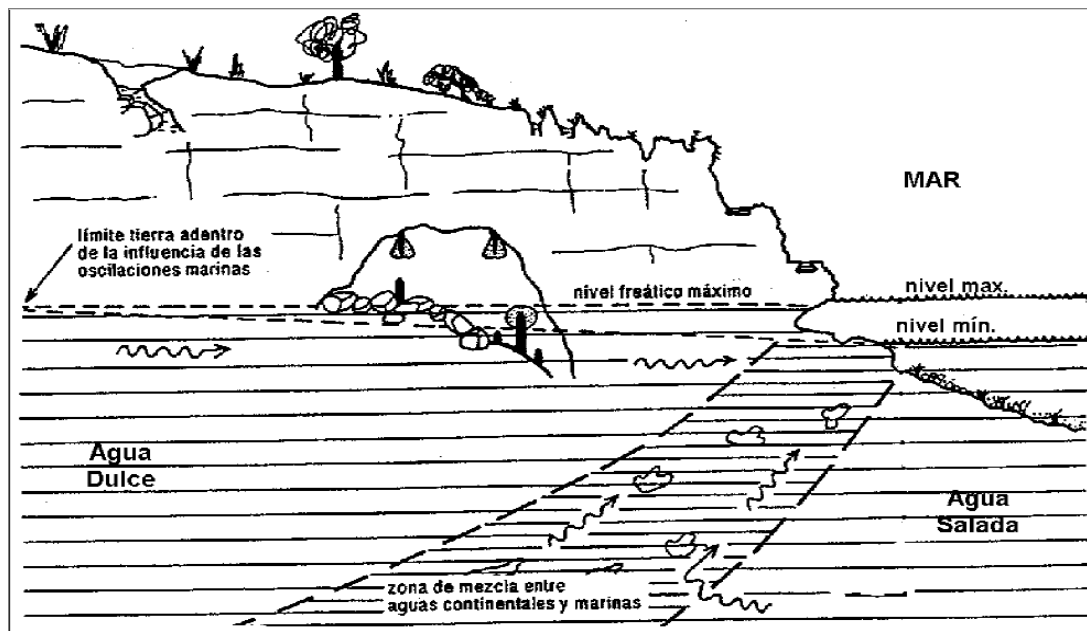


Figura 10. Sección esquemática de una costa en materiales calizos (Ginés, 2000).

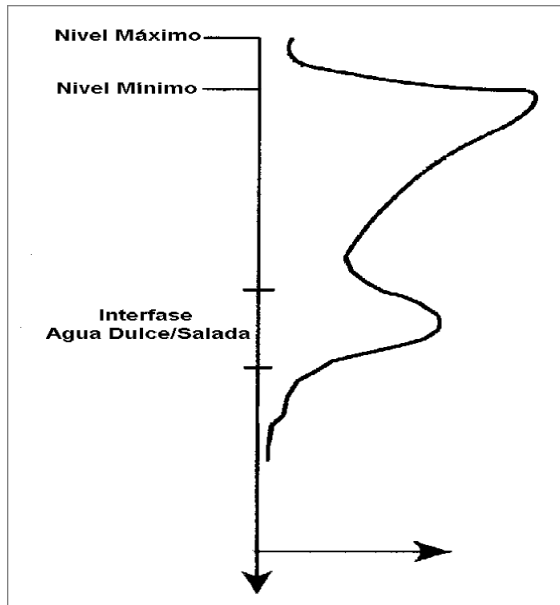


Figura 11. Incremento de la disolución y permeabilidad en función de la profundidad y presencia de interfase agua salada / agua dulce (LeGrand y LaMoreaux, 1975, modificado).

proporciones de mezcla se produce una disolución importante de las rocas carbonatadas, y esto ocurre en la parte superior de la franja de transición agua dulce – agua salada.

RECURSOS HIDROGEOLÓGICOS

Los acuíferos kársticos costeros constituyen, frecuentemente, almacenamientos hidrogeológicos de gran interés, por los recursos que pueden aportar, si bien la utilización de sus reservas puede provocar graves riesgos, como consecuencia de la intrusión salina.

Por referirnos a algunos casos concretos podemos señalar la descarga de agua subterránea al mar, procedente de la unidad hidrogeológica del Maestrazgo (Castellón), que se produce a través de la Sierra de Irta, entre las poblaciones de Peñíscola y Alcocéber, con una descarga media comprendida entre 100-200 hm³/a.

En este sistema la explotación directa del acuífero se cifra en, tan sólo, 5 hm³/a, en un enclave con fuerte demanda y pluviometría media de

600 mm/a (Serrano, et al. 1995). Los materiales que componen dicha serranía, están integrados mayoritariamente por rocas carbonatadas del Jurásico (calizas, calizas dolomíticas y dolomías del Lías-Kimmeridgiense inferior, con espesor medio de 600 m en Irta), y del Cretácico (calizas bioclásticas y micríticas del Albiense-Cenomaniense, poco desarrolladas en este sector), y la permeabilidad principal se debe a la fisuración-karstificación.

Otro sector bien documentado es el del Llano de Inca-La Pobra (isla de Mallorca), que se desarrolla longitudinalmente, a lo largo de 35 km, desde El Portol-Santa María del Camí (150 m s.n.m.) hasta la bahía de Alcudia. Se trata de un área con fuerte implantación agrícola (regadíos) y turística, con un acuífero carbonatado del Lías, Messiniense y Plioceno, recubierto por Cuaternario. En este caso la descarga al mar es de escasa cuantía (2-4 hm³/a), debido a la existencia de la Albufera de Alcudia que intercepta la mayor parte del flujo vertiente (30 hm³/a). La explotación del recurso subterráneo se cifra en 40 hm³/a, con una recarga estimada en 80-90 hm³/a, producida a través de lluvia directa, infiltración desde torrentes, excedentes de riego e infiltración de aguas residuales urbanas (Sahún, et al 1995).

Por su parte el acuífero costero de Benissa (Alicante), perteneciente a la zona Prebética, es un sistema complejo constituido, principalmente, por calizas del Cretácico y Oligoceno, con espesor de hasta 500 m, y 300 km² de extensión. La existencia de intercalaciones impermeables (margas) y la fracturación existente, dividen el acuífero en una serie de bloques hidrogeológicamente independientes. El sistema presenta una intensa karstificación, con importantes conductos endokársticos, abiertos desde la línea de costa (cueva de Moraig), que constituyen vías de circulación acuífera rápida, generadas a favor de la fisuración del macizo (la porosidad eficaz (1,4 a 10%) es muy dispar, a consecuencia de la heterogeneidad y anisotropía del medio). Aproximadamente 7 hm³/a de agua son extraídos por bombeo, mientras que, de forma natural, se produce descarga lateral hacia torrentes o circulación submarina hacia el mar (13-45 hm³/a), dependiendo de las lluvias registradas (Calaforra, et al. borrador 2000).

Otro caso, que se puede citar, es el del acuífero de las Serres de Llevant (isla de Mallorca), desarrollado en dolomías del Lías inferior, con transmisividad variable entre 10-300 m²/d que, en determinados puntos, alcanza hasta los 2.000 m²/d, con un gradiente relativamente importante de 1-5,5%. La recarga de esta reducida unidad se estima en 25 hm³/a (lluvia media 500-700 mm/a), produciéndose su descarga tanto a través de flujos difusos hacia los materiales detríticos o carbonatados vecinos, como directamente al mar. El sistema está sometido a un intenso bombeo para abastecimiento urbano y agrícola (20 hm³/a) (Calaforra, *et al.* borrador 2000).

Custodio (1988) cita también al Bloque de Gaià, en Cataluña, integrado por calizas, calcarenitas y margocalizas, fracturadas y karstificadas, donde se ha producido la salinización de numerosos pozos, lo que ha obligado a trasladar los puntos de captación hacia el interior del macizo. Igualmente aporta también alguna información sucinta relativa a otros dos acuíferos kársticos costeros: Macizo del Cardó-Vandellós, y Montsià.

Frente a estos ejemplos, de acuíferos de gran entidad, existen otros de recursos mucho más limitados, pero de gran interés económico. Es el caso, por ejemplo, de las islas de coral, principalmente en los océanos Pacífico e Índico. En estos atolones se consigue captar el agua dulce, existente en forma de lentejones. Se trata de un recurso muy frágil, que debe ser captado con técnicas muy cuidadosas, para poder convertirse en un recurso seguro. Se trata de acuíferos con variaciones de nivel piezométrico, y de la interfaz, como consecuencia de la recarga por lluvia, y de las extracciones, con una protección mínima, dada la muy elevada permeabilidad del arrecife.

En muchas de estas islas la pluviometría es muy elevada, y el nivel del agua se encuentra apenas a uno o dos metros bajo la superficie. En el caso del atolón de South Keeling el acuífero consiste en varios centenares de metros de espesor de coral (figura 12), en los que se ha desarrollado una intensa karstificación, durante la emergencia que tuvo lugar con motivo del último periodo interglacial (hace 120.000 años) (Falkland, 1994).

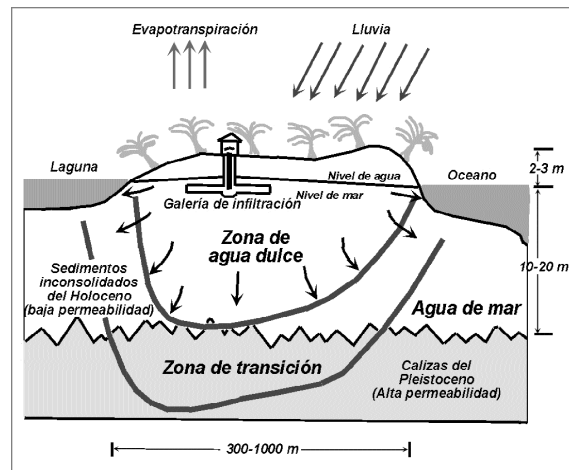


Figura 12. Corte hidrogeológico en una isla de coral (Zoppou *et al.* 1994; in Falkland, 1994).

Mediante un cuidadoso balance hídrico diario, se ha podido cuantificar el significativo efecto de la evapotranspiración producida por los cocoteros (transpiración de 70 a 130 l/d/árbol), y se ha podido estimar que el 20% de la recarga media anual puede ser extraído en condiciones de seguridad, por lo que ha sido definido el caudal explotable en el 17%; la evolución de la salinidad confirma que esta explotación es aceptable. El sistema de captación consiste en galerías o sondeos horizontales, situados justo bajo el nivel medio del mar (cota - 0,30 m), conectados a un pozo central de bombeo, con fondo hormigonado (figura 13).

Por supuesto a nivel mundial son numerosísimos, y muy ilustrativos, los estudios realizados para evaluar los recursos hidrogeológicos de los acuíferos kársticos costeros, y la información de ellos derivada.

SURGENCIAS SUBMARINAS

Durante los periodos fríos del Pleistoceno y del Cuaternario, tuvo lugar una circulación y disolución activas a cotas ligeramente por debajo del actual nivel del mar. En el periodo interglacial, en el que nos encontramos, muchas grandes surgencias submarinas son consecuencia de esa elevación del nivel del mar. Este es un fenómeno

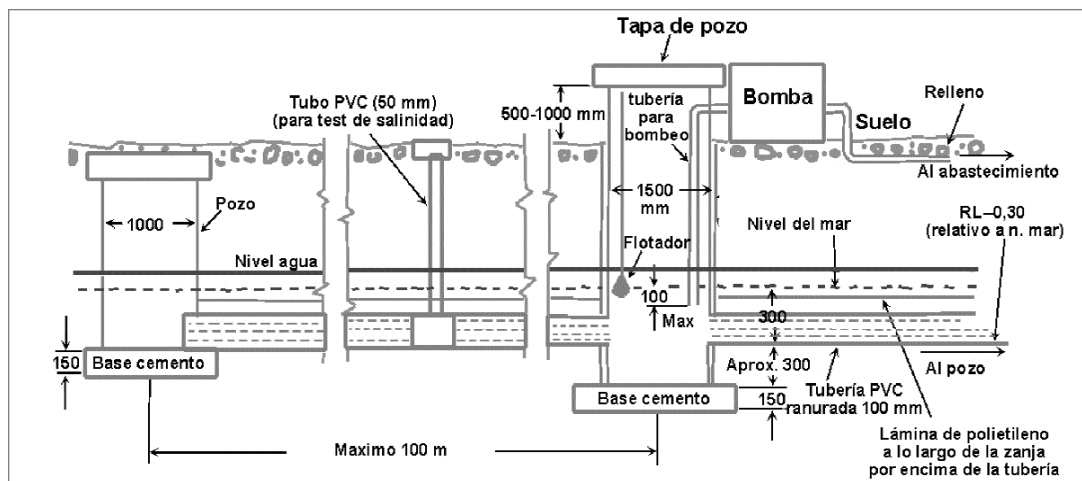


Figura 13. Sección de una captación en un atolón (Falkland, 1994).

generalizado, con ejemplos muy bien estudiados en el Mediterráneo, en las costas de Florida (USA), y en muchos otros lugares del mundo.

Ejemplos muy notables de este tipo de surgencias submarinas están identificadas en las costas del Líbano (por ejemplo las calizas turonienses de la Checa, referenciadas por Mijatovic, 1975), Grecia, Eslovenia, Francia, ... En España una de las más famosas es La Falconera, en el macizo de Garraf, en las Cordilleras Costeras Catalanas (Freixes, 1989), con descarga del orden de 500 l/s (Custodio, 1988), pero también podemos citar las salidas visibles de Alcocebre y Peñíscola (Castellón), con descarga de 60 hm³ en años húmedos (Giménez y Morell, 1988).

Mención especial merece el conspicuo comportamiento de la isla de Cefalonia (Grecia), enteramente caliza, donde existe una circulación kárstica entre Argostoli y Sali, de 14 km de recorrido en línea recta, que cruza toda la isla en un tiempo de 16 horas (comprobado en 1982 con trazado de fluoresceína). Esta circulación se desarrolla sumiéndose el mar directamente en la costa (katabotre, poner equipado), saliendo por el otro lado de la isla. El mecanismo hidráulico se debe a la infiltración del agua de lluvia, que diluye al agua marina tras penetrar ésta en el sumidero, de manera que el caudal surgente, al otro lado de la isla, es tanto mayor cuanto más grande es el gra-

do de dilución sufrida por el flujo marino en su trayecto.

Mijatovic (1986) esquematiza muy bien el comportamiento de la zonación salina en los acuíferos kársticos costeros (figura 14), poniendo en evidencia las diferencias con los sistemas detríticos, consecuencia de su heterogeneidad y anisotropía, pero también de las amplias variaciones estacionales de su piezometría:

- El agua de mar ("acuífero" infinito), con nivel potenciométrico (carga hidráulica) casi constante (variaciones debidas a las mareas y al oleaje), penetra en la red kárstica por los conductos más profundos, con un caudal que es función inversa de la carga de agua dulce.
- El agua dulce, procedente de la alimentación próxima o lejana, tiende a circular hacia la surgencia más próxima y más elevada, en la franja más superficial de la red kárstica, por encima de la cuña salada.

Se puede decir que el agua del mar juega el papel, en cierto modo, de "tapón" y freno a la salida del agua dulce, pero, finalmente, el flujo es función de la carga hidráulica del agua dulce, y de las características de los conductos kársticos, y varía en función de la recarga (precipitaciones, infiltraciones de aguas superficiales o aportes desde otros acuíferos). Otro factor con influencia

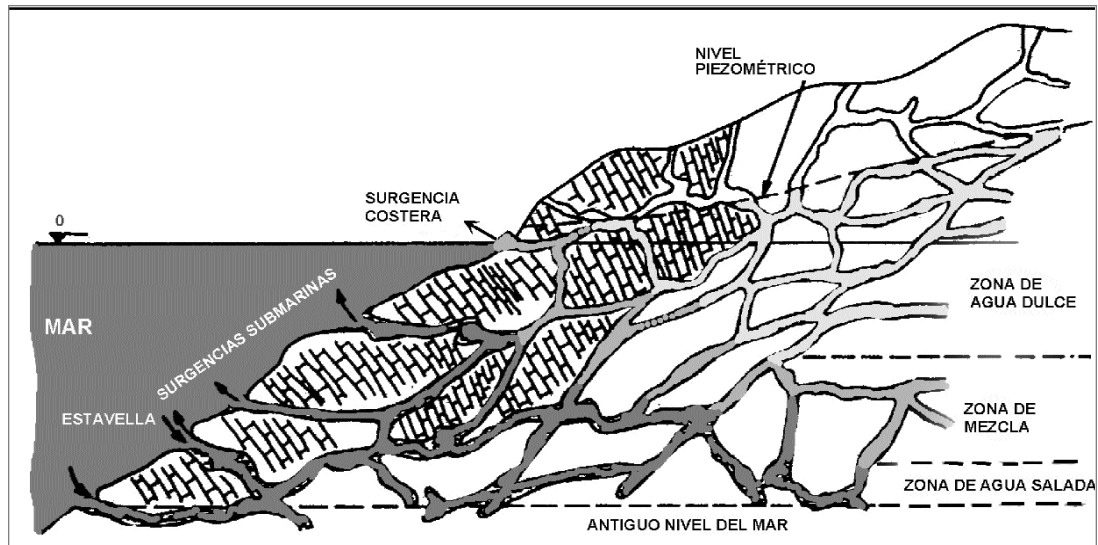


Figura 14. Esquema de la circulación kárstica en zona litoral kárstica (Mijatovic, 1986).

es la diferencia de densidad de cada una de estas aguas y, con menor influencia, de las diferencias de temperaturas.

Como consecuencia de esas variaciones, en la carga hidráulica, los conductos kársticos litorales más profundos pueden jugar un papel de estavellas, es decir, pueden funcionar a veces como surgencias y a veces como sumideros (figura 14). Este funcionamiento puede tener relación con las variaciones piezométricas entre época de lluvias y época seca, pero también puede responder, simplemente, a las variaciones del nivel del mar provocadas por las mareas (Carlin, et al. 1968, in Tadolini, et al. 1996).

El efecto de las mareas ha sido bien estudiado en el acuífero Byscaine, en la costa de Florida (USA), constituido por calizas arenosas y areniscas calcáreas cavernosas (diferentes autores in Stringfield y Rapp, 1984). Aquí, con motivo de una importante sequía (1938-1939), el agua salina penetró desde la costa atlántica hasta el Parque Nacional de los Evergaldes (ya en la costa de Golfo de México). Esto sucedió al quedar el nivel del mar, en la marea alta, por encima del nivel del acuífero (por periodos de 2 a 5 horas), con lo cual progresivamente se produjo la migración del agua de mar hacia el interior, a lo largo de los canales

de drenaje, alcanzando más de 10 millas en algunos de ellos, y afectando a algunos pozos de captación para Miami (figura 15). En la actualidad se dispone de un sistema de gestión que permite retener agua dulce, en los canales, al final del periodo de lluvias, consiguiendo estabilizar el movimiento del agua salina en el acuífero.

HIDROQUÍMICA DE ACUIFEROS COSTEROS

Los manantiales costeros, bien sean aéreos u submarinos, normalmente descargan aguas salobres; incluso, en aquellos casos en que, como consecuencia de la carga hidráulica y de la estructura geológica, se produce esta descarga a bastante distancia de la línea de costa (Bakalowicz, et al. 1995).

En estas condiciones, algunas características importantes, en el karst costero, son consecuencia del complejo abanico de condiciones geoquímicas derivadas de la mezcla de agua dulce – agua salada, que puede dar lugar tanto a procesos de precipitación como de disolución, o incluso de transformaciones minerales (Pomar, 1989).

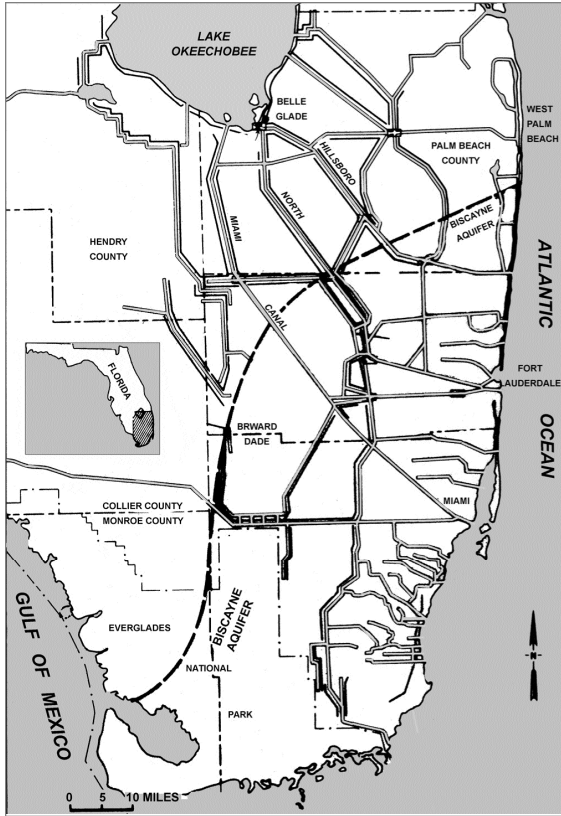


Figura 15. Acuífero Biscayne y canales de drenaje en el Sur de Florida, USA (Stringfield y Rapp, 1984).

El quimismo de estas aguas está muy condicionado, no sólo por el régimen de funcionamiento del sistema y por la climatología, sino especialmente por la presencia del agua marina. Así, pueden coexistir aguas de baja mineralización (<300 mg/l) y facies bicarbonatada, con otras de alta mineralización (>10.000 mg/l) y facies clorurada sódica, resultantes de la mezcla de agua dulce con agua marina, consecuencia de la intrusión (por ejemplo los acuíferos de Benissa y el Motgó, en Alicante, figura 16).

En todo caso hay una amplia bibliografía relativa a la karstificación asociada a la zona de mezcla de agua dulce continental y agua salada marina (Hanshaw y Back, 1979; Custodio y Bayó, 1989), como consecuencia de la aparición de subsaturación respecto a los minerales carbonatados, en ciertos intervalos de mezcla, ya que la

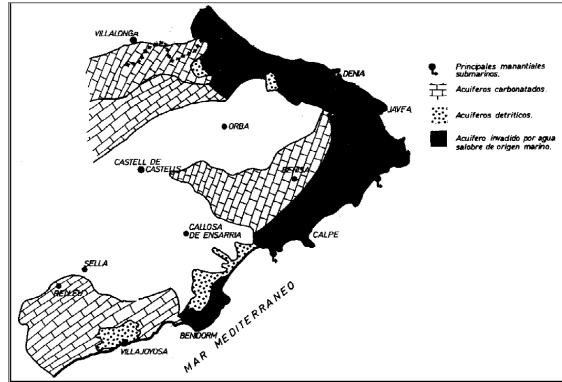


Figura 16. Acuíferos costeros de La Marina (Rodríguez y medina, 1988).

mezcla de ambas aguas produce cambios en la saturación en carbonatos. Estos procesos han sido bien estudiados en Florida y en la península del Yucatán (figura 17), donde se encuentran los conocidos cenotes (palabra maya Ts'ono'ot = caverna con depósito de agua, Diccionario Maya, 1980, in Gaona-Vizcayno, et al. 1980) pero también en el área mediterránea española.

Hace muchos años William Back lanzó la idea de que el contacto agua dulce – agua salada daba lugar a una geoquímica altamente reactiva,

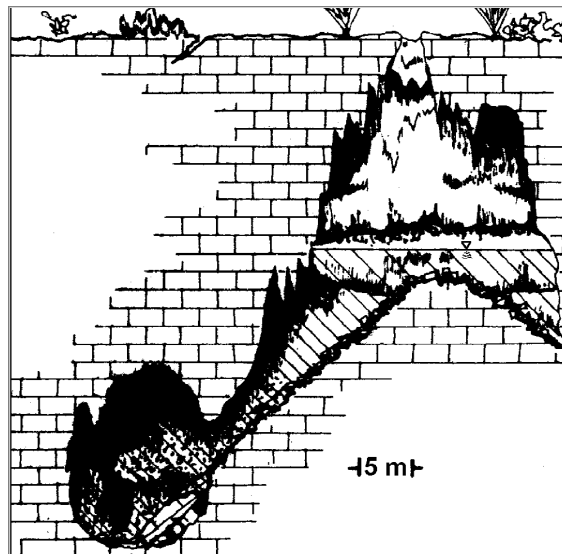


Figura 17. Corte del cenote Bolonchohol (Gaona-Vizcayno, et al. 1980).

incrementando la disolución y, como consecuencia, la permeabilidad de las rocas carbonatadas (Back, 1992). Posteriormente, aplicando principios químicos termodinámicos, se demostró que la simple mezcla de dos aguas en equilibrio, o incluso sobresaturadas respecto a minerales carbonatados, puede dar lugar a una mezcla infraturada, con respecto a ese mineral y, por tanto, con poder de disolución. Este es un proceso muy normal en descargas de agua dulce al mar, en acuíferos kársticos (figura 18) y, por supuesto con neta influencia en la geomorfología de la costa.

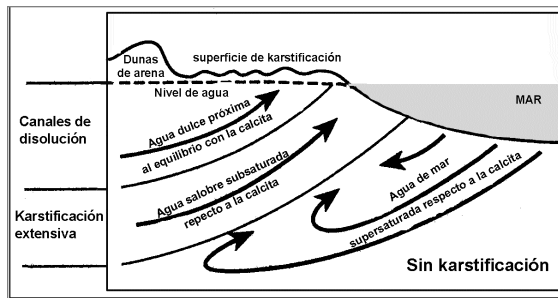


Figura 18. Sección esquemática mostrando los comportamientos frente a la karstificación generados por el flujo de agua subterránea (Back, 1992).

En todo caso los procesos son complejos, y puede haber muchos condicionantes externos, o no ligados simplemente a la mezcla de ambas aguas. No obstante los hechos corroboran que hay un aumento de la karstificación en la zona de mezcla.

Hay que señalar, también, que, en la físico-química de estos acuíferos costeros, juegan papel no despreciable los cambios iónicos $Ca^{++} - Na^{+}$, así como ciertos procesos de dolomitización o aumento de la fracción magnesiana en las calizas, aunque sin que pueda ser considerado como un proceso general de dolomitización (Custodio y Bayó, 1989). Estos procesos pueden ser variables a lo largo del año, al variar los aportes de agua dulce, como se ha puesto de manifiesto en el macizo de Garraf por el balance de masas (Bosch, *et al.* 1990).

Tadolini *et al.* (1982, 1996), analizan los equilibrios químicos de las aguas en la Península

Salentina (Italia), en calizas y calizas dolomíticas del Cretácico, llegando a interesantes conclusiones relativas a la variación del quimismo. En las aguas poco influenciadas por el agua de mar se presenta la siguiente gradación: $Na^{+} < Mg^{++} < Ca^{++}$, mientras que en las que presentan mayor influencia marina la relación es: $Na^{+} > Mg^{++} > Ca^{++}$. Igualmente se observa una neta zonación en lo que se refiere a la distribución del valor de la relación $r(Ca + Mg) / r(Na + K)$, que en el primer caso tiene un valor medio de 3,26 y en el segundo de 0,57.

Con respecto a elementos minoritarios también se pueden establecer interesantes conclusiones, en los acuíferos kársticos costeros, a partir del análisis de elementos minoritarios como Li^{+} , Sr^{++} , y Br^{-} , especialmente para diferenciar salinidad procedente del mar o de otros aportes continentales.

La distribución del CO_2 independiente, y del equivalente del HCO_3^{-} (expresado en CO_2), muestra una disminución al aumentar la distancia a la costa, al tiempo que los máximos valores se presentan donde existe mayor permeabilidad (figura 19).

INTRUSIÓN MARINA Y CALIDAD DEL AGUA

Todo sistema kárstico es muy sensible, en general, a los procesos de contaminación, dado que su poder autodepurador es muy reducido. Un caso bien conocido es el que tiene lugar en el macizo de Garraf (Barcelona), derivado de la presencia de un vertedero de residuos sólidos urbanos, en la Vall del Fonts de les Tarradelles, que da lugar a la contaminación orgánica en la surgencia submarina de La Falconera (Custodio, 1975 y Custodio y Galofré, 1976).

Pero lo más notorio, en los acuíferos kársticos costeros, conectados directamente con el mar, es el riesgo de intrusión salina, consecuencia de las elevadas permeabilidades (muy condicionadas por la fisuración y karstificación), y de las explotaciones a las que están sometidos estos sistemas.

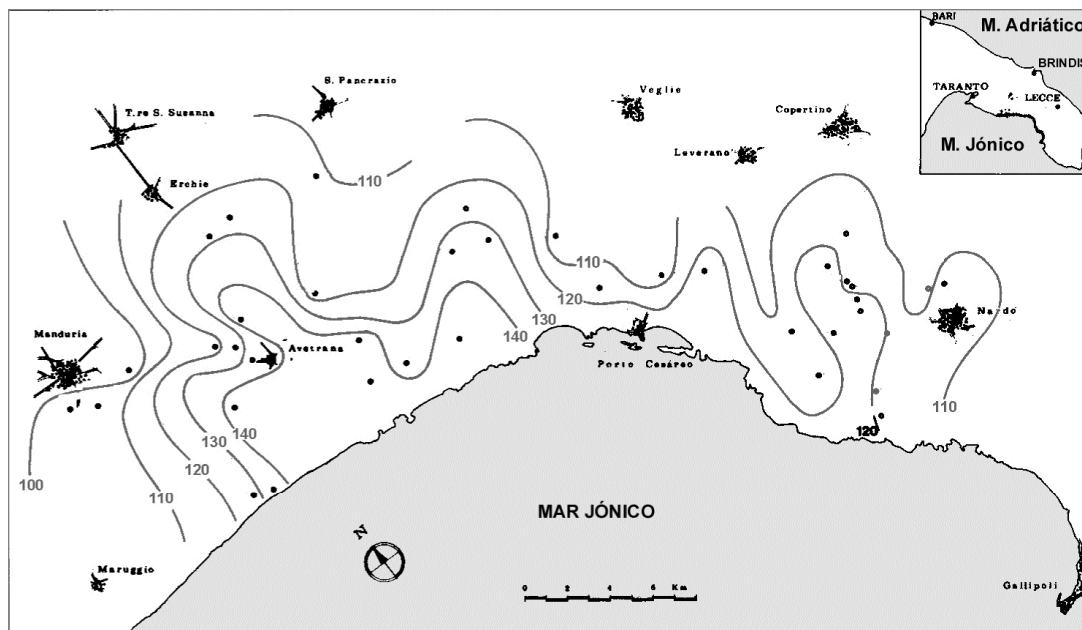


Figura 19. Distribución del valor de la suma del CO_2 independiente y del bicarbonato expresado en CO_2 , en la Península Salentina (Tadolini, et al. 1982).

En estas condiciones, cuando este fenómeno se produce su evolución es muy rápida.

A lo largo de todo litoral kárstico son bien conocidas las descargas de agua "dulce" y, por eso mismo, son muy atractivas las captaciones tierra adentro, que, si no se realizan con los debidos controles, pueden hacer descender el nivel de agua dulce por debajo del nivel del mar, produciendo un efecto de intrusión marina (desplazamiento de la interfase hacia tierra adentro), que afecta a la calidad química del agua y, en consecuencia, a las posibilidades de utilización. En este sentido hay que tener en cuenta que una mezcla de tan sólo un 5% de agua de mar, supondría un incremento de cloruros por encima de 1.500 mg/l, lo que la hace inadecuada para consumo humano pero, incluso con cantidades inferiores, el agua deja de ser utilizable para el riego de muchos tipos de plantas.

Esta salinidad, frecuentemente, acusa variaciones importantes, en relación inversa con el caudal. Esto se debe, por una parte a que el mayor aporte de agua dulce supone una reducción en el porcentaje de mezcla de agua salada, pero, espe-

cialmente, el comportamiento es consecuencia de la elevación del nivel piezométrico (por efecto de recarga), y el consiguiente descenso de la cuña salina. Mijatovic (1992) presenta un buen ejemplo (tomado de Monopolis y Mastopis, 1969), referente al manantial de Almiros, en el sistema kárstico de Iraklion (isla de Creta), en el que es evidente el efecto de las lluvias sobre el incremento de los caudales, y la disminución de la salinidad del agua (figura 20).

Al analizar los problemas de acuíferos kársticos asociados a la intrusión marina (Burillo, *et al.* 1988; Fernández y Herráez, 1989), se incluyen los siguientes sistemas carbonatados costeros: Cuenca del Pirineo Oriental: macizos de Garraf, Vandellós, Montgrí y Montsia; Cuencas del Júcar y Segura: zona de Cullera y Gandía, y Denia-Jávea (problemas locales); Cuenca del Sur: Sierra de Gádor, Sierra Alhamilla, Sierras de Tejeda y Almijara; e islas Baleares: Llano de Palma, Sierra de Levante y zona de Mitjorn (Menorca).

El mejor indicador de la intrusión marina son los cloruros, y también la relación $\text{rCl}^-/\text{rCO}_3\text{H}^-$, puesto que el agua marina, al contrario

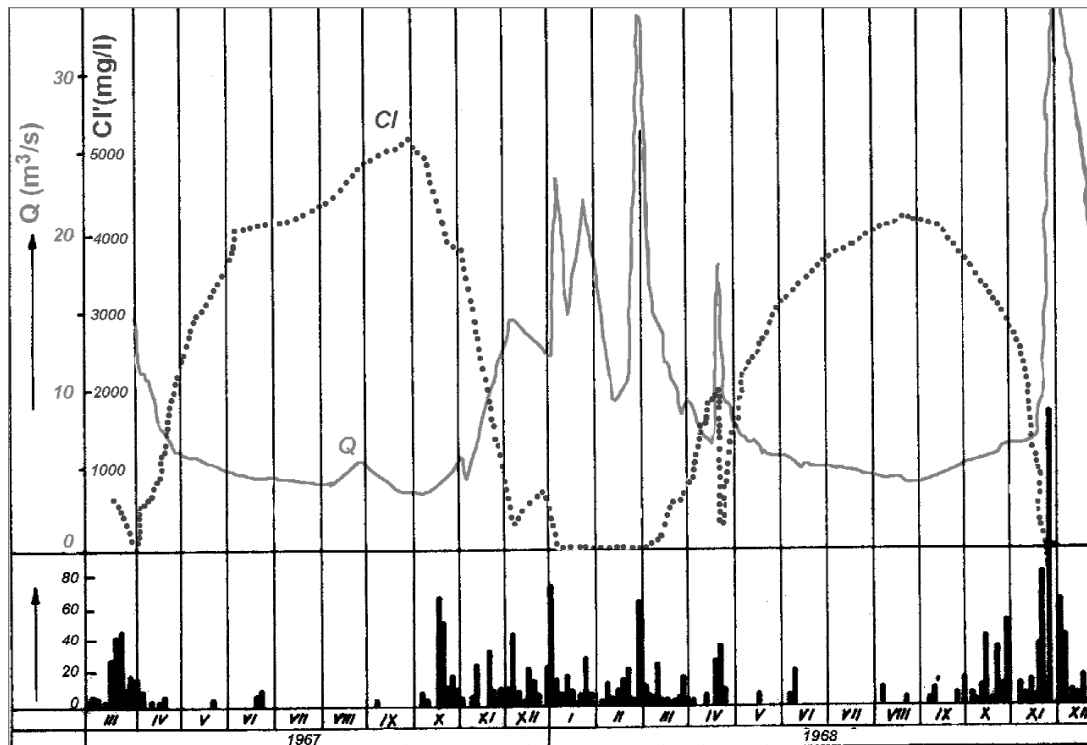


Figura 20. Variaciones del caudal y contenido en cloruros, en relación con las lluvias, en el manantial Almiros de Iraklion, isla de Creta (Monopolis y Mastopis, 1969, in Mijatovic, 1992).

que la continental, no aporta cantidades significativas de bicarbonatos y sí de cloruros (Burillo, et al. 1988).

Mijatovic (1992) indica la influencia de la invasión de agua de mar, en el sistema kárstico de Agios Nikolaos (Creta), hasta distancias de 5 a 6 km de la costa (con salinidad media del orden de 600 mg/l).

En el acuífero de Garraf, constituido por calizas jurásicas y cretácicas, la salinización se extiende varios kilómetros tierra adentro (Custodio, 1982, in Fernández y Herráez, 1989), alcanzándose valores de cloruros de 5 a 6 gr/l en la zona costera (IGME, 1985; Burillo, et al. 1988). En el extremo SW de este macizo se ha producido una intrusión marina, que afecta a captaciones situadas a 8 km al interior (Carbonell, et al. 1988), debida a la existencia de importantes extracciones, para abastecimiento

de las poblaciones. La karstificación se ha desarrollado a favor de la red de fracturas originadas por la orogenia Alpina, y la intrusión marca la circulación preferencial según dirección NNE-SSW, observándose contenidos en Cl entre 1.000 y 4.000 mg/l, en las zonas de mayor bombeo. En estos pozos se observan importantes variaciones de salinidad, en cortos periodos de tiempo, en función de la intensidad y duración de los bombeos. En este contexto se ha evidenciado que las zonas más permeables están más salinizadas, y que tiene lugar la karstificación por mezcla de agua dulce - agua de mar (Custodio, 1988).

En el acuífero de Denia-Montgó (Alicante), la intrusión llega a afectar totalmente al acuífero en periodos secos, con penetraciones de hasta 6 km tierra adentro, debidas a una neta sobreexplotación (Rodríguez y Medina, 1988). Uno de los

firmantes (RFR) fue testigo, en la década de los años 60, de una salinización elevadísima y repentina, en un ensayo de bombeo, en un sondeo del Instituto Nacional de Colonización en Javea (figura 16).

INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA

La principal herramienta de trabajo, en la investigación de acuíferos costeros, es la geología, con especial énfasis en la tectónica (fracturación, fisuración), y en los condicionantes litológicos de los materiales karstificables.

La hidroquímica es un auxiliar valioso, ya que no sólo condiciona el proceso de karstificación, sino que también aporta información respecto a la dinámica de los flujos subterráneos, y a las condiciones de equilibrio agua dulce – agua de mar. Así, por ejemplo, González et al. 2002, presentan mapas del contenido en cloruros en el acuífero kárstico costero de Güira-Quivicán (Cuba), que ponen bien de manifiesto la baja salinidad al techo del acuífero (figura 21), con un incremento hacia el mar, y los efectos de sobreexplotación por bombeo cuando se observa la salinidad en profundidad.

El estudio del quimismo y de la temperatura, en sondeos próximos al mar, aporta información muy útil sobre la profundidad de la zona de mezcla, y su evolución espacial y temporal. En la figura 22 se presentan perfiles de salinidad y de

temperatura, a lo largo de la columna hídrica de diferentes sondeos en el karst de la Península de Apulia (Italia), entre el Mar Iónico y el Mar Adriático (Tulipano y Tadaloni, 1982), en los que se identifica perfectamente la zona de agua dulce, la de agua salada, y la franja de transición.

Se observa el tránsito de aguas dulces, en la parte superior, con salinidad inferior a 0,5 gr/l, hasta aguas saladas profundas que presentan del orden de 40 gr/l. Con respecto a la temperatura se observa un incremento con la profundidad, atribuible al gradiente geotérmico, pero también, en algunos sondeos se observa claramente las diferencias de temperatura entre el agua dulce y el agua salada.

Igual comportamiento se refleja en los registros de conductividad y temperatura en el acuífero kárstico costero de Güira-Quivicán, Cuba (González, et al. 2002), como se muestra en la figura 23.

Los estudios mediante trazadores (colorantes o isotópicos), y la investigación de las temperaturas y de la salinidad del agua de mar, en posibles zonas de surgencia, son un apoyo de gran interés en la localización de estas surgencias.

Un complemento de gran valor lo aporta la fotografía infrarroja (falso color) y, especialmente, la termografía en la banda 9 a 11 micrones, cuyo desarrollo ha permitido localizar muchas de estas surgencias submarinas. Las diferencias de temperatura, a las que es muy sensible el termograma, permiten localizar las surgencias submarinas (figura 24).

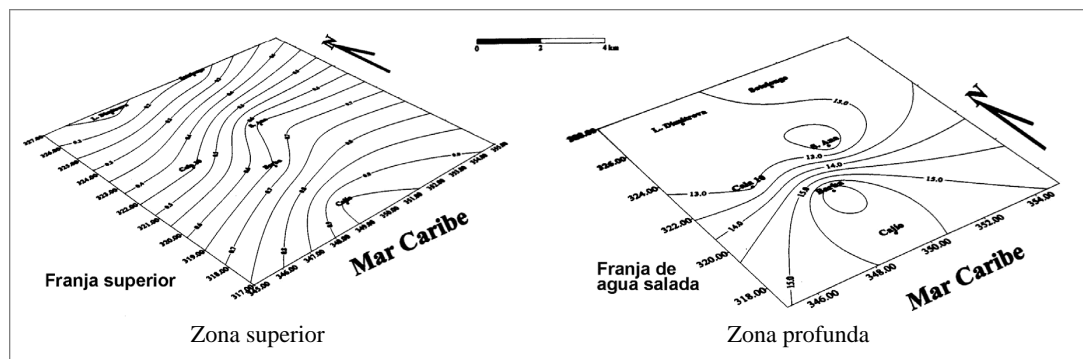


Figura 21. Isocloruros en el acuífero kárstico Güira-Quivicán, Cuba. (González, et al. 2002).

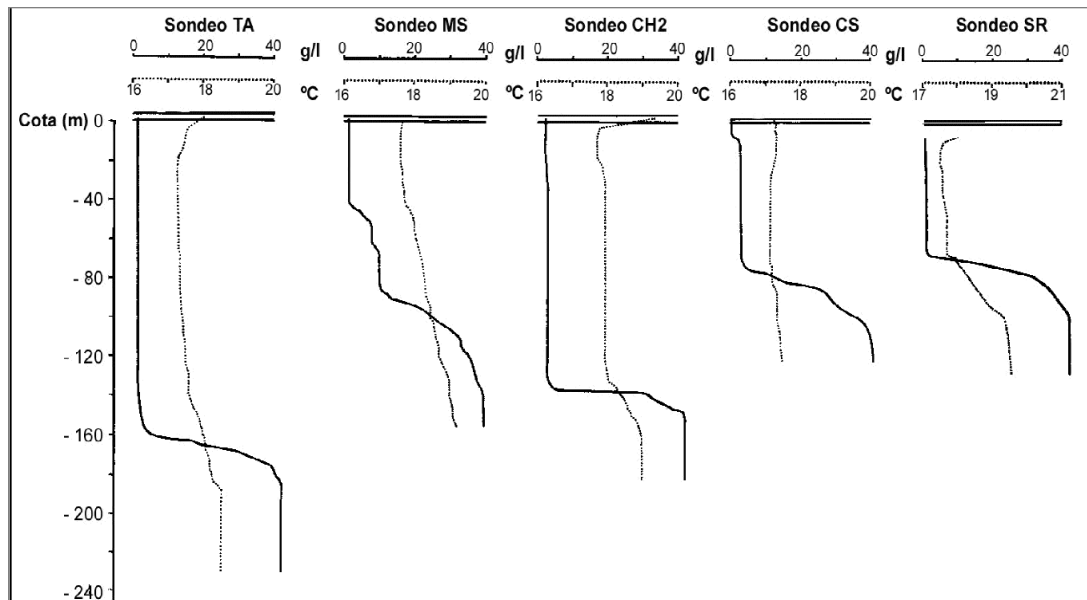


Figura 22. Variación del contenido salino y la temperatura a lo largo de la columna hídrica de sondeos en la Península de Apulia (Tulipano y Tadaloni, 1982).

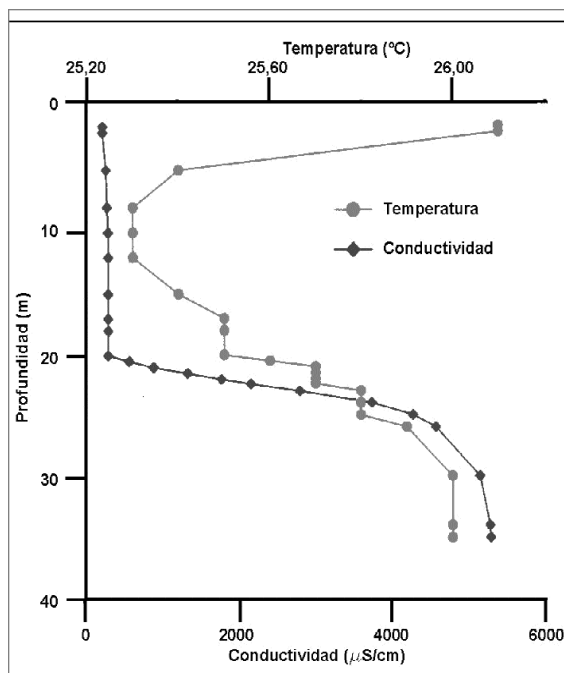


Figura 23. Registro vertical de conductividad eléctrica y temperatura en un pozo en el acuífero caribeño kárstico costero de Güira-Quivicán, Cuba (González, et al. 2002).

El caudal de la surgencia puede ser calculado evaluando los intercambios de temperatura del agua surgente con el mar y con la atmósfera (Gandino y Tonelli, 1983); hay que tener en cuenta que se pueden apreciar diferencias de temperatura de 0,1 °C. Estudios semejantes se han realizado en la costa mediterránea de Andalucía, con óptimos resultados, aunque sus resultados no son públicos. Tarbox, 1987 se refiere también al empleo de esta técnica en Hawai y en California.

La prospección geofísica de tierra y, especialmente, los sondeos de reconocimiento, son fundamentales antes de acometer la explotación de estos acuíferos.

La investigación espeleológica cuando existen cavidades accesibles es también, como en cualquier tipo de karst, una herramienta útil. Y esta exploración puede ser tanto en cavidades desarrolladas en la franja no saturada, como en aquellas que se desarrollan en el karst inundado, muchas veces a partir de inmersiones submarinas.

La modelización matemática encuentra dificultades dada la heterogeneidad y anisotropía del medio

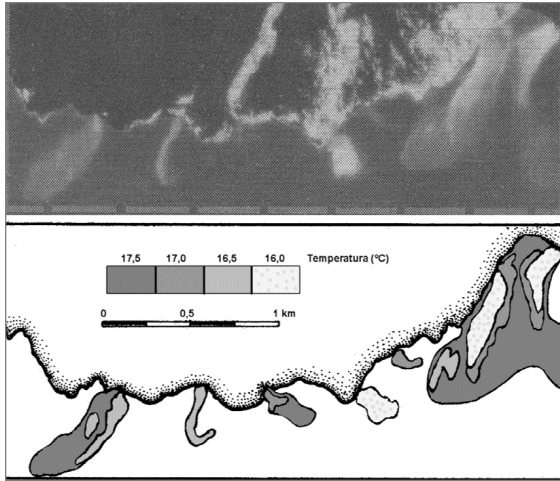


Figura 24. Termograma, en el Sur de Italia, y mapa isotérmico correspondiente, con intervalos de 0,5° C, identificando surgencias costeras y submarinas (Gandino y Tonelli, 1983).

EXPLOTACIÓN DE ACUIFEROS KÁRSTICOS COSTEROS

La recarga de los acuíferos kársticos costeros, procede, principalmente, de la lluvia directa, con elevadas tasas de infiltración, así como de la recarga, en épocas de precipitaciones, de los cursos superficiales que los cruzan. La descarga la integran tanto las salidas al mar, bien en la línea de costa bien en surgencias submarinas, como las extracciones por bombeo para atender a la demanda urbana (concentración urbanística en la costa), y a la intensa actividad agrícola de regadío.

El riesgo de intrusión marina es, sin duda, el mayor problema existente en los acuíferos kársticos costeros, especialmente por la "anarquía" de las relaciones de equilibrio agua dulce – agua salada en este tipo de acuíferos (Mijatovic, 1987).

A la hora de analizar las posibilidades de captación, en estos acuíferos, nos vamos a basar en la esquematización que realiza Mijatovic (1984b, 1987), aunque con alguna modificación. Este autor diferencia tres situaciones:

- Acuíferos protegidos del mar por barreras geológicas.

- Acuíferos protegidos parcialmente por substrato impermeable:
 - * acuíferos con substrato poco profundo en relación con el mar, y
 - * acuíferos con substrato profundo bajo el mar.
- Acuíferos en comunicación abierta con el mar.

En el primer caso (figura 25) no hay riesgo de intrusión y, por tanto, no es objeto de nuestro análisis.

En el caso de substrato impermeable poco profundo bajo el nivel del mar (figura 26), la circulación de agua dulce, mantiene una interfase delgada y bien definida, aunque siempre sujeta a las oscilaciones de la piezometría y del nivel del mar. Aquí no se presenta un grave riesgo de intrusión salina rápida, siempre que el juego de bombeo-alimentación permita mantener una carga hidráulica que excluya la presencia de una cuña salina bajo la captación; si no se mantiene esa carga la cuña avanzará con un desplazamiento horizontal hacia la captación, en función del consumo de reservas limitadas de agua dulce.

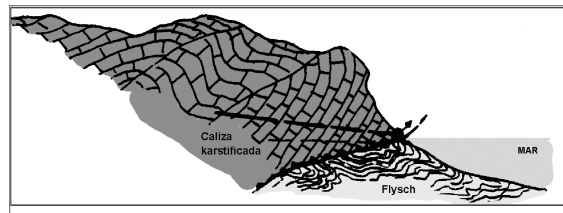


Figura 25. Surgencia kárstica litoral sobre basamento impermeable sin relación con el mar (manantiales de Jadro y Ombla) (Mijatovic, 1987).

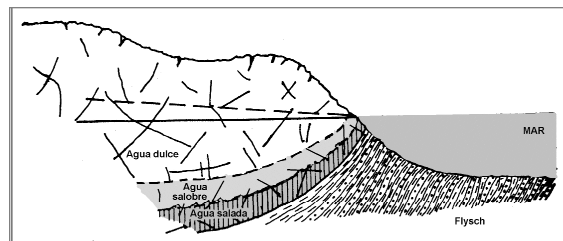


Figura 26. Acuífero kárstico costero con basamento impermeable poco profundo bajo el nivel del mar (Mijatovic, 1984b).

La única protección total sería la construcción de una represa subterránea submarina, pero estas barreras de ingeniería presentan muchas dificultades en su ejecución.

Cuando el substrato impermeable es profundo la zona de mezcla se puede extender mucho hacia tierra adentro y, en este caso, el riesgo se deriva de la posibilidad de entrada de aguas saladas a favor de las estavellas profundas, con ascensión vertical frente a los bombeos (figura 27). La única posibilidad de actuación es alejar al máximo las captaciones de la línea de costa.

Cuando se trata de acuíferos en comunicación abierta con el mar, cualquier captación implica una nueva situación de equilibrio, que se traduce por el avance del frente salino. Si se trata de un acuífero microfisurado son aplicables las fórmulas de Ghyben-Herzberg, y las que las mejoran (Huber, Luscsynsky, ...); aquí el ascenso de la interfase será de 30 a 40 veces el descenso piezométrico provocado, y la protección de la captación obligará, además, a mantener una tasa de explotación ajustada a la alimentación del acuífero. Si no se mantiene la carga hidráulica necesaria el agua salada avanzará rápidamente hacia la captación. En todo caso la presencia de una interfase con agua salobre incrementa el riesgo de ascenso de la cuña salada.

En lugar de tratar de mantener el agua dulce en carga, es también posible disminuir la carga de agua salada bajo la del agua dulce, mediante el bombeo de agua salada en una batería de sondeos

más próximos al mar. Esta solución es cara, y ocasiona una pérdida de agua dulce, que es bombeada al mar, mezclada con el agua salada.

TÉCNICAS DE CAPTACIÓN

Captación mediante sondeos

En los acuíferos kársticos costeros, los sistemas más frecuentes de captación son los realizados mediante sondeos verticales (figura 28), cuyo mayor o menor caudal está muy condicionado por el hecho de haber o no interceptado vías privilegiadas de circulación acuífera subterránea (dada la heterogeneidad y anisotropía de los acuíferos kársticos), y donde los caudales pueden llegar a valores de 50 y hasta de 100 l/s. No obstante el riesgo, que siempre hay que tener muy presente, es el derivado de la proximidad de ese "acuífero" infinito que es el mar. Cuando se realizan sondeos cuya zona de captación se sitúa por debajo del nivel del mar, el riesgo de salinización siempre es importante.

En estas condiciones lo ideal es multiplicar el número de captaciones y disminuir el caudal captado en cada una de ellas, además de separarlas de la línea de costa.

En cuanto a técnicas de desarrollo, cabe emplear todas aquellas que son válidas, de manera general, en el karst, como es el desarrollo de fracturas y fisuras mediante acidificación o empleo de explosivos, pero también la limpieza

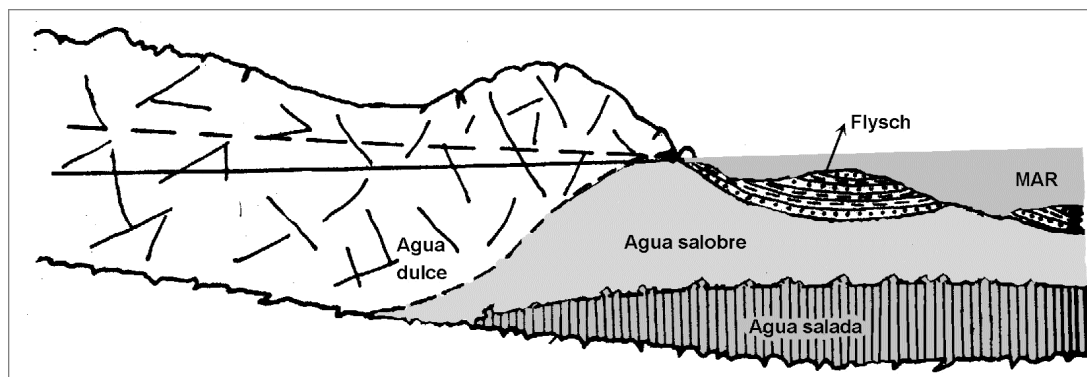


Figura 27. Acuífero kárstico costero con basamento impermeable profundo bajo el nivel del mar (Mijatovic, 1984b).

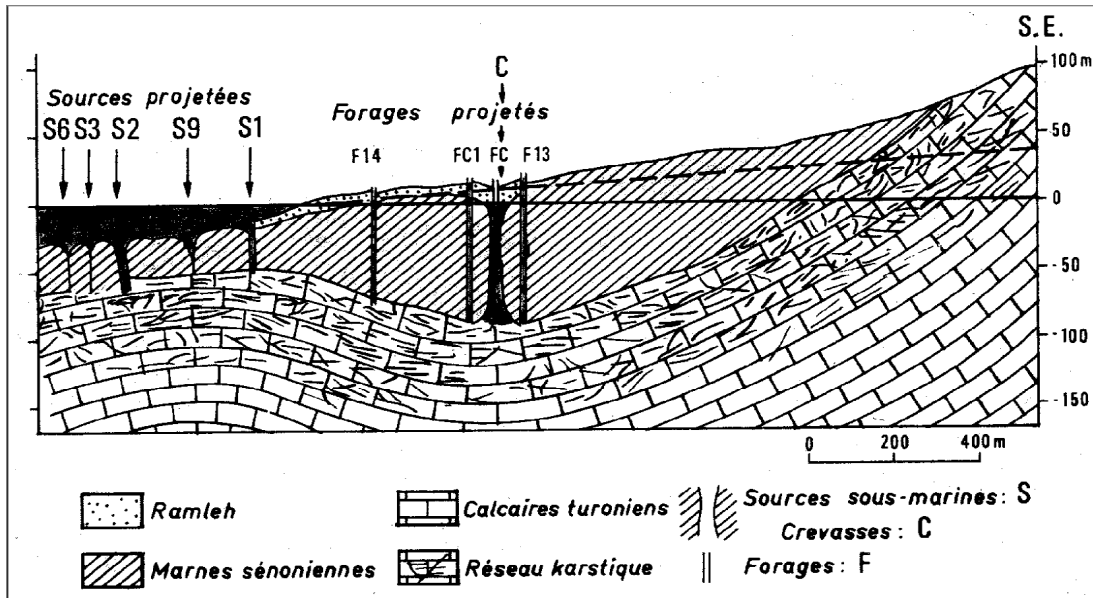


Figura 28. Captación mediante sondeos en un acuífero kárstico litoral (Mijatovic, 1975).

de esas discontinuidades mediante polifosfatos. Con todos estos métodos lo que se pretende es aumentar e interconectar los huecos en el entorno de la captación, o limpiar conductos obstruidos por rellenos arcillosos.

Captación mediante galerías

Mijatovic (1975, 1984a) expone el caso de la captación de Gustirna en la costa dálmata (cerca de Trogir). Para ello se perforó un pozo en una dolina, a la cota +82 m, hasta la cota +2,5 m (figura 29). Desde el fondo se excavó una galería de 250 m de largo, perpendicularmente al sistema de fallas, que interceptó cinco fallas colectoras de agua, más o menos independientes entre sí. La galería capta un caudal de 100-120 l/s, en época de estiaje, con una buena calidad (180 a 300 mg/l de Cl⁻). Dadas las características de la obra las posibilidades de contaminación por intrusión de agua marina son difíciles, puesto que se sitúa por encima del nivel del mar.

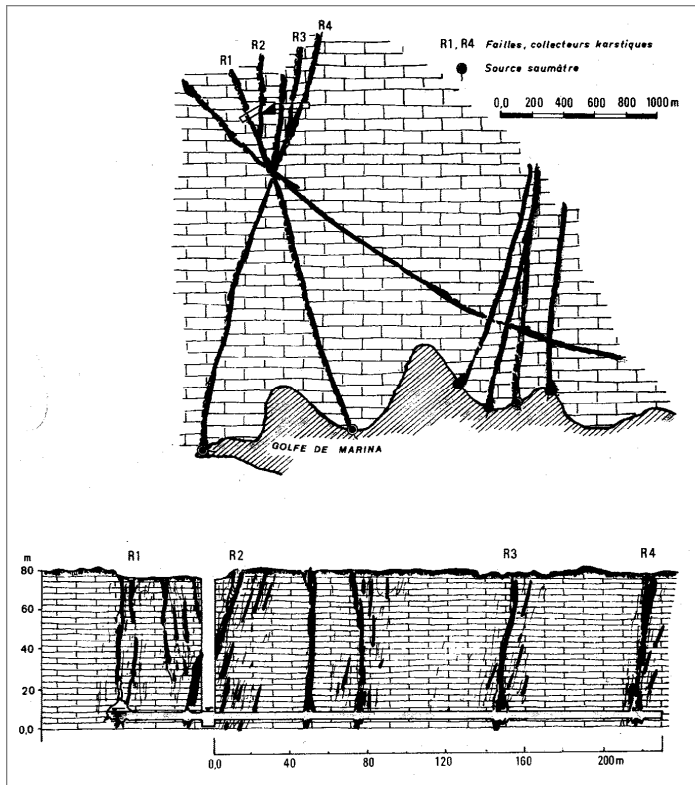


Figura 29. Esquema de captación de Gustirna (Mijatovic, 1975).

El mismo autor cita otra serie de galerías de captación en la costa dálmata que reproducimos en la tabla 1.

Captación mediante presas

Para captar estos acuíferos se puede, también, provocar ascensos de su nivel freático, mediante pequeñas represas (figura 30), cuando las condiciones hidrogeológicas son favorables y, especialmente, cuando la surgencia kárstica costera se localiza en el contacto con un substrato impermeable poco profundo (Mijatovic, 1977).

Es el caso del karst costero de los Alpes Dináricos, donde las calizas senonenses, de la costa adriática, se hallan localmente bloqueadas por flysch eoceno impermeable (Komatina, 1977). Ejemplos citados son los de la surgencia costera de Drasnice, situada en la uwala costera de Klokun, cerca de la ciudad de Makarska (figura 31), o el abastecimiento urbano de la villa de Stnakovic (figura 32).

La captación del acuífero se basa en la utilización de la reserva dinámica (siempre por encima del nivel del mar) bien:

- construyendo galerías a cota ligeramente superior al nivel del mar (ejemplo: Stankovic), o

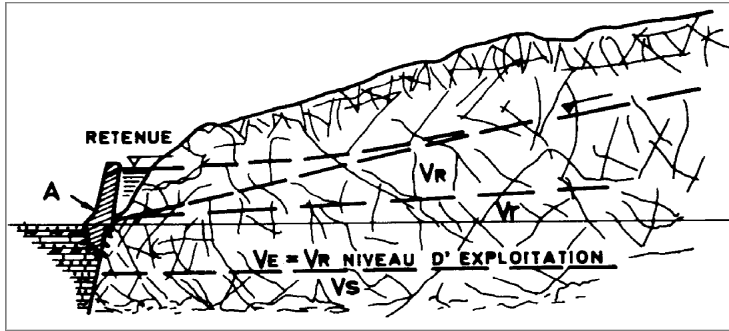


Figura 30. Esquema de incremento de la reserva mediante construcción de una represa.

- construyendo presas sobre el contacto impermeable en el que se localiza la surgencia costera, para situarla sobre el nivel del mar (ejemplo: Drasnice).

Komatina (1984) presenta el caso del karst costero de Orebic (figura 33), en la península de Peljesac, de la costa dálmata. Las aguas kársticas de las montañas situadas al Norte tienen su drenaje en la bahía de Trstenica, a través de tres manantiales costeros: Bilan, Mali Vodobar y Veliki Vodovar, que se sitúan en los puntos en los que la barrera impermeable del flysch ha sido erosionada, y el contacto con las calizas se sitúa bajo el nivel del mar.

La construcción en Bilan de una represa (43 m de longitud, 3 m de altura media, y coronación a la cota +3,14 m), produjo una rápida mejora en la

Región	Distancia al mar (m)	Profundidad del pozo (m)	Longitud de la galería (m)	Caudal explotable en estiaje (l/s)	Contenido en Cl ⁻ (mg/l)
Dubrava 1	3.000	28	110	35	29
Dubrava 2	3.700	40	150	15	50
Kovca	4.000	70	50	25	30
Gustirna	2.000	82	250	100-120	190-250
Zuljana	1.000	18	30	10	350
Postire 1	800	18	20	1	400
Postire 2	1.800	52	400	10	300
Marina		27,5	20	55	300
Sipan		24	55	1	30

Tabla 1. Características de alguna galerías de captación en la costa dálmata (Mijatovic, 1975 , 1984a).

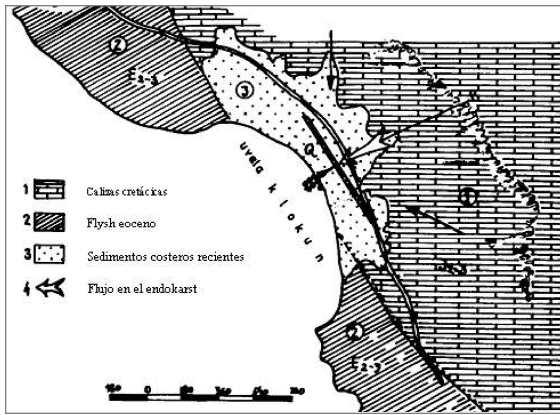


Figura 31. Entorno geológico de la surgencia kárstica costera de Drasnica (Makarska) en la costa adriática (Komatina, 1977).

calidad del agua captada tierra adentro. Igualmente se construyó en Mali Vodovar otra presa (31,5 m de longitud, y 3,5 m de altura media, con 2 m bajo el nivel del mar) y en Veliki Vodovar (60 m de longitud, y de 2,8 a 4,2 m de altura, buena parte de ellos bajo el mar). Estas construcciones, aunque incompletas, provocaron una elevación del nivel piezométrico y una disminución de la salinidad, reflejadas en la tabla 2. Igualmente las variaciones del nivel piezométrico inducidas por las mareas disminuyeron drásticamente.

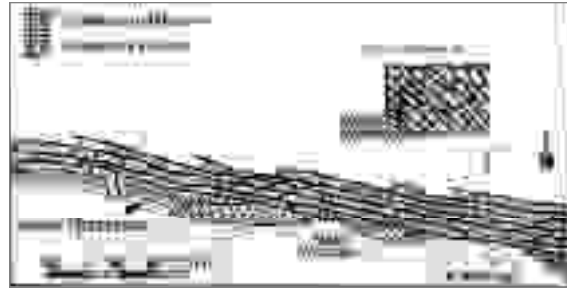


Figura 33. Ubicación geológica de las surgencias costeras en la bahía de Trstenica (Komatina, 1984).

Año	Nivel piezométrico (m)	Salinidad (mg/l)
1971	0,30	5.870
1972	0,75	
1973	0,79	2.140
1974	0,85	1.440
1975	1,16	
1976	1,21	1.130

Tabla 2. Valores medios del nivel piezométrico y de la salinidad, como consecuencia de las actuaciones en la bahía de Trstenica (Komatina, 1984).

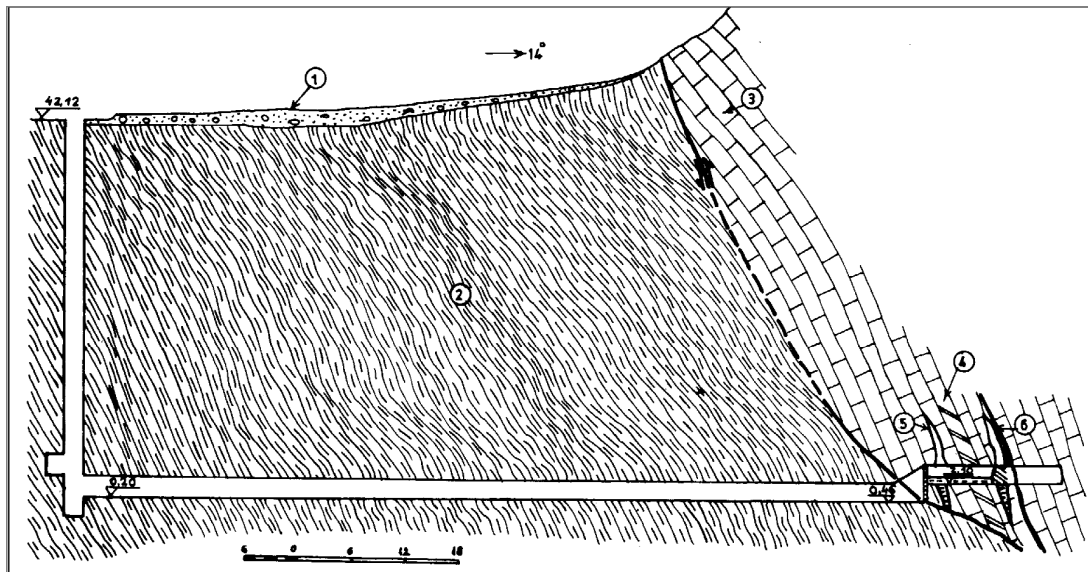


Figura 32. Sección transversal del abastecimiento de agua empleado para la villa de Stankovic.

La posibilidad de interceptar una surgencia kárstica submarina mediante la construcción de una presa totalmente subterránea, que selle el conducto kárstico por el que fluye esta agua hacia el mar, es muy difícil, en la práctica, por la presencia de muchos conductos kársticos que pueden mantener la interconexión y, especialmente, por la presencia de estavellas profundas, por las que puede penetrar el agua (succionada por un efecto "vénturi"), que se mezcla con el agua dulce hacia el interior. Un ejemplo bien conocido es el de la presa subterránea construida en la surgencia submarina de Port-Miou (Francia), cerca de Marseille, conocida desde la antigüedad, y donde esta obra de ingeniería sólo ha conseguido captar un agua salobre (figura 34). Antes de la construcción el contenido de cloruros era del orden de 10 mg/l y, tras los trabajos de obturación de la salida, no se ha conseguido bajar de 4 mg/l en el periodo de estiaje (Mijatovic, 1986).

En este tipo de captaciones existe una variación importante de salinidad entre la época de lluvias y el periodo seco. Pero hay que tener en cuenta que, en el dominio mediterráneo, la pluviometría en general es baja y la época de lluvias es corta.

ALGUNOS EJEMPLOS ESPAÑOLES

Además de los ya mencionados, se puede señalar al acuífero kárstico de Garraf (Barcelona), constituido principalmente por calizas del Cretácico inferior, con alta permeabilidad debida a procesos de fracturación-disolución, y un desarrollo kárstico importante. En este acuífero gran parte del agua captada se dedica a abastecimiento urbano (77%, equivalente a unos 13 hm³/a).

Las Sierras Blanca y de Mijas (Málaga), constituyen una importante unidad hidrogeológica, ubicada en un sector con gran implantación turística. Las reservas anuales medias (pluvimetría media de 700 mm/a), se han estimado en 50 hm³/a, y la descarga del sistema (a través de ríos y bombeos) supera en ocasiones los 60 hm³/a. No obs-

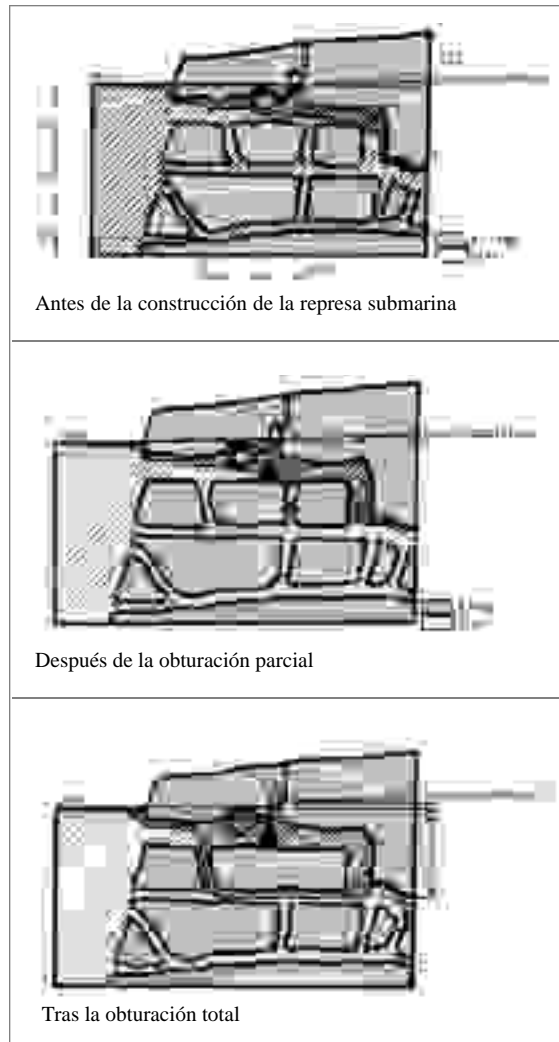


Figura 34. Corte esquemático del acondicionamiento de la surgencia submarina de Port-Miou, Francia (según Poitie y Ricour, in Mijatovic, 1986).

tante, aun con descensos de hasta 20 m bajo el nivel del mar, en el campo de sondeos de Torremolinos, no se ha observado intrusión marina (Andréu, 1997).

El acuífero carbonatado de las sierras Tejada-Almijara-Los Guájares (Málaga-Granada), que forma parte del complejo Alpujarride perteneciente a la Cordillera Bética, está constituido, mayoritariamente, por mármoles (con intercalaciones de calcoesquistos y esquistos) y mármoles

dolomíticos, con un importante desarrollo kárstico (del que es un buen ejemplo la cueva de Nerja). Las reservas de este acuífero se estiman en 40 hm³/a, y su conexión con el mar se produce a través del macizo de Las Alberquillas, entre el río Higuierón y el barranco de Maro, con descarga submarina que puede alcanzar varios hm³/a. Aquí, debido al intenso bombeo realizado, para abastecimiento urbano de las poblaciones próximas (aproximadamente 10 hm³/a), existe un importante riesgo de invertir el flujo, generando intrusión marina (Fernández, et al. 1992).

También podría señalarse, en esas condiciones de riesgo, el caso de la explotación de las aguas subterráneas en el Llano de Inca-La Pobra (Isla de Mallorca), con aguas subterráneas de origen kárstico, que constituyen la principal alimentación de la Albufera de Alcudia, y donde una incorrecta gestión del recurso puede llevar a producir una drástica reducción del aporte de agua y, con ello, un descenso considerable del nivel de agua en la albufera, con inversión del flujo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andreu, B. 1997. Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España). CHS-SPUMA. 489 pp. Málaga.
- Back, W. 1992. Coastal karst formed by groundwater discharge, Yucatan, Mexico. *International Contributions to Hydrogeology*. AIH. 13: 461-466. Hannover.
- Bakalowicz, M.; Drew, D.; Orvan, J.; Pulido Bosch, A.; Salaga, I.; Sarin, A. y Tulipano, L. 1995. The characteristics of karst groundwater systems. Cost action 65. Final report. Report EUR 16547 EN. 349-369. Luxemburg.
- Barón, A. y González, C. 1987. Hidrología de la Isla de Mallorca. Servei Hidràulic. Govern Balear. 83 pp. Palma de Mallorca.
- Biondic, B. y Bakalowicz, M. 1975. Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas. Cost action 65. Final report. Report EUR 16547 EN. 3-7. Luxemburg.
- Bosch, X., Custodio, E. y Pascual, M. 1990. Geochemical reactions in carbonate coastal aquifers, Catalonia, Spain. *Selected Papers on Hydrogeology* (ed. Simpson y Sharp). AIH. 1: 147-159. Hannover.
- Burillo Panivino, J.M., Durán Valsero, J.J. y Peinado Parra, T. 1988. Intrusión marina en acuíferos kársticos costeros; aplicación al litoral español. TIAC'88. III: 635-643. Almuñécar (Granada).
- Calaforra, J.M., et al. 2000. The main coastal karstic aquifers of southern Europe. European Commission. COST-621 Action (en elaboración).
- Carbonell, M., Koch, M., Terán, W., Pascual, M. y Custodio, E. 1988. Estudio hidrogeológico del sector Moja-Canyelles- Pla de Jorba-Castellet del macizo calcáreo del Garraf. TIAC'88. III: 27-42. Almuñécar (Granada).
- Cardona i Oliván, F. 1990. Grans cavitats de Catalunya. Segon volum: el sistema mediterrani i la depressió central. Espeleo Club de Gracia. 485 pp. Badalona.
- Civita, M., Coccozza, T., Cuccu, L., Forti, P. y Perina, G. 1989. Evoluzione inversa di un karst dell'Iglesiente (Sardegna Sud-Occidentale). *Tai XV Congr. Naz. Speleol.* 301-317. Castellano Grotte. Italia.
- Custodio, E. 1975. Metodología y resultados del estudio hidrogeológico del macizo kárstico de Garraf, Barcelona. *Boletín Geológico y Minero*. 86 (1): 31-44. Madrid.
- Custodio, E. 1982. Calidad del agua y protección de los acuíferos kársticos ante la contaminación. Reunión Monográfica sobre el Karst – Larra 82. 291-320. Larra (Navarra).
- Custodio, E. 1988. Intrusión marina en los acuíferos de la costa catalana. TIAC'88. III: 75-98. Almuñécar (Granada).
- Custodio, E. y Bayó, A. 1989. Procesos físico-químicos de disolución-precipitación de carbonatos. Algunos resultados en acuíferos carbonatados españoles. In J.J. Durán y J. López-Martínez, *El karst en España*. Sociedad Española de Geomorfología. 4: 321-331. Madrid.

- Custodio, E. y Galofré, A. 1976. Evolución de la calidad del agua en la surgencia litoral de La Falconera en relación con un gran vertedero de basuras en el macizo de Garraf (Barcelona). II Asamblea Nacional de Geodesia. 2131-2173. Madrid.
- Durán, J.J., López-Martínez, J. y del Val, J. 1989. Perspectiva general del karst en España. In Durán y López-Martínez, El karst en España. Sociedad Española de Geomorfología. 4: 13-28. Madrid.
- Falkland, A.C. 1994. Management of freshwater lenses on small coral islands. Water Down Under '94. 1: 417-422. Adelaida, Australia.
- Fernández del Río, G., et al. 1992. Evaluación de recursos hídricos de las sierras Tejeda y Almijara (Málaga-Granada). V Simposio de Hidrogeología. Asociación Española de Hidrología Subterránea. 241-256. Alicante.
- Fernández Rubio, R., Baquero Úbeda, J.C. y Erasó Romero, A. 2002. Introducción al conocimiento de los acuíferos kársticos costeros. Los Acuíferos Costeros y las Desaladoras (eds. Pulido Bosch, Vallejos Izquierdo, Pulido Leboeuf). 11- 27. Almería.
- Fernández Serrano, M.E. y Herráez, I. 1989. Problemática medioambiental ligada al karst. In Durán y López-Martínez, El karst en España. Sociedad Española de Geomorfología. 4: 403-413. Madrid.
- Freixes, A. 1989. El karst en las Cordilleras Costeras Catalanas. In Durán y López-Martínez, El karst en España. Sociedad Española de Geomorfología. 4: 145-149. Madrid.
- Gandino, A. y Tonelli, A.M. 1983. Recent remote sensing technique in fresh water submarine springs monitoring: qualitative and quantitative approach. Methods and instrumentation for the investigation of groundwater systems. AIH. 301-310. Noordwijkerhout.
- Gaona-Vizcayno, S, Gordillo-de Anda, T. y Villaususo-Pino, M. 1980. Cenotes, karst característico: mecanismos de formación. Revista Instituto Geología. UNAM. 1: 32-36. México.
- Giménez Forcada, E. y Morell Evangelista, I. 1988. La intrusión marina en los acuíferos costeros de la provincia de Castellón. TIAC'88. III: 99-109. Almuñécar (Granada).
- Ginés J. 1995. Mallorca's endokarst: the speleogenetic mechanisms. Endins. Monografies Societat Historia Natural Balears. 20: 71-86. Palma de Mallorca.
- Ginés, J. y Ginés, A. 1989. El karst en las Islas Baleares. In Durán y López-Martínez, El karst en España. Sociedad Española de Geomorfología. 4: 163-174. Madrid.
- Ginés Gracia, J. 2000. El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología. Tesis doctoral. Departamento de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. 595 pp.
- González, A., Fagundo, J.R., González, P., Romero, E., Jiménez S., Benítez G., Orihuela, D., Ferrara, V., Ramírez, J. y Suárez, M. 2002. Estudio de la salinidad en el acuífero kárstico costero Güaira-Quivicán (Cuenca Sur Habana). Los Acuíferos Costeros y las Desaladoras (eds. Pulido Bosch, Vallejos Izquierdo, Pulido Leboeuf). 29-41. Almería.
- Hanshaw, B.B. y Back, W. 1979. Major chemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. Journal of Hydrology. 43:287-312. Ámsterdam.
- Hoyos Gómez, M. y Herrero Organero, N. 1989. El Karst en la cornisa cantábrica. In Durán y López-Martínez, El karst en España. Sociedad Española de Geomorfología. 4: 109-120. Madrid.
- IGME. 1985. Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España. 3 tomos. Madrid.
- ITGE, 1989. Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis. 591 páginas. Madrid.
- Komatina, M. 1975. Development conditions and regionalization of karst. In Burger y Dubertret, Hydrogeology of Karstic Terrains. International Association of Hydrogeologists. 21-29. París.

- Komantina, M. 1977. Artificial works and efficient interception of groundwater in karst. In *Hydrologic Problems in Karst Regions* (ed. Dilamarter-Csallany). 286-297. Bowling Green, Kentucky. USA.
- Komatina, M. 1984. Control of groundwater flow in the littoral karst, Orebic. Yugoslavia. *International Contributions to Hydrogeology. AIH. 1*: 156-159. Hannover.
- LeGrand, H.R. y LaMoreux, P.E. 1975. Hydrogeology and Hydrology of Karst. In Burger y Dubertret, *Hydrogeology of Karstic Terrains*. International Association of Hydrogeologists. 9-19. París.
- Llopis Llado, N. 1970. Fundamentos de hidrogeología cárstica. Blume. 269 pp. Barcelona
- Mijatovic, B.F. 1975. Exploitation rationnelle des eaux karstiques. In Burger y Dubertret, *Hydrogeology of Karstic Terrains*. International Association of Hydrogeologists. 9-19. París.
- Mijatovic, B.F. 1977. Current problems in the rational exploitation of karst waters. In *Hydrologic Problems in Karst Regions* (ed. Dilamater-Csallany). 262-279. Bowling Green, Kentucky. USA.
- Mijatovic, B.J. 1984a. Captage par galerie dans un aquifere karstique de la cote dalmate: Rimski Bunar, Trogir (Yougoslavie). *International Contributions to Hydrogeology. AIH. 1*: 152-155. Hannover.
- Mijatovic, B.F. 1984b. Problems of sea water intrusion into aquifers of the coastal Dinaric Karst. *International Contributions to Hydrogeology. AIH. 4*: 115-192. Hannover.
- Mijatovic, B.F. 1987. Problems de captage en regions karstiques littorales. *Bulletin du Centre d'Hydrogeologie. Univ. Neuchâtel. 7*: 65-106. Berne.
- Mijatovic, B.J. 1992. Conditions hydrogeologiques de quelques aquifers karstiques de la Crete (Grece). *International Contributions to Hydrogeology. AIH. 13*: 249-262. Hannover.
- MINER y MOPTMA. 1994. Libro Blanco de las Aguas Subterráneas. 135 pp. Madrid.
- Monopolis, D. y Mastopis, K. 1969. Hydrogeological investigations of Almiros spring. *Inst. for Geol. And Subsurf. Research, 1*, Atenas (Grecia).
- Perna, G. 1994. Il carsismo profondo nel sulcis Iglesiasiente (Sardegna Sud-Occidentale) e nel Trentino-Veneto (Alpi Sud-Orientale Italiano). In *Carsismo messiniano; esempi di carsismo profondo correlati con il livello del Mediterraneo Messiniano. Annali dei Musei Civici-Rovereto. 10*: 327-378. Italia.
- Pomar, L. 1989. Espeleotemas freáticos, karst litoral y oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario en la isla de Mallorca. In Durán y López-Martínez, *El karst en España. Sociedad Española de Geomorfología. 4*: 265-275. Madrid.
- Rodríguez Hernández, L. y Medina Gil, A. 1988. La relación agua continental - agua marina en los embalses subterráneos costeros de la provincia de Alicante. *TIAC'88. III*: 211-220. Almuñécar (Granada).
- Sahún Artiga, B., et al. 1995. Modelo de flujo subterráneo de la Unidad Hidrogeológica del Llano Inca-La Puebla (U.H. 18.11); Mallorca (Balears). *VI Simposio de Hidrogeología. Asociación Española de Hidrología Subterránea. 697-711*. Sevilla.
- Serrano Orts, Vicente; et al. 1995. Estudio de Investigación de las descargas de agua subterránea al mar por la Sierra de Irta (U.H. 08.07: Maestrazgo). *Mancomunidad del Baix-Maestrat (Castellón). VI Simposio de Hidrogeología. Asociación Española de Hidrología Subterránea. 679-696*. Sevilla.
- Stringfield, V.T. y Rapp, J.R. 1984. Salt-water encroachment in the Miami Area, Dade County, Florida (USA). *International Contributions to Hydrogeology. AIH. 1*: 160-163. Hannover.
- Tadolini, T., Spizzico, M y Sciannamblo, D. 1996. Karst groundwater outflows along the costal area between T. Columena and Porto Cesareo (Leche, Southern Italy) and their posible use. *International Conference on Karst Fractured Aquifers Vulnerability and*

- Sustainability. University of Silesia. 260-269. Katowice.
- Tadolini, T., Tulipano, L. y Fidelibus, M.D. 1982. Significativi aspetti del chimismo delle acque sotterranee circolanti nell'acquifero carsico della Penisola Salentina (Italia meridionale). *Geología Aplicada e Idrogeologia*. XVII (II): 411-426. Bari (Italia).
- Tarbox, D.L. 1987. Groundwater occurrence and development in coastal karst terrains of oceanic islands in the lower latitudes. *Karst Hydrogeology: Engineering and Environmental applications*. 287-290. Orlando.
- Tulipano, L. y Tadolini, T. 1982. Metodologie di studio ed indagini per la protezione delle risorse idriche sotterranee presenti nell'acquifero costiero fessurato e carsico pugliese dall'inquinamento proveniente dalle attività antropiche. *Geología Aplicada e Idrogeologia*. XVII (II): 397-410. Bari (Italia).
- Wigley, T.M.L. y Plummer, L.N. 1976. Mixing of carbonate waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 40: 989.
- Zoppou, C., Wood. A.T.A. y Falkland, A.C. 1994. Estimation of the Thickness of a Freshwater Lens using an exact random field generator. Artículo preparado para: *Water Down Under '94*. 1: 417-422. Adelaide, Australia.