

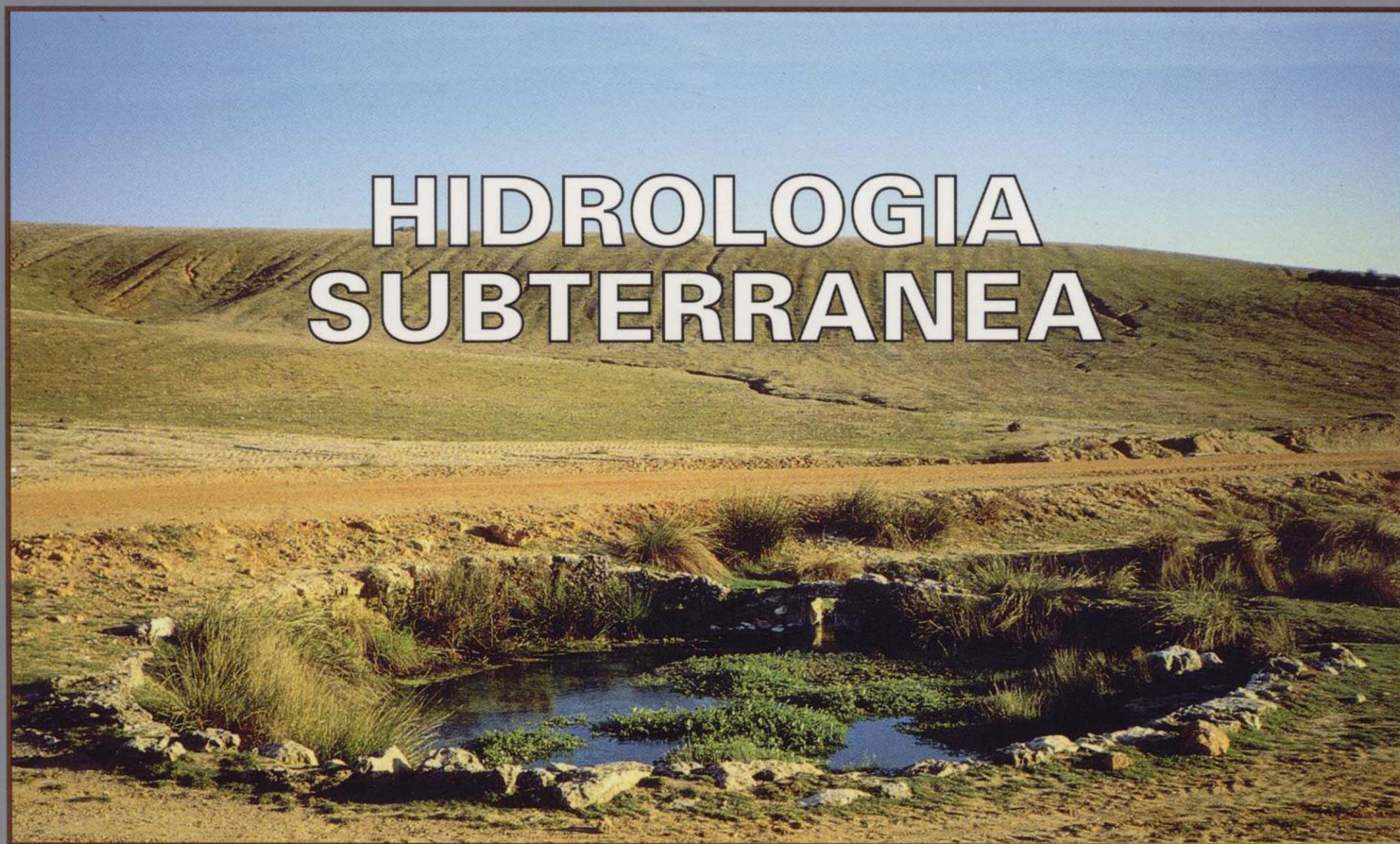
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín geológico y minero

VOLUMEN 109

Julio - Agosto 1998

NUMERO 4



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366-0176



Número especial para los países ibero parlantes.
Publicado en colaboración con la AIH y UNESCO.

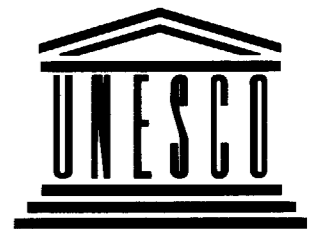


R. - 34.086

boletín geológico y minero

**Número especial coordinado con la
ASOCIACION INTERNACIONAL DE HIDROGEOLOGOS
Y UNESCO**

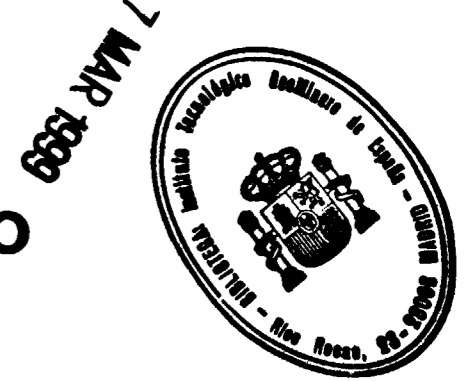
**con destino a los socios e hidrogeólogos
de países ibero parlantes**



ACCN 59517

Volumen 109
Número 4
Julio-Agosto 1998

boletín geológico y minero



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

Sumario

Hidrología Subterránea

*Número especial para los países
iberoparlantes. Publicado por el
ITGE en colaboración con la AIH
y UNESCO.*

- E. CUSTODIO GIMENA: Recarga a los acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. ... 13
- F. J. SAMPER CALVETE: Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: Utilización, calibración e incertidumbres. ... 31
- L. J. LAMBAN: Recopilación y síntesis de la información hidrogeológica disponible en las zonas de mayor importancia minera situadas al sur de la provincia de Río Negro (Argentina). ... 55
- M. FILI, E. F. DA ROSA FILHO, M. AUGÉ, J. MONTAÑO XAVIER y O. TUJCHNEIDER: El Acuífero Guaraní. Un recurso compartido por Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay (América del Sur). ... 73
- M. E. HERNANDEZ GARCIA, M. R. LLAMAS MADURGA y J. CRUCES DE ABIA: El impacto de los pozos abandonados sobre el acuífero detrítico del terciario de Madrid. ... 79
- G. H. P. OUDE ESSINK y R. H. BOEKELMAN: Problemas con el modelado a gran escala de la intrusión de agua salada en 3D. ... 87

DIRECCION Y ADMINISTRACION
Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Fax (91) 349 57 62

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE

R.-34.086

El Instituto Tecnológico Geominero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico Geominero de España. Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE PORTADA:
Surgencia de aguas termales de origen kárstico, a favor de fracturación.
Fuencaliente del Burgo (Soria, España)

Foto: J. Rubio Navas

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366-0176
NIPO 241-97-001-8

Gráficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - Teléf./Fax 91 359 57 55 - 28016 -MADRID

Aportaciones al conocimiento y difusión de la investigación en el campo de la Hidrología Subterránea.

Editores: X. Sánchez Vila, UPC. Barcelona, España.
E. Bocanegra, UNMP. Mar de Plata, Argentina.
A. Huerga, ITGE. Madrid, España.

Comité Editorial:

- | | |
|------------------------------------|--------------------------------|
| A. Aureli (UNESCO) | J. J. Durán (ITGE-España) |
| A. G. Bonorino (AIH-Argentina) | C. Fernández-Jáuregui (UNESCO) |
| N. Cabrera (AIH-Cuba) | M. Filí (AIH-Argentina) |
| G. Cardoso da Silva (AIH-Brasil) | M. Pascual (AIH-España) |
| T. Condesso de Melo (AIH-Portugal) | J. Samper (AIH-España) |

Edición coordinada por A. Huerga y L. Aparicio

Con la colaboración del grupo español de la AIH, representado por el Dr. J. Samper (Presidente)



ACCN 59517

PRESENTACION

Durante las etapas iniciales de creación del Grupo Argentino de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (AIH), con la colaboración del Grupo Español, en diversas reuniones se manifestó el interés que tendría el poder disponer de una publicación periódica en castellano, abierta al portugués, asequible a toda la comunidad hidrológica iberoamericana, en lo posible adicional a las excelentes publicaciones generales de la AIH. Dichas publicaciones generales, predominantemente en inglés, no son siempre asequibles a la comunidad hidrogeológica iberoamericana o bien por el idioma o bien por reflejar temas de interés preferente para otras áreas o bien ser el resultado de investigaciones cuyos resultados son más directamente útiles al profesional una vez integrados en textos de carácter metodológico, o bien resultan económicamente poco asequibles a un sector de los interesados.

La idea, nacida hacia 1988 ha sido bien considerada y acogida por el Consejo de la AIH y por su Secretario General, así como por UNESCO, tanto en su sede central en París como en su oficina regional en Montevideo. El Grupo Español de la AIH ha recogido el reto y lo ha ido madurando hasta que finalmente se ha visto viable que dicha publicación apareciera como un número anual extraordinario del Boletín Geológico y Minero, que es la publicación técnica periódica (Junto con la Revista de Micropaleontología) del Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), antes Instituto Geológico y Minero de España (IGME). La publicación está copatrocinada por la AIH y UNESCO, al tiempo que apoyan su difusión.

Si bien aún están por acordar y ultimar los detalles de la triple colaboración, se ha creído oportuno iniciar este primer número, con una estructura, formato y contenido provisional, en el convencimiento de la mejor forma de crear camino y avanzar es ponerse a andar. Además este inicio del camino coincide con la preparación del 150 Aniversario de la creación del ITGE, en 1849, como Comisión para la Carta Geológica de Madrid y General del Reino. Es uno de los Institutos Geológicos más antiguos y de mayor contenido a nivel mundial, y con una larga tradición en el campo hidrogeológico, en aspectos, situaciones y contextos que tienen mucho en común con el ámbito general iberoamericano.

Para formar este primer número se ha tratado de respetar en lo posible la idea de que el contenido deseable es:

- Artículos y notas metodológicas y de valor general (invitados por lo general).
- Traducciones de artículos metodológicos de especial interés (seleccionados por el Comité Editorial).
- Artículos relativos a estudios, investigaciones o realizaciones que tengan un carácter regional o que introduzcan métodos de trabajo (en general libres y sometidos a revisión por especialistas).

En publicaciones anuales sucesivas el Comité Editorial y los Editores irán puliendo los objetivos y tratando de que el ámbito temático y de autores sea realmente Iberoamericano.

Agradezco muy sinceramente a los actuales Editores, Dr. Xavier Sánchez Vila, Ing. Emilia Bocanegra y Geol. Argimiro Hueriga, el haber apoyado en todo momento esta iniciativa y en especial quiero dejar constancia del gran trabajo realizado por el tercero de ellos para hacer cristalizar este número, resolviendo desde los problemas de correcciones hasta la obtención de artículos, así como la ingrata tarea de hacer cumplir plazos. También quiero agradecer al Dr. Javier Samper -y en él, como Presidente, a la Junta Directiva del Grupo Español de la AIH- su continuada labor y renovado impulso.

Desde estas líneas emplazo y animo a todos los socios de la AIH, y muy en especial a los iberoamericanos, y a todos los receptores de la revista, universidades, centros de investigación, organismos públicos y privados, empresas y profesionales en general, con interés en el diverso, intenso y entusiasmante campo de la hidrología -en su más amplia acepción- a enviar sus ideas, comentarios y noticias, así como a contribuir artículos. Esta revista será lo que entre todos decidamos que queremos que sea y dependerá del apoyo que reciba. Ahora tenemos una magnífica ocasión para hacer avanzar un instrumento científico y técnico en nuestro lenguaje (castellano y portugués) -que abarca a una muy significativa proporción de los hidrogeólogos mundiales- buscando equipararnos a publicaciones equivalentes en otros idiomas. En este nuestro universo este lenguaje común no excluye la riqueza de las otras lenguas de nuestros países, su importancia y carta de igualdad de trato en las áreas en que coexisten -yo mismo uso habitualmente una de ellas, el catalán- y la necesidad de su conocimiento para entender bien el trinomio agua-terreno-hombre. Esta revista sin duda contribuirá a facilitar la comunicación y puede acoger textos de interés.

Emilio Custodio Gimena

*Director General del Instituto Tecnológico Geominero de España
(Catedrático de Hidrología Subterránea, UPC, Barcelona)
Miembro del Consejo de la AIH*

PROLOGO

ASOCIACION INTERNACIONAL DE HIDROGEOLOGOS

La Asociación Internacional de Hidrogeólogos (AIH) es una asociación de profesionales de ámbito mundial que trabajan en ciencias y técnicas del agua subterránea y otras disciplinas relacionadas. Tiene más de 3500 miembros en más de 120 países. Busca promocionar el conocimiento de la importancia del agua subterránea y los principios de la buena gestión mediante la organización de congresos y otras reuniones a través de publicaciones y con el apoyo de comisiones científicas y grupos de trabajo. Muchas de estas actividades se organizan en colaboración y con la ayuda del Programa Hidrológico Internacional de UNESCO. La AIH disfruta de una buena colaboración con UNESCO tanto a través de sus oficinas centrales en París como con los especialistas en hidrología y medio ambiente de sus oficinas regionales.

Las publicaciones principales de la AIH son la revista Hydrogeology Journal, que ya consta de 6 volúmenes (1998), y sus libros seriados International Contributions to Hydrogeology, que ya consta de 20 títulos publicados. Para asegurar la mayor accesibilidad a nivel mundial y de acuerdo con la creciente práctica científica, la política de la AIH es que esas publicaciones se hagan principalmente en inglés. Al tomar esta decisión el Consejo de la AIH asumió dar un fuerte apoyo a cualquier iniciativa para publicar textos relevantes sobre hidrogeología en otras lenguas, en colaboración con organismos internacionales y regionales, en especial allí donde esas publicaciones estuvieran dirigidas a satisfacer las necesidades de desarrollo científico específico de esas regiones.

Por lo tanto, en nombre del Consejo de la AIH, con gran satisfacción doy la bienvenida a esta edición especial del Boletín del ITGE, dedicado a la hidrogeología y orientado hacia los intereses del mundo castellanoparlante (y lusoparlante). Esta edición se ha llevado a cabo por el ITGE bajo el patrocinio conjunto de la AIH y UNESCO, y es el resultado del esfuerzo entusiasta de los miembros de la AIH en España e Iberoamérica. Se mantendrá un diálogo entre todos los patrocinadores y colaboradores para asegurar que esta excelente iniciativa se mantenga.

También confío en que sirva como modelo para otras publicaciones en otras lenguas con el fin de sumarse a la misión de la AIH de diseminación de la educación y de la información.

Mediante la colaboración entre UNESCO y la AIH vamos a tratar de garantizar que la edición sea ampliamente distribuida a los hidrogeólogos de habla castellana (y portuguesa), en especial en Iberoamérica.

Agradezco en particular la contribución personal del Profesor Emilio Custodio, de la Universidad Politécnica de Cataluña, actualmente Director General del ITGE, por haber iniciado esta edición. Sus trabajos para promocionar el conocimiento de la hidrogeología en Iberoamérica, que van a ser impulsados por esta edición, es una de las razones por las que la Asociación Internacional de Hidrogeólogos tiene el placer de honrarlo con el Premio del Presidente en 1998.

Andrew Skinner

*Secretario General
Asociación Internacional de Hidrogeólogos*

PROLOGO

UNESCO

El Programa Hidrológico Internacional (PHI) de UNESCO para América Latina y el Caribe comparte el honor de auspiciar y apoyar la feliz iniciativa de publicar y difundir el número especial del Boletín del Instituto Tecnológico GeoMinero de España conjuntamente con la Asociación Internacional de Hidrogeólogos.

El tema del Día Mundial del Agua 1998 (22 de marzo) fue: *Aguas subterráneas, el recurso invisible*, que abordaba tanto la calidad del agua como su cantidad. El agua subterránea es uno de los dos temas prioritarios desarrollados durante la Quinta Fase del PHI (1996-2001). A continuación ofrecemos el texto preparado por el PHI para el Día Mundial del Agua, que destaca las principales características del agua subterránea y su importancia para la satisfacción de las necesidades de recursos hídricos de la humanidad.

El agua subterránea representa un 30% de los recursos de agua dulce del planeta, mientras que los lagos y ríos corresponden a menos de 1%, y el mayor volumen de agua dulce está almacenado en los glaciares (69%).

El agua subterránea es uno de los componentes del ciclo hidrológico, almacenado bajo tierra en estratos geológicos llamados acuíferos; es un resultado de la infiltración de la precipitación y del agua superficial (ríos), con los que mantiene una estrecha relación. Los acuíferos presentan la ventaja de tener una enorme capacidad de almacenamiento con flujo muy bajo, y se pueden acceder fácilmente a través de pozos o perforaciones, ya sea por bombeo o pozos artesianos. La importancia de los acuíferos depende de la naturaleza geológica de los estratos: por ejemplo, las formaciones sedimentarias constituyen buenos acuíferos mientras que las rocas duras tienen una limitada capacidad de almacenaje.

El agua subterránea está distribuida en forma despareja en todo el mundo, dependiendo de diferentes condiciones climáticas: *las zonas templadas*, con abundante precipitación ofrecen una importante recarga renovable a los acuíferos, que juegan un importante papel junto con el agua superficial, asegurando una buena regulación inter-anual en caso de sequía; *las zonas áridas*, con escasa precipitación y ríos intermitentes, reciben menor recarga renovable, pero el agua subterránea constituye el recurso hídrico predominante, y algunas veces el único recurso hídrico, en zonas desérticas donde se almacena en acuíferos fósiles.

La infiltración de la precipitación y el agua superficial a través de estratos porosos proporciona agua subterránea de buena calidad en general; esto sumado al fácil acceso del agua subterránea en diversas regiones del planeta explica **el uso extendido del agua subterránea para consumo humano**, que cubre más del 60% de las necesidades humanas. El agua subterránea también asegura entre 20% y 40% de las necesidades industriales de agua en los países industrializados. En zonas áridas, a menudo representa la principal fuente de agua para la agricultura (40% en India, 80% en Arabia Saudita).

El agua subterránea se encuentra amenazada por diversos factores relacionados con su inadecuada gestión. A menudo es sobre-explotada, particularmente en las zonas áridas, y por consiguiente se produce un descenso de la napa freática, lo cual provoca un alza de los costos de bombeo y la posibilidad de contaminación por agua salada, especialmente en zonas costeras donde los acuíferos se ven amenazados por la intrusión del agua de mar. El agua subterránea puede contaminarse igualmente por la descarga de aguas residuales en los ríos

o como resultado de las prácticas agrícolas; es muy difícil y costoso recuperar las características iniciales del agua subterránea una vez que ha sido contaminada.

Recurso valioso para la humanidad, el agua subterránea debe ser gerenciada y protegida correctamente con el objeto de asegurar su uso sustentable para consumo doméstico, la industria y la agricultura. La evaluación de los recursos disponibles en los acuíferos es un prerrequisito para la gestión racional del agua subterránea. El manejo racional es la clave del uso sustentable del agua subterránea; y en lo posible debe vincularse estrechamente a la gestión del agua superficial con un enfoque integrado a nivel de cuencas hidrográficas, regiones y países. La explotación de acuíferos fósiles corresponde a la minería y debe planificarse cuidadosamente a fin de asegurar su longevidad. El agua subterránea debe ser protegida de la contaminación mediante el control de la calidad del agua fluvial y los depósitos contaminantes. Para que se tomen en cuenta todos estos factores, debe definirse una **política de legislación de aguas a nivel nacional** con el fin de fijar las reglas para la prospección y utilización del agua subterránea así como de su protección contra la contaminación. Todos los aspectos vinculados a la gestión y protección del agua subterránea deben hacerse conocer al público, el cual debe ser impulsado a participar en su protección.

Carlos Fernández-Jáuregui
Hidrólogo Regional
UNESCO

RECARGA A LOS ACUIFEROS: ASPECTOS GENERALES SOBRE EL PROCESO, LA EVALUACION Y LA INCERTIDUMBRE

Por E. CUSTODIO GIMENA (*)

R E S U M E N

La recarga a los acuíferos se produce de diversas formas, a partir de la lluvia y de las aguas superficiales, y también por transferencias de unos acuíferos a otros. La recarga puede ser difusa, preferencial o concentrada, y en cada caso hay complejas circunstancias a nivel local tales como la existencia de encharcamientos, cambios en las condiciones del suelo, sedimentos, niveles de baja permeabilidad en el medio no saturado, etc. De la descripción de detalle mediante modelos conceptuales adecuados se debe pasar a modelos conceptuales regionalizados que se traduzcan en métodos y modelos de cálculo que permitan al gestor y planificador obtener evaluaciones de esa recarga, no sólo de su valor medio sino de la variación temporal, y además permitan una evaluación -por lo menos del orden de magnitud- del error de esa evaluación. Siempre se trata de valores con una intrínseca incertidumbre asociada, como lo son las evaluaciones de otras magnitudes hidrológicas, y sometidos a la variabilidad que les impone la naturaleza estocástica de la precipitación y de la escorrentía, y el efecto de otras variables climáticas (temperatura, humedad atmosférica, ...) y biosféricas (cobertura vegetal, desarrollo radicular, ...). Esa impresión se puede reducir, acotar y evaluar mediante la observación y medida de la recarga, y así se tiene un proceso progresivo que lleva a un más preciso conocimiento a medida que es necesario conocer mejor el comportamiento de un sistema acuífero.

Palabras clave: Recarga, Evaluación, Incertidumbre, Métodos, Acuíferos.

A B S T R A C T

Aquifer recharge has different origins. It can be due to rainfall and surface water, as well as the result of water transfer among aquifers. Recharge may be diffuse, preferential or concentrated. In field situations complex local circumstances may be found, as ponding, soil condition changes, sediments, low permeability layers inside the unsaturated zone, ... The detailed description by means of suitable conceptual models has to be upscaled to get regionalised conceptual models. These have to be translated into methods and calculation models which allow the water manager and planner to evaluate the recharge from existing data. What is needed is not only the mean value of recharge, but also its time evolution and an evaluation of the involved error, or at least an estimation of it. Recharge values are always uncertain, as happens with the other hydrological variables. This reflects the variability derived from the stochastic nature of precipitation and run-off, and the effect of other variables involved, both climatic (temperature, air humidity, ...) and biospheric (vegetal cover, root depth, ...). This uncertainty can be diminished, bounded and evaluated by means of measurements and monitoring of recharge. Thus it is possible to obtain a progressive knowledge or recharge at the same time the aquifer system behaviour needs to be known more in depth as more groundwater is developed from it.

Key words: Recharge, Evaluation, Uncertainty, Methods, Aquifers.

INTRODUCCION

Definiciones y proceso de recarga

En términos generales se denomina recarga al proceso por el que se incorpora a un acuífero

agua procedente del exterior del contorno que lo limita. Son varias las procedencias de esa recarga, desde la infiltración de la lluvia (la más importante en general) y de las aguas superficiales (importantes en climas poco lluviosos), hasta la transferencia de agua desde otro acuífero o acuitardo, si los mismos son externos al acuífero o sistema acuífero en consideración (Fig. 1). La recarga por la lluvia, y en general la producida a partir de aguas superficiales, afecta a sistemas

(*) Departamento de Ingeniería del Terreno/Centro Internacional de Hidrología Subterránea/AIH. Universidad Politécnica de Cataluña. Gran Capitán, s/n, Edificio D-2. 08034 BARCELONA. Actualmente en el Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid.

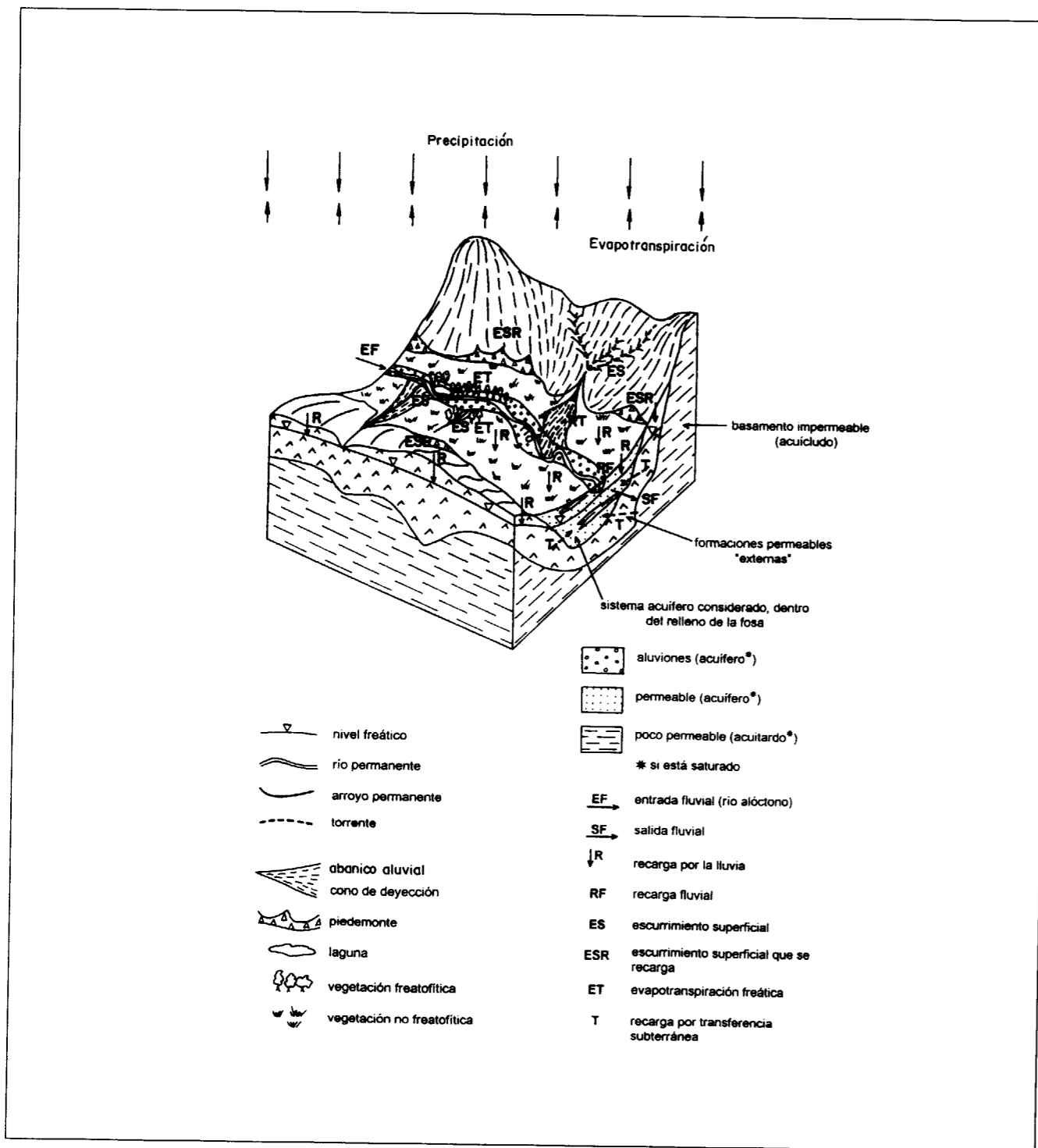


Fig. 1- Bloque-diagrama esquemático de una fosa tectónica entre bloques elevados (pilares, horts) impermeables a efectos prácticos, y elementos que intervienen en la recarga del sistema acuifero del relleno sedimentario, el cual contiene formaciones permeables (acuiferos) y poco permeables (acuitardos) y que comprende una amplia franja no saturada cuyo espesor crece en el sentido del flujo del agua del río. El conjunto está encajado en otras formaciones también permeables que aquí se consideran exteriores al sistema acuifero del relleno sedimentario (por ejemplo se puede tratar de sedimentos anteriores, como carbonatos, o efusiones volcánicas, como basaltos o riolitas).

acuíferos freáticos, es decir que limitan superiormente con el medio no saturado.

Se llama recarga tanto al volumen de agua que penetra en un cierto intervalo de tiempo como al flujo unitario (tasa de recarga), en volumen por unidad de tiempo (L^3T^{-1}), la cual también es frecuente darla como volumen por unidad de superficie y unidad de tiempo, o altura por unidad de tiempo (LT^{-1}). Esta tasa de recarga puede ser tanto el valor en un momento determinado, como el valor medio que corresponde a un cierto período de tiempo, o bien el valor medio que corresponde un largo período de tiempo. Estas circunstancias deben ser explicitadas cuando se dan los valores.

Se denomina infiltración al proceso y a la cualificación de la penetración de agua desde la superficie del terreno hacia el interior del terreno (Fig. 2). Cuando el nivel freático está a cierta profundidad, la parte de la infiltración que se convierte en recarga tarda un tiempo más o menos largo, a veces muy dilatado, en llegar al acuifero; el agua en tránsito descendente es recarga en tránsito o agua de percolación (no hay vocablo universalmente admitido).

En el caso de recarga por la lluvia, que como se ha dicho es la situación más común y regionalmente más importante (aunque puede que no lo sea a nivel local), tras descontar de la precipitación la parte del agua que queda interceptada por la vegetación (que luego se evaporará) y la parte del agua detenida en superficie (que asimismo luego se evaporará), lo que queda (lluvia útil para algunos autores) se reparte entre escorrentía superficial directa (agua que escurre sobre el terreno) e infiltración. Parte de la escorrentía superficial directa puede infiltrarse aguas abajo en encharcamientos o allí donde las condiciones del terreno sean favorables al proceso. La tasa (intensidad o valor por unidad de tiempo) de estos componentes varía a lo largo del evento de precipitación. Así la interceptación y detención son importantes al inicio de la lluvia, la infiltración decrece con el tiempo y la escorrentía superficial aumenta a lo largo de la lluvia.

Una parte del agua infiltrada se puede mover más o menos rápidamente en sentido horizontal por la parte superior del suelo siguiendo macro-

poros, canalículos, grietas, etc. y luego reaparecer en superficie a menor elevación como escorrentía superficial diferida o flujo subsuperficial, uniéndose a la escorrentía superficial directa para formar la escorrentía superficial del evento de lluvia (Fig. 2).

La tasa de infiltración viene limitada por la permeabilidad intrínseca del suelo y su estado de humedad⁽¹⁾. En caso de encharcamiento con nivel freático profundo se produce infiltración. Se reduce a cero (rechazo) cuando hay encharcamiento (saturación) por ascenso del nivel freático hasta la superficie del terreno. El aire atrapado debajo de un frente de saturación extenso, si no tiene vía fácil de escape, limita la tasa de infiltración.

El agua infiltrada que no escurre subsuperficialmente ocupa todos o parte de los poros del terreno y tiende a descender verticalmente de forma lenta si se supera la llamada capacidad de campo del terreno (2). Esta parte del agua está disponible para ser transpirada por las plantas en la franja de penetración de las raíces (franja radicular) o para ser evaporada por la acción de la energía solar sobre la superficie del terreno. Este último efecto supone transporte capilar ascendente de agua hasta la superficie (cuando el terreno está muy seco se hace como difusión de vapor), con lo que el secado penetra lentamente en el terreno y la tasa de evaporación es rápidamente decreciente con el tiempo. La vegetación es efectiva extrayendo agua del suelo, al estar las raíces distribuidas hasta cierta profundidad.

Así, en el terreno hay una parte del agua infil-

⁽¹⁾ La humedad (contenido volumétrico de humedad) es el volumen de agua por unidad de volumen de terreno. Su límite superior es la porosidad. Si la humedad es menor que la porosidad, o sea que parte de los poros están ocupados por aire, la presencia de fenómenos capilares hace disminuir el potencial hidráulico y el terreno tiene capacidad de succionar agua. Todo esto afecta a la tasa de infiltración. La succión se mide como una presión negativa respecto a la presión atmosférica, que se toma como cero.

⁽²⁾ La capacidad de campo (también llamada retención específica) es el mayor contenido de humedad que queda retenido contra las fuerzas de la gravedad. Un terreno saturado se drena hasta quedar a la capacidad de campo. Para seguir sacando agua hace falta un esfuerzo adicional como es la aplicación de energía solar para secar o la succión que producen las raíces de las plantas.

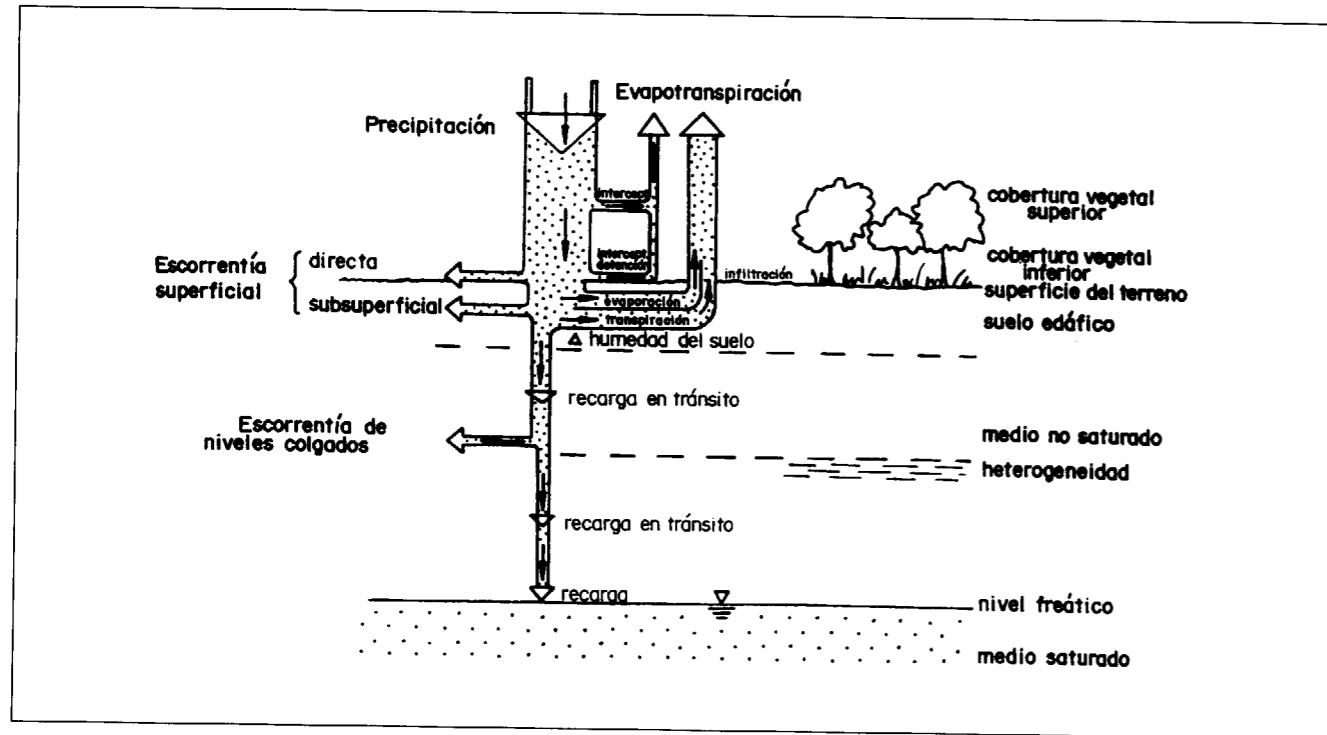


Fig. 2- Representación diagramática de la distribución de la aportación pluviométrica en sus diferentes componentes. La precipitación es la que cae sobre el dosel de la vegetación, que es aproximadamente igual a la que recoge un pluviómetro clásico en un claro del bosque y lejos de edificaciones. La escorrentía de niveles colgados puede sumarse a la recarga en tránsito en áreas vecinas o salir al exterior si intersectan a la superficie del terreno en áreas con suficiente relieve.

trada que desciende hacia el nivel freático y otra superior que asciende para reponer las pérdidas a la atmósfera por evapotranspiración⁽³⁾. El lugar geométrico de los puntos con velocidad vertical igual a cero es el llamado plano de flujo nulo. La posición de este plano de flujo varía a lo largo del tiempo, entre la superficie del terreno (en el evento de recarga) y la profundidad radicular (después de un período seco prolongado).

La percolación es recarga en tránsito bajo el plano de flujo nulo y formará más tarde la recarga al acuífero.

La existencia de grietas, conductos verticales y fisuras permite que el agua caída en superficie penetre por las mismas, en especial si sobre ellas

⁽³⁾ Es difícil separar la evaporación desde la superficie del suelo que produce la radiación solar de la extracción de agua que producen las raíces y que luego se evapora (transpira) en las hojas de la vegetación. Por eso se suelen combinar en un único concepto llamado evapotranspiración.

se produce encharcamiento superficial. Esta forma de infiltración se puede llamar preferencial, por contraposición a la antes descrita, que se puede llamar difusa⁽⁴⁾. Las grietas de retracción por secado son poco a moderadamente profundas y el agua que penetra por ellas se suele acumular en la base de la zona afectada por la evapotranspiración, de modo que es posible que una parte de la misma vuelva a la atmósfera. Al irse humedeciendo el terreno que limita la grieta por imbibición del agua la misma tiende a cerrarse, salvo que el efecto de la grieta persista si existe un relleno más permeable.

Otros tipos de grietas, fracturas y conductos son más permanentes y el agua caída o existente en

⁽⁴⁾ En la literatura hidrogeológica a la recarga difusa (por el medio poroso) se la llama también recarga directa. A la recarga preferencial se la llama también recarga indirecta. La designación recarga concentrada se suele reservar a la que produce bajo cauces de ríos, canales, encharcamientos, y otras formas de agua en superficie.

superficie penetra por ellos hasta que es imbibida; así la penetración del agua depende de la tasa de infiltración que recibe la grieta y de las características de la imbibición (el agua penetra horizontalmente en el terreno). El flujo por la grieta cesa pronto en profundidad si el terreno está muy seco (el agua infiltrada se acumula en el

medio no saturado a profundidad variable), pero puede llegar a gran profundidad, incluso al nivel freático, si las paredes están próximas a la saturación, son de muy baja permeabilidad o la fisura recibe sostenidamente un gran caudal de agua, por ejemplo por encharcamiento en superficie o por descarga de un nivel colgado en la misma.

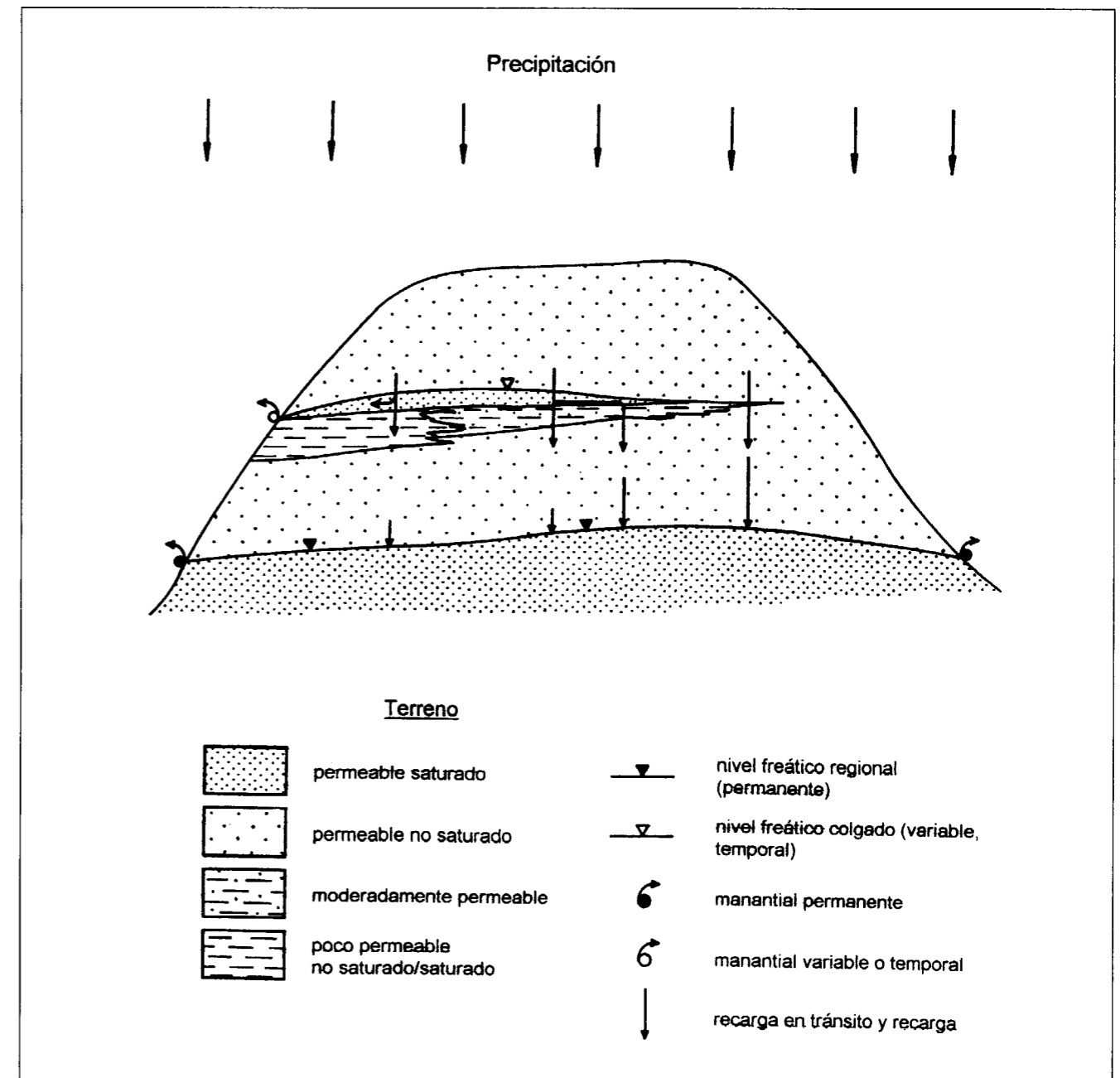


Fig. 3- Nivel colgado heterogéneo en el medio no saturado que da lugar a un manantial colgado en una ladera, pero no en la otra. Internamente reduce la recarga en una parte, en otra la desvía parcialmente hacia otras, y en otras no afecta.

Toda o buena parte de este agua puede ser evapotranspirada.

Esta descripción simplificada del proceso de generación de la recarga por la lluvia muestra que hay diversos procesos involucrados, que no siempre son de descripción y cuantificación sencilla. Además hay variaciones laterales a causa de la heterogeneidad del terreno que forma el suelo y el medio no saturado. Verticalmente se pueden formar niveles saturados (acuíferos colgados o suspendidos), temporales o permanentes, sobre horizontes continuos o discontinuos de pequeña permeabilidad (Fig. 3). En general sólo suponen un retraso en la transformación de la percolación (recarga en tránsito) en recarga, pero hay situaciones en que pueden suponer el encharcamiento temporal del terreno hasta la superficie, con rechazo de la infiltración, o bien la aparición de descargas laterales en el caso de que el relieve topográfico lo permita (Fig. 4).

Una capa de baja permeabilidad vertical k' de espesor b' intercalada en el medio no saturado sobre la que se establece un acuífero colgado de espesor saturado h sobre el techo de la capa, y de modo que el medio no saturado por debajo tiene una succión ϕ (en general próxima a la presión atmosférica que se toma como cero), permite pasar un caudal vertical descendente a su través de:

$$q = k' \frac{h + b' - \phi}{b'}$$

ϕ está definida como un valor negativo.

Si $h=0$ no hay formación del acuífero colgado y $q=k'(1-\phi/b') \approx k'$, o sea que un medio de baja transmisividad puede transmitir verticalmente un flujo aproximadamente igual a su permeabilidad vertical.

El agua que llega a escurrir por la superficie del terreno puede volver a infiltrarse aguas abajo (Fig. 5), en la misma área o en áreas alejadas. Estos movimientos laterales en superficie, con frecuencia acentuados cuando el terreno muy seco se vuelve repelente al agua, hace que la recarga se concentre en las pequeñas depresiones del terreno (Fig. 6). Allí el agua puede pene-

trar en el terreno más profundamente, y en ocasiones hasta por debajo de la profundidad radicular.

En el caso de la recarga a partir de cuerpos de agua superficial (ríos o lagos) cabe considerar dos situaciones extremas, permanentes o transitorias (Fig. 7). En el caso de que haya continuidad del medio saturado⁽⁵⁾ entre el cuerpo de agua superficial y el acuífero, la infiltración es predominantemente vertical en la interfaz agua libre-terreno y depende de la permeabilidad del terreno y de los sedimentos sobre el mismo, y del gradiente hidráulico. Este último es función de como el acuífero transfiere el agua que se recarga a otras partes del mismo. Los sedimentos de fondo del cuerpo de agua, tanto inorgánicos como orgánicos pueden ser determinantes del proceso, pero también lo son las condiciones hidráulicas que permitan mantener un gradiente elevado para la infiltración.

En el caso de que bajo el cuerpo de agua superficial haya medio no saturado el gradiente hidráulico está fijado principalmente por la altura de la lámina de agua, aunque también influye la humedad del medio no saturado bajo el cauce (fig. 8). La permeabilidad de los materiales de contacto entre el agua superficial y el terreno son también importantes. En caso de infiltración bajo gradientes hidráulicos verticales elevados estos sedimentos de fondo del cuerpo de agua se pueden hacer menos permeables por compactación. Para mantener el medio no saturado el agua recargada debe transferirse por el acuífero (o por los posibles niveles colgados intermedios) a otras áreas. De otro modo el agua se acumula bajo el área de recarga y el nivel freático puede llegar a unirse con el cuerpo superficial de agua, en cuyo caso se acaba pasando al caso anterior de medio saturado continuo. También una disminución de la tasa infiltración puede hacer que se evolucione desde un estado de continuidad del medio saturado a la aparición de una franja no saturada.

⁽⁵⁾ A esta situación se le designa como conexión hidráulica y se suele entender que el medio está continuamente saturado bajo el río. Si hay medio no saturado debajo del mismo se dice que hay desconexión hidráulica, pero eso no quiere decir que no haya circulación vertical de agua y recarga. Por eso esta terminología es a veces confusa y conviene evitarla.

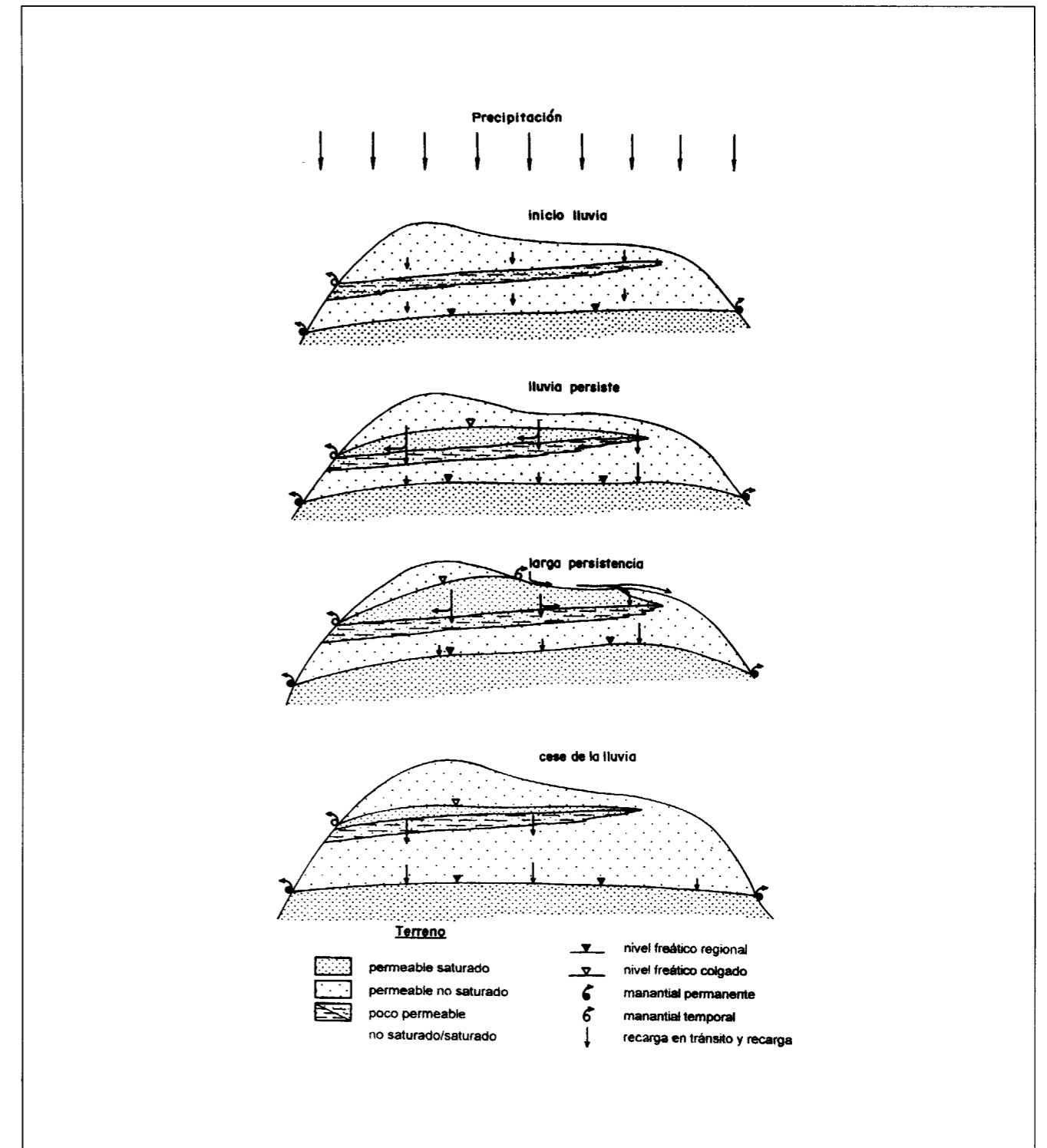


Fig. 4- Efecto de un nivel poco permeable poco profundo intercalado en el medio no saturado. Al inicio de la lluvia la recarga pasa y no se forma un acuífero colgado, pero al aumentar la duración e intensidad se crea un nivel colgado, primero con un manantial lateral y luego hasta encharcar parte de la superficie, reduciendo la recarga local y derivándolo hacia otras zonas. Después del cese de la lluvia el agotamiento del nivel colgado se hace en parte hacia el manantial y en parte hacia el nivel freático regional. Los valores relativos dependen de las características propias de cada situación.

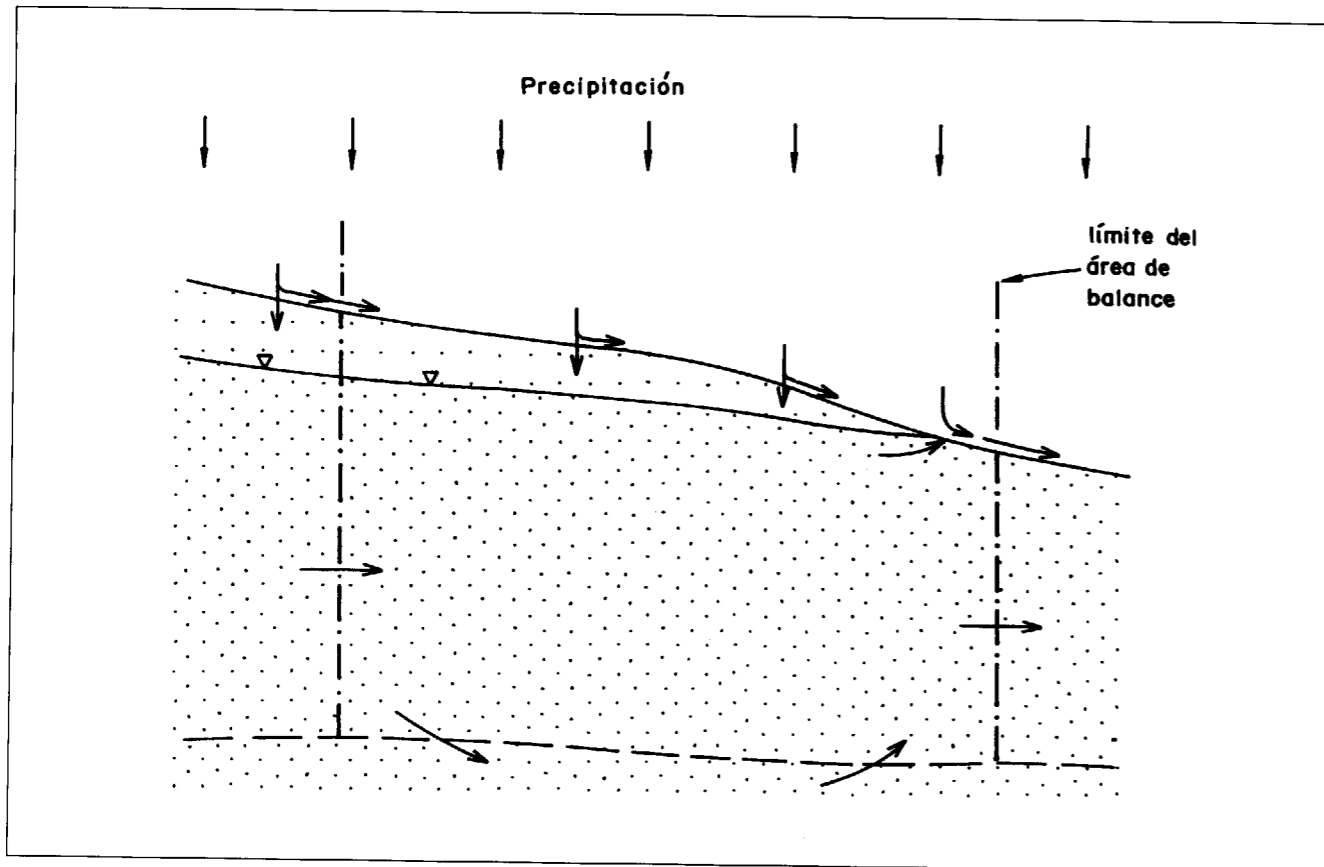


Fig. 5- Area o celda de un balance hídrico de las aguas subterráneas donde se muestran diferentes entradas y salidas por el contorno. Se recibe escorrentía superficial de aguas arriba, que se suma a la generada en el área, parte se infiltra y aguas abajo la recarga queda rechazada por estar el terreno saturado y recibiendo descarga desde el acuífero. Por los contornos entra y sale agua subterránea

De nuevo se está ante una situación compleja, cambiante y fácilmente modificable por la acción humana. Además, las altas tasas de infiltración involucradas favorecen la acumulación de sedimentos finos en la superficie de penetración (procesos de colmatación), salvo que haya una fuerte corriente de agua que lo dificulte, o que crecidas periódicas favorezcan la eliminación de esos sedimentos por remoción (puesta en suspensión) del lecho, ayudado por una fase de descarga de agua subterránea, al río.

La consecuencia de la recarga es el ascenso del nivel freático del acuífero, o una disminución de la velocidad de descenso, y el aumento de las descargas del mismo en ríos, manantiales, zonas húmedas, lagos o el litoral. Una recarga continua produce un nivel freático y unas descargas esta-

bles, salvo que se produzcan otros efectos externos tales como cambios de nivel de base o diferente actividad de la vegetación freatofítica⁽⁶⁾. En realidad la generación de recarga es variable en el tiempo y frecuentemente discontinua, como lo es la precipitación, y así se producen fluctuaciones en los niveles freáticos y en las descargas. Por eso se dijo que la recarga se traduce en una elevación transitoria del nivel freático⁽⁷⁾, que es lo que comúnmente se observa, aunque hay un

⁽⁶⁾ La vegetación freatofítica es aquella que utiliza agua del medio saturado (extrae agua del acuífero), bien directamente, bien de la franja capilar. Normalmente la vegetación extrae agua de los poros y fisuras del medio no saturado.

⁽⁷⁾ Esta elevación es respecto a la tendencia evolutiva del nivel freático.

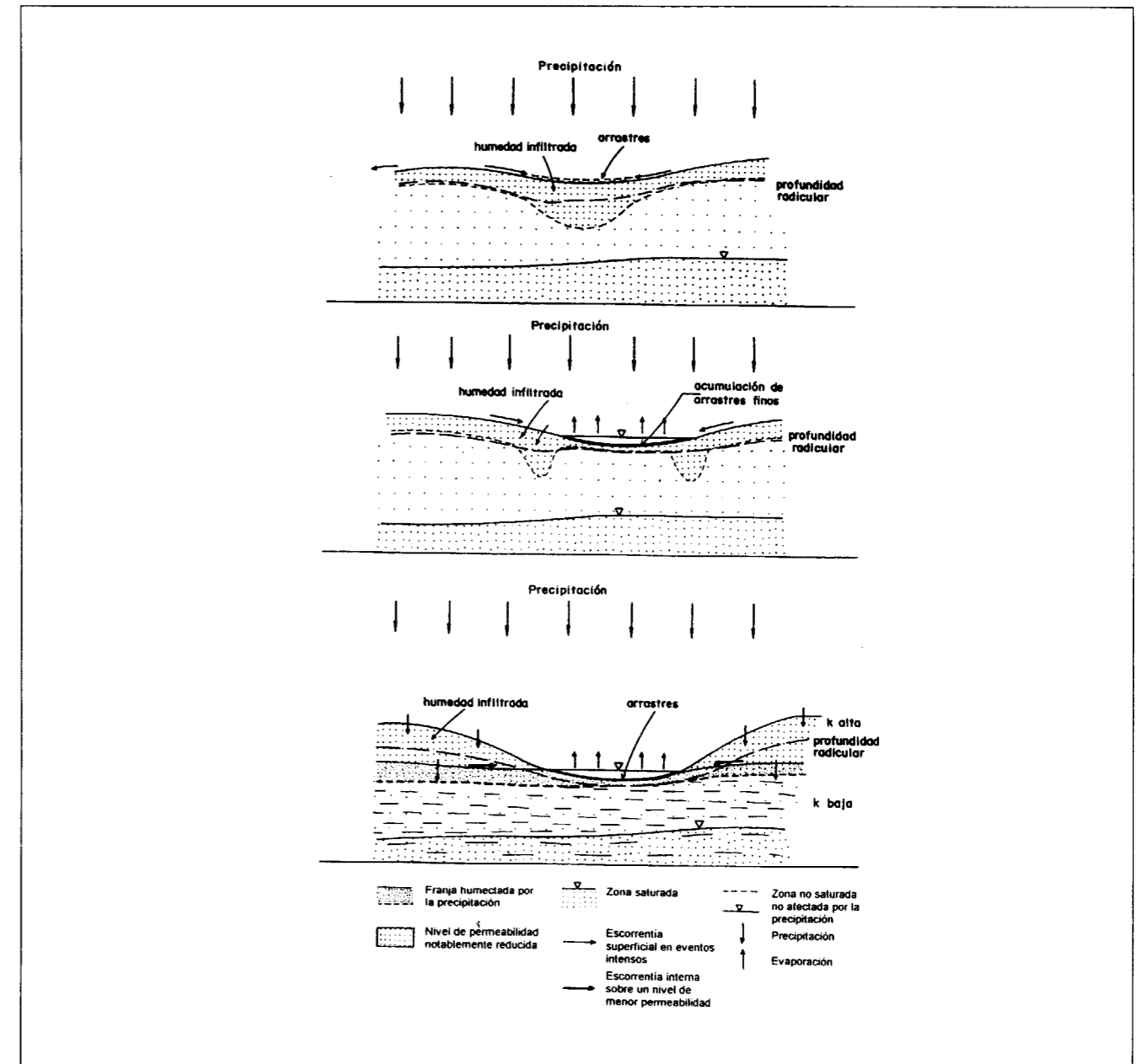


Fig. 6- Redistribución local de la recarga a causa de la generación de escorrentía superficial que se concentra en pequeñas depresiones. Este agua concentrada se infiltra fácilmente si no hay sedimentos finos. De otra manera se forma un encharcamiento más o menos duradero y el agua acumulada se infiltra sólo parcialmente; el resto se evapora o llega a escurrir lateralmente acumulándose a la arroyada. En terrenos arenosos secos puede existir inicialmente una repelencia a la penetración de las gotas de agua (no mojan) y esto aumenta la escorrentía superficial local hasta que el fenómeno cesa al desaparecer las causas de la repelencia con la progresiva humectación. Allí donde se concentra el agua de escorrentía sobre el terreno permeable, aumenta mucho la infiltración y la franja humectada es mucho más profunda.

retraso y amortiguación entre la causa y el efecto debido a la transferencia del agua por el nivel no saturado. El efecto luego se disipa lentamente al fluir el agua hacia los puntos de descarga. Así la

relación causa-efecto puede no ser fácilmente aparente a primera vista y se puede requerir un análisis de cierto detalle para poder ponerla de relieve.

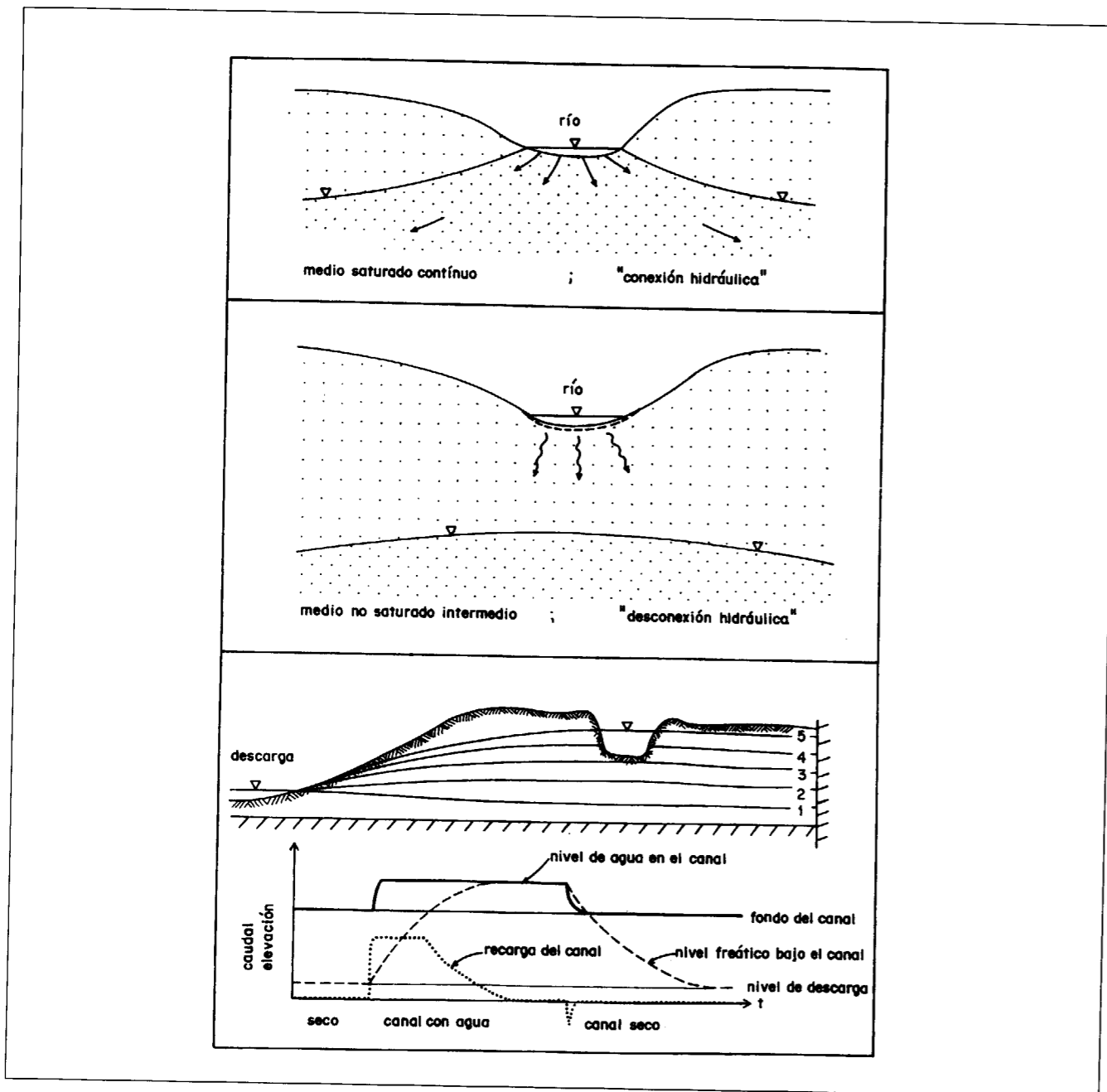


Fig. 7- Redistribución desde un cuerpo de agua superficial. La primera figura corresponde al caso de existencia de un medio saturado continuo bajo el cuerpo de agua superficial (río). La segunda figura es el caso de que a causa de una resistencia hidráulica la infiltración es menor que la capacidad de transmisión del medio no saturado y el nivel freático queda por debajo de la base del cuerpo de agua superficial. La tercera figura muestra cualitativamente la evolución transitoria de niveles y caudales de recarga producidos en un acuífero por un canal de funcionamiento discontinuo, con un control de descarga del acuífero.

La transferencia del efecto de la recarga producida por la precipitación requiere un tiempo variable, que es función de las características del medio no saturado y de su espesor. Puede ser de

horas en medios permeables con el nivel freático poco profundo hasta meses en medios con pequeña permeabilidad vertical (homogénea o por estratificación) y con el nivel freático pro-

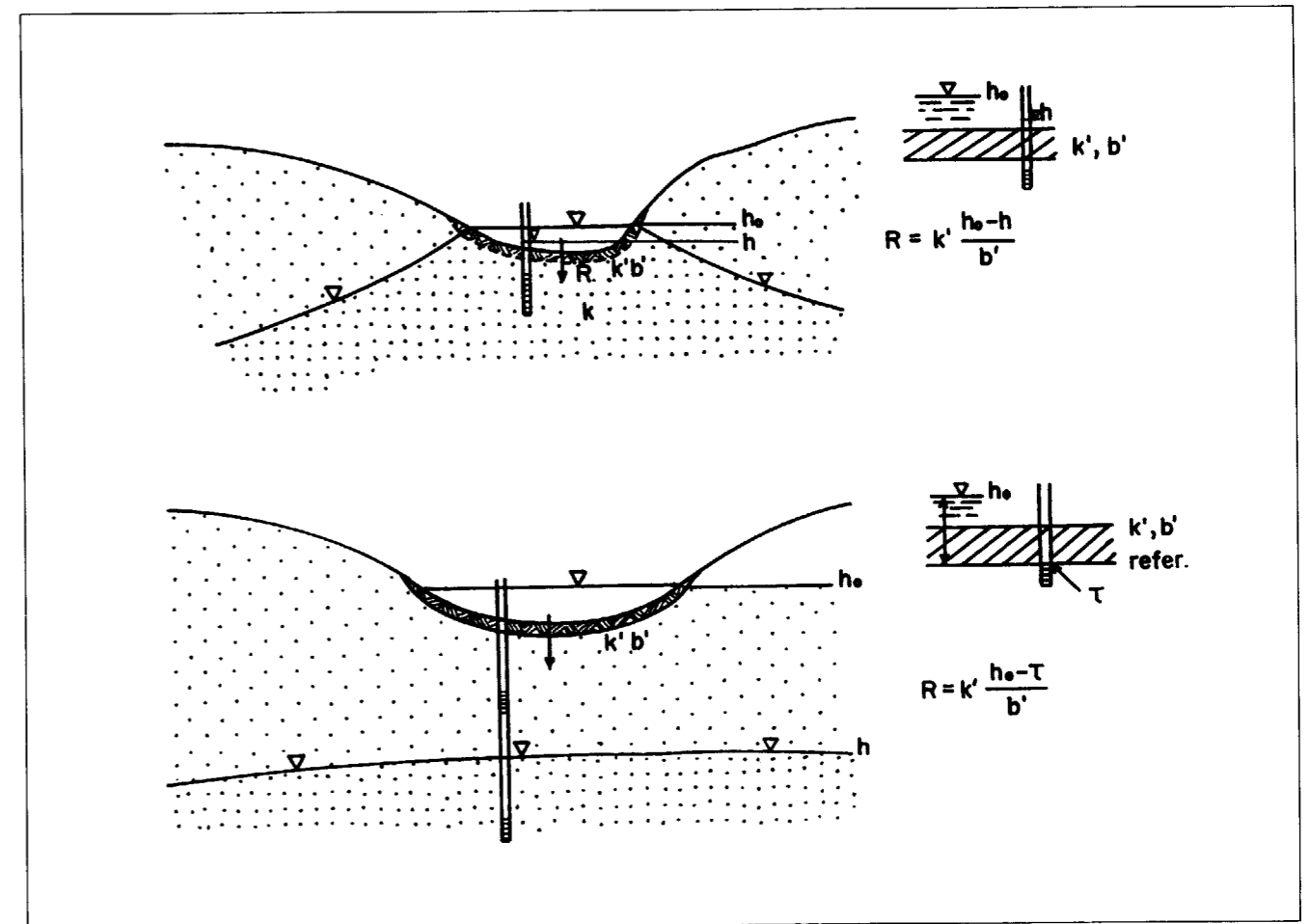


Fig. 8- Infiltración de aguas superficiales (río, canal, lago, ...) a través de los sedimentos de fondo cuando el nivel freático está por debajo del agua libre, con continuidad de medio saturado (figura superior) y con medio no saturado intercalado. k' es la permeabilidad vertical de los sedimentos, menor que la del medio permeable, h_0 la elevación del nivel de agua libre y h la del agua subterránea bajo la capa de sedimentos. τ es la succión del medio no saturado, que con infiltración apreciable se acerca a cero (presión atmosférica bajo dicha capa). τ es un valor negativo. Si hay varias capas de sedimento de permeabilidad k'_i y espesor b'_i , $k' = \sum b'_i / [\sum (b'_i / k'_i)]$.

fundo. En este caso la variabilidad de la precipitación se amortigua notablemente y puede llegar a convertirse en una entrada casi continua, aunque con efectos singulares en eventos especiales (grandes lluvias, períodos muy húmedos, sequías largas).

El efecto sobre el nivel freático de un evento de recarga por precipitación es siempre pequeño ya que la lámina de agua recargada es como mucho de algunas decenas de mm. Si se recarga una fracción α de la precipitación P , en un medio con porosidad m y una retención específica (capacidad de campo) m_r , en el supuesto de que se

pueda despreciar el incremento de descarga del acuífero en este período, la elevación del nivel freático (medida sobre la tendencia) es de $\alpha P / (m - m_r)$; $m - m_r$ es la porosidad drenable (también llamada porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento), y puede ser un valor ligeramente diferente según que el proceso sea de ascenso freático o de descenso freático⁽⁶⁾.

Una precipitación tormentosa, por ejemplo de 100 mm, puede producir una elevación freática como mucho de algunos decímetros, salvo en

⁽⁶⁾ Es a causa del llamado fenómeno de histéresis capilar.

medios fisurados en roca compacta, en los que la baja porosidad permite fluctuaciones mayores (por lo menos a corto plazo). No es raro que muchas de las grandes fluctuaciones que a veces se observan o a las que a veces se hace referencia sean un efecto local del punto de observación, y responde a la penetración de agua superficial, subsuperficial o de un nivel colgado temporal.

El tiempo de respuesta freática o de los caudales de descarga para un evento de recarga está regido por efectos hidráulicos, es decir de transmisión del potencial hidráulico, y no necesariamente supone el movimiento físico del agua. Se puede asimilar a una tubería llena de agua conectada a un depósito elevado; el incremento de presión en la tubería por entrada de agua al depósito no supone que el agua aportada haya aparecido en el punto de medida de la presión. También la futura ruptura en la cresta de una ola que se ve a lo lejos no conlleva que se trate del agua de que formaba esa ola. En el medio subterráneo las pequeñas difusividades hidráulicas⁽⁹⁾ hacen que la propagación de las perturbaciones sea muchísimo más lenta que en esos ejemplos, pero aún así son rápidas en relación con el movimiento físico del agua.

En un perfil de medio no saturado de espesor H y contenido volumétrico medio de humedad θ (suele ser próximo a m), existe una lámina equivalente de agua libre retenida por fuerzas de capilaridad que vale $H\theta$. Si la tasa de recarga media es R (LT^{-1}), el tiempo de renovación del agua del perfil (tiempo medio de tránsito) es de $\tau = H\theta/R$. Este valor varía entre días y cientos de años, y es mucho mayor que el tiempo de respuesta antes comentado. El agua que va a producir la respuesta freática a un evento de recarga no es la que ha penetrado por la superficie del terreno, sino que es la que en media penetró hace un tiempo τ . La que acaba de penetrar inicia su descenso y en promedio llegará después del tiempo τ . En unos casos la dispersión del tiempo real de llegada respecto a τ es pequeña (flujo de pistón) y en otras muy grande, y una parte puede llegar muy rápidamente (flujo preferencial) pero otra lo hará de forma muy diferida.

⁽⁹⁾ La difusividad hidráulica en el medio saturado es el cociente entre la transmisividad del acuífero y el coeficiente de almacenamiento.

FUENTES DE INFORMACION

Los tratados especializados en el estudio práctico de la recarga a los acuíferos son escasos, aunque el tema se trata con mayor o menor extensión en los textos de hidrología subterránea, si bien por lo común a un nivel elemental. A título informativo cabe mencionar las siguientes obras:

- D. N. Lerner, A. S. Issar y I. Simmers (1990). Groundwater recharge. International Contributions to Hydrogeology 8, International Association of Hydrogeologists. Ed. Heise. Hannover. Es un texto preparado por diversos autores, ordenado por temas, que contiene interesantes comentarios y experiencias. Se está preparando una versión revisada y actualizada con el título Recharge of phreatic aquifers in (semi)arid areas, como International Contributions to Hydrogeology 19 y resultados del proyecto H.I.2. del Programa Hidrológico Internacional de UNESCO, bajo la dirección de I. Simmers.
- I. Simmers (ed.) (1988). Estimation of natural groundwater recharge. NATO Advanced Workshop, ASI Series C, 222, Reidel, Dordrecht. Es una colección de contribuciones encargadas a un grupo de expertos.
- M. L. Sharma (ed.) (1990). Groundwater recharge. Balkema, Amsterdam. Es una colección de contribuciones de expertos.
- M. Martín Arnáiz: Componentes primarios del ciclo hidrológico; y E. Custodio: La evaluación global de las aguas subterráneas. En Hidrología Subterránea, Ed. E. Custodio y M. R. Llamas (1976; 1983). Ediciones Omega, Barcelona, Vol. I y Vol. II. Es un libro de texto que dedica varios capítulos de las Secciones 6 y 24 a la recarga de acuíferos.
- L. Candela y M. Varela (1993). La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. CIMNE-UPC. Barcelona. Trata diversos aspectos del flujo en el medio no saturado.
- W. A. Jury, W. R. Gardner y W. H. Gardner (1991). Soil physics. Wiley. Es un tratado de las propiedades hídricas de los suelos.
- P. S. Eagleson (1978). Climate, soil and vegetation. Water Resources Research 14(5): 705-776. Es

un artículo de revisión del estado del arte que discute las relaciones clima-suelo-vegetación. Estos conceptos se están desarrollando actualmente en el subprograma BAHC (Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle) del IGBP (International Geosphere and Biosphere Project), como expresa el Report 27 (the operational plan), 1993. Stockholm.

La información producida en forma de artículos, además de la que se deriva del BAHC, aparece principalmente en el Journal of Hydrology y más raramente en el Water Resources Research. Las publicaciones en castellano son escasas.

Para el cálculo de la recarga se han desarrollado diferentes códigos de cálculo. La mayoría de ellos están orientados a la hidrología de superficie o al riego agrícola, con lo que la recarga está considerada como algo cuya precisión no es esencial. Suelen dar buenos resultados para la simulación de la escorrentía de tormenta. Otros códigos específicos para la recarga de acuíferos son más raros y poco difundidos, aunque en España se ha desarrollado el código BALAN, cuyo principal autor es J. Samper, inicialmente en el Departamento de Ingeniería del Terreno (ETSICCP) de la Universidad Politécnica de Cataluña y actualmente en el Departamento de Ingeniería del Terreno (ETSICCP) de la Universidad de La Coruña. Ambos departamentos continúan con su desarrollo y mejora de uso. Incluye el análisis simplificado de las variaciones freáticas. Sólo considera recarga a partir de la lluvia y del riego. Se ha aplicado además a terrenos kársticos con cierto éxito. Otros programas están especializados en la simulación del caudal de manantiales kársticos. Rara vez estos programas consideran la recarga en aluviales y piedemontes. El programa CBAS, desarrollado principalmente por J. López en el Departamento de Hidráulica (ETSIA) de la Universidad de Córdoba (ahora en la Universidad Pública de Navarra) trata hidráulicamente el medio no saturado para deducir la recarga.

SITUACIONES DE CONOCIMIENTO DE LA RECARGA A LOS ACUIFEROS

El conocimiento de la recarga a los acuíferos supone en cualquier caso identificar las diferen-

tes fuentes y los diversos mecanismos que intervienen, pero hay diversas situaciones a considerar.

La *evaluación* es la obtención de valores medios y de su incertidumbre, así como de valores en períodos determinados, todo ello a partir de la información disponible. Esta información disponible, en el momento actual, y concretamente en España, raramente es información directa pues son muy escasas las estaciones de medida y observación, y además éstas suelen estar orientadas hacia fines agronómicos. Estos datos no ponen especial énfasis en la recarga y además la mayor parte de la recarga se produce en terrenos que no son de cultivo. Así el hidrogeólogo⁽¹⁰⁾ debe efectuar cálculos a partir de otra información, en general precipitación y temperatura, en lo posible a nivel diario, y cuando es posible con datos de radiación solar, velocidad del viento, humedad atmosférica, humedad del suelo, etc., además de considerar las características del suelo y de la vegetación. Todo eso además a nivel regionalizado, es decir, integrando una gran variabilidad espacial y temporal en unos valores medios válidos sobre un territorio extenso. Para esto se recurre a fórmulas y modelos de carácter empírico, con diferente grado de validación, a veces en condiciones que suponen extrapolación o supuestos arriesgados, aunque el que los utiliza no sea consciente de ellas. Este modo operativo es por ahora el más frecuente. Lo más importante es conocer o al menos tener idea del error que se puede cometer, que en general es grande. La sofisticación de herramientas (modelos) de cálculo con datos diarios y consideración de fenómenos complejos no debe dar la falsa sensación de que se obtienen cifras precisas, ya que en general se emplean parámetros imprecisos, a veces sin significado físico claro, que pueden no representar bien la situación que se pretende calcular. Esta situación de evaluación es la más común en los Organismos de Cuenca, aunque no excluye ni debe excluir las otras formas, llevadas

⁽¹⁰⁾ Se entiende por hidrogeólogo de aguas subterráneas a un científico, experto o profesional con una capacitación específica en la ciencia y la técnica de las aguas subterráneas. Se trata tanto de ingenieros de diferentes especialidades (camino, minas, industriales, agrónomos, montes), y de licenciados (geólogos principalmente), pero también físicos, químicos, biólogos, además de otras ramas en casos concretos (economistas, ...)

a cabo por ellos mismos o mediante colaboración con otros.

Otra situación es la de *observación y medida* de recarga, en sus diferentes aspectos y circunstancias. Esta observación requiere más tiempo puesto que se trata de conocer un fenómeno sometido a la variabilidad climatológica. Este tiempo ha de ser el suficiente para caracterizar las diferentes variables hidrológicas de flujo y/o de transporte de masa. La observación de esas variables tiene la finalidad de cuantificar (medir) la recarga. Este es un aspecto similar al de las otras observaciones hidrométricas, como caudales, niveles piezométricos, composición química, extracciones, etc., pero la evolución de la recarga en general comporta obtener datos de una serie de variables que se relacionan con la recarga, pero que no miden la recarga directamente. Estas mediciones representan las condiciones de un lugar y su regionalización requiere observaciones en otros lugares y un tratamiento adecuado de la información obtenida. Por esta razón, las observaciones y medidas normalmente son actualmente tarea de un organismo especializado para un proyecto determinado, pero en el futuro deberán hacerse más rutinarias, en función de la importancia del sistema acuífero que se considere. No obstante, una parte de estas observaciones seguirán siendo parte de actuaciones de estudio e investigación.

La *calibración* es la actuación por la que con las observaciones disponibles se ajustan los parámetros empíricos y semiempíricos de los métodos de evaluación (cálculo) para unas condiciones y circunstancias determinadas. Un método o modelo calibrado debe reproducir las futuras observaciones correctamente y entonces se suele decir que el modelo ha sido validado. Sin embargo, la validación no es una aseveración de que se reproduce fielmente la realidad. No es posible la *validación* absoluta y bajo la denominación de validación sólo se indica que en las circunstancias observadas el método produce errores razonablemente acotados.

La calibración y validación son una consecuencia deseable de la observación y medida (Fig. 9), pero una vez conseguidas no las hacen innecesarias pues las circunstancias suelen cambiar y evolucionar inadvertidamente (en el clima, en el

suelo, en la vegetación, en el uso del territorio). Si es posible, y deseable, mejorar la observación y obtener la información necesaria con el mínimo esfuerzo o, lo que es lo mismo, optimizar los recursos económicos invertidos en observación y medida.

INCERTIDUMBRE Y ACTUACION

La evaluación (cálculo) de la recarga es inherentemente incierta, ya sea por el error de las variables que la determinan, ya sea por la incertidumbre en los parámetros de las fórmulas y gráficas, ya sea por la propia naturaleza empírica o semiempírica de esas fórmulas, gráficas y descripción de procesos, amén de las notables simplificaciones que hay que hacer. No se trata de algo diferente a la evaluación de la aportación de un río en un punto o a la estimación de la crecida fluvial esperable tras un evento de precipitación o de fusión de nieves, aunque no es raro que a estos valores se les atribuya una ciega confianza, no justificada por su precisión, y mientras que a los de recarga se les considera muy inciertos y no confiables, sin considerar que es posible acotar su variabilidad y mejorarlos de forma progresiva.

Sea $R=R(a_1, a_2, a_3, \dots, a_i, \dots, a_n)$ una fórmula de cálculo de la recarga en función de una serie de variables y parámetros a_i que tienen un error. Se supone que la distribución de los valores reales siguen una distribución estadística normal de desviación tipo σ_i . El error de R , r_i , debido a que la variable a_i , contiene un error ϵ_i vale:

$$r_i = \frac{\partial R}{\partial a_i} \epsilon_i$$

Considerando todas las variables, y suponiendo que los errores de cada una de ellas son independientes entre sí, la desviación tipo del error de R es:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial R}{\partial a_i} \sigma_i\right)^2$$

Sea la expresión común para el cálculo anual de la recarga R en un lugar en función de la precipitación anual P

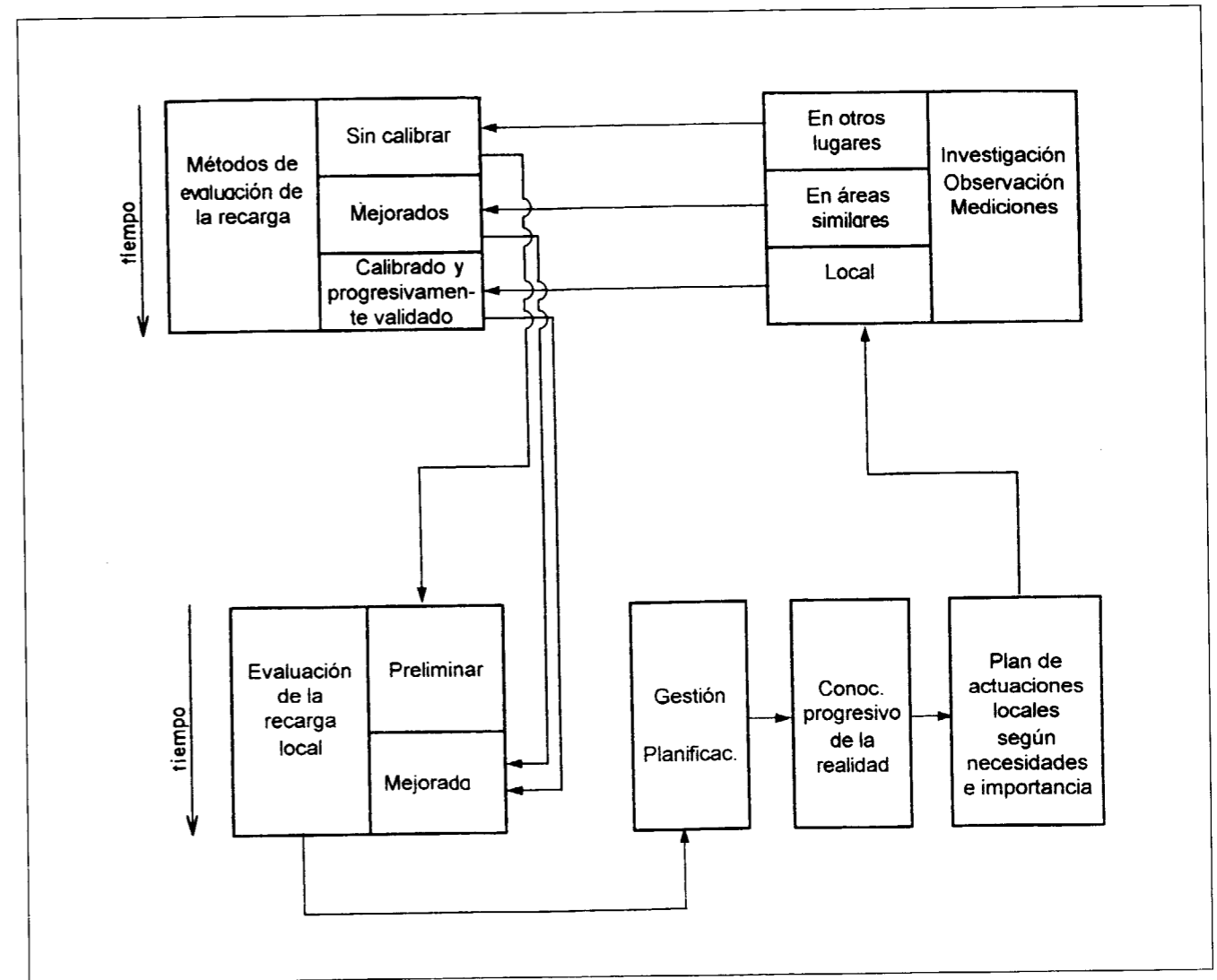


Fig. 9- Esquema de pasos sucesivos de la recarga a partir de cálculos con fórmulas generales no calibradas, que cambian a métodos progresivamente calibrados y validados en función de los resultados de la gestión y planificación hídricas y del apoyo en investigaciones, observaciones y mediciones. La gestión supone la progresiva adaptación de la explotación del sistema acuífero, cuyas características y posibilidades varían a lo largo del espacio y del tiempo, a una demanda y requisitos medioambientales también variables a lo largo del espacio y del tiempo.

$$R = \alpha(P - P_0)$$

en la que α es un factor de proporcionalidad procedente de un ajuste que le asigna un cierto error y P_0 una precipitación umbral obtenida de forma similar. Resulta:

$$\sigma R^2 = (P - P_0)^2 \sigma_\alpha^2 + \alpha^2 \sigma_P^2 + \alpha^2 \sigma_{P_0}^2$$

o en valores relativos del error:

$$\left(\frac{\sigma_R}{R}\right)^2 = \left(\frac{\sigma_\alpha}{\alpha}\right)^2 + \frac{P^2}{(P - P_0)^2} \left(\frac{\sigma_P}{P}\right)^2 + \frac{P_0^2}{(P - P_0)^2} \left(\frac{\sigma_{P_0}}{P_0}\right)^2$$

Así el valor de R y su variabilidad se puede expresar como $R \pm n\sigma_R$; para $n=1$ el intervalo comprende el 68,3 % de los valores posibles de R , para $n=2$ el 95,4 % y para $n=3$ el 99,7 %.

Para un caso en que:

$$P=400\text{mm/a}; \sigma_p/P=0,1$$

$$P_0=200\text{mm/a}; \sigma_{p_0}/P_0=0,3$$

$$\alpha=0,25; \sigma_{\alpha}/\alpha=0,25$$

resulta $(\sigma_R/R)^2=0,0625 + 0,04 + 0,09 = 0,1925$, para $R=50 \text{ mm/a}$.

Manteniendo el supuesto de la normalidad de la distribución es

$$\sigma = 50\sqrt{0,1925} = 22 \text{ mm/a}$$

o sea que el 68% de los valores de R caen entre 28 y 72 mm/a. Para mejorar la estimación, en este caso la mejora en la precisión de cualquiera de las tres variables es importante.

En clima árido en que R es casi nula en años poco lluviosos e importante en años excepcionalmente lluviosos, parece mejor la fórmula:

$$\log R = \alpha' (P - P_0)$$

en la que α' es ahora dimensional. En este caso la distribución de R es mejor considerarla lognormal, de modo que la nueva variable $Y=\log R$ tiene una distribución normal y se está en el caso anterior.

Cuando se utilizan modelos más sofisticados, con varias variables y diversos parámetros, en general trabajando con intervalos de tiempos cortos (por ejemplo diarios), y con procesamiento con computador, puede aplicarse un proceso matemático similar estudiando la sensibilidad del resultado a las desviaciones de los parámetros y variables. Hay modelos que ya incorporan en su código de programación la posibilidad de hacer rápidamente estos análisis de sensibilidad. Su ejecución manual o su incorporación al modelo es relativamente sencilla.

El ejercicio propuesto es importante para evaluar la incertidumbre de los resultados obtenidos, por lo menos para conocer su orden de magnitud cuando los errores de las diferentes variables y parámetros no están bien cuantificadas o se trata sólo de conjeturas razonables.

En muchos casos el error más importante no es

el de la incertidumbre antes comentada sino la utilización de un método inadecuado, que en general es a causa de una mala conceptualización del proceso de recarga y de sus componentes. De ahí que los resultados obtenidos se deben ir comparando con los datos que proporciona la observación, a medida que esos datos van estando disponibles en el propio lugar en cuestión o en otros lugares con los que razonablemente pueda establecerse una semejanza.

Lo anteriormente expuesto puede llevar a un cierto escepticismo en cuanto a la posibilidad de evaluar los recursos de agua de un sistema de acuífero, y a posturas de descrédito de las aguas subterráneas como un recurso hídrico difícilmente planificable. No es así, y en la realidad en otros aspectos de la hidrología no se aplican los mismos criterios escrupulosos. Difícilmente se deja de construir una presa de embalse o se deja de proyectar un encauzamiento a causa de la incertidumbre, a veces muy grande, de los caudales y de las crecidas de un río.

El mejor y más preciso conocimiento de un sistema acuífero se produce paulatinamente, con simultaneidad a su progresiva puesta en explotación o toma de conciencia de su importancia. De ahí el interés de mantener una buena observación, que ha de ser adecuada y proporcionada a la importancia y al grado de explotación. El conocimiento poco preciso de la recarga no impide analizar los efectos de diferentes acciones sobre el sistema acuífero ni tomar decisiones progresivas de gestión y planificación. Lo que sí es imposible de efectuar valoraciones "exactas" a priori para repartir rígidos derechos de uso. Lo mismo sucede con otros aspectos del ciclo del agua. La idea generalizada de conocer el "recurso agua" para atribuir hasta "la última gota" en áreas con fuerte demanda no es más que un error conceptual de gestión y una lamentable forma de planificar algo que es variable naturalmente, que cambia por las acciones humanas y que sirve a una demanda humana o de la Naturaleza que se modifica a lo largo del tiempo, tanto en cantidad como en calidad. Aunque esta tendencia sea inconsciente no deja de ser un pecado de arrogancia o de bisonería por falta de experiencia y conocimiento. El progresivo conocimiento del sistema acuífero, basado en una observación bien planteada es el que posibilitará una progre-

siva mejor gestión, junto a criterios realistas, integración de fuentes de recurso de agua y manejo correcto de la escasez con la activa participación de los usuarios.

También hay que tener presente que los sistemas acuíferos, lo mismo que un lago o embalse -con mayor intensidad en el caso de los acuíferos- son elementos que reciben recarga y que la almacenan durante un tiempo, para descargarla diferida y con variaciones naturales muy suavizadas y artificialmente con caudales según las necesidades. Esta capacidad se mide por el tiempo medio de permanencia del agua en el sistema τ , que es el cociente entre el volumen de agua almacenada, V, y la recarga, R ($\tau=V/R$). El buen conocimiento de R es sólo una parte de τ , que es la que condiciona la gestión y la planificación hídrica. Así, una elevada recarga con una pequeña τ supone que el sistema acuífero tiene reservas muy variables y que por lo tanto lo serán también las descargas, de modo que el sistema acuífero seguirá de cerca los ciclos secos y húmedos, en sus niveles, descargas, capacidad de extracción de los pozos, etc. En otras palabras, una buena recarga no quiere decir grandes recursos de agua explotables para atender una determinada demanda, lo mismo que una gran aportación anual de un río en un punto no significa elevado caudal disponible.

CONCLUSIONES

La recarga a los acuíferos se produce de manera muy diversa, con importantes circunstancias locales que afectan a los valores regionales. Los métodos de cálculo han de tener en cuenta estas circunstancias mediante la adecuada parametrización regional, y el progresivo ajuste de estos parámetros mediante observaciones. Estos parámetros han de ser los menos posibles (principio de parsimonia) y en lo posible con un significado físico claro en función de los procesos que intervienen en la recarga de los acuíferos. En principio la recarga difusa, la recarga preferencial y la recarga concentrada requieren tratamientos diferentes.

La gestión de sistemas acuíferos y la planifica-

ción hídrica reposan sobre métodos de cálculo que se apoyan en variables observadas (precipitación, temperatura y otras) y en parámetros del medio y del proceso (capacidad de campo, reserva útil, profundidad radicular, coeficientes de escorrentía, etc.), y de parámetros de ajuste obtenidos por calibración, cuando ello ha sido posible. Por eso la mejora progresiva en la gestión y planificación se apoya necesariamente en la adecuada observación, en la calibración de métodos y en la investigación de procesos, y ambos deben ir caminando conjuntamente.

En cualquier caso hay un error de evaluación de la recarga, de la misma forma que hay un error -a veces muy importante, desapercibido y no considerado- en las otras evaluaciones de recursos hídricos. Es importante estimar ese error y averiguar qué actuaciones son prioritarias para reducirlo en función de su contribución al mismo, según los requisitos de precisión que demanda una gestión y planificación nacionales del agua. Es posible plantear balances hídricos con incertidumbre y es la forma correcta de actuar para la adecuada toma de decisiones en una gestión y planificación realista, en vez de una vana búsqueda de una exacta asignación de recursos cambiantes a una demanda incierta y variable.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es un resumen de numerosas experiencias del autor y de otras personas que han tenido la deferencia de comentárselas y hacérselas asequibles, a los que va el agradecimiento. Parte de los trabajos se han realizado en relación con el Centro Internacional de Hidrología Subterránea y diversos proyectos del Comité Conjunto Hispano-Norteamericano (CCA 85-100011), de la DGICYT (PB 87-0842), de la CICYT (AMB 92-636 y AMB 95-0372) y de la Comunidad Europea (GRACE: EN5V-CT 94-0471 y PALAEUX: ENV4-CT 95-0156).

REFERENCIAS

Las referencias generales más significativas se han mencionado en la sección titulada Fuentes de Información.

EVALUACION DE LA RECARGA POR LA LLUVIA MEDIANTE BALANCES DE AGUA: UTILIZACION, CALIBRACION E INCERTIDUMBRES.

Por F. J. SAMPER CALVETE (*)

RESUMEN

La evaluación de la recarga por la lluvia mediante la realización de balances de agua es uno de los métodos más directos e intuitivos. Consiste en calcular la recarga a partir del resto de las componentes del balance que, o bien se miden in situ o bien se estiman de forma indirecta. Las componentes del balance de agua en el suelo se pueden medir in situ mediante lisímetros que permiten cuantificar directamente la cantidad de agua que alcanza el nivel freático con mucha fiabilidad, pero son muy costosos y sólo proporcionan información de carácter puntual. En la práctica habitual sólo la precipitación se mide de forma directa. El resto de las componentes deben ser estimadas indirectamente a partir de fórmulas semiempíricas. Tal es el caso de la evapotranspiración potencial (ETP) y la real (ETR). Habitualmente estos balances suelen realizarse de forma periódica (diaria, mensual) en la zona más superficial del terreno en la que tienen lugar los procesos de evapotranspiración. La escala de tiempo más adecuada para la realización de los balances de agua es la duración de cada suceso de recarga. Puesto que los mecanismos de recarga no son lineales, la recarga en periodos grandes de tiempo debe obtenerse integrando los valores de recarga correspondientes a cada uno de los sucesos. Dado que en zonas áridas y semiáridas la recarga suele concentrarse en unos pocos eventos anuales, es recomendable realizar balances diarios en lugar de los clásicos balances mensuales. Los métodos de balance presentan una serie de ventajas tales como: (1) la disponibilidad de datos (pluviometría, niveles piezométricos, caudales, ..., etc), (2) la facilidad y rapidez de aplicación, (3) el reducido coste de realización, (4) el hecho de que suelen considerarse todas las componentes, fuentes y sumideros de agua y (5) su aplicabilidad a todo tipo de fuentes de recarga. Por ello, en muchos casos son los únicos métodos viables. Los resultados de los balances deben ser contrastados y calibrados con datos de oscilaciones freáticas y de aforos en los puntos de salida de la cuenca. También es recomendable comprobar su coherencia con los resultados obtenidos con métodos hidroquímicos (balance de cloruros), isotópicos y con modelos numéricos de flujo en el acuífero. Los métodos de balance, sin embargo, tienen algunas limitaciones causadas fundamentalmente por las dificultades e incertidumbres existentes en la estimación de ciertos parámetros y componentes del balance, especialmente la reserva útil y la ETR. La recarga se obtiene como la diferencia entre componentes del balance numéricamente mucho mayores, lo cual origina que los errores en el cálculo de estas componentes tiendan a acumularse en el valor estimado de la recarga, pudiendo ocasionar grandes errores en la recarga calculada. En este trabajo se describe el proceso de cálculo de la recarga a partir de balances diarios en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero, utilizando la formulación del programa BALAN desarrollado por SAMPER & GARCIA-VERA (1994). Se describen además los principales parámetros de este tipo de modelos indicando su naturaleza (física, semiempírica o empírica) y forma de obtención. Se proponen algunas estrategias de calibración de los modelos de balance y se proporcionan algunas reglas para establecer la validez, precisión y errores de los balances, que se ilustran mediante un ejemplo real de una zona semiárida del noreste de la Península Ibérica.

Palabras clave: Recarga de acuíferos, Balance hídrico, Balance de humedad, Suelos.

ABSTRACT

Groundwater recharge can be evaluated in a straightforward manner by means of water balance methods. They are based on computing recharge from the rest of components of the balance equation which either are measured directly or estimated from measurable hydroclimatological variables. The components of water balance in the soil can be measured in lysimeters which, however, are too costly and provide only local estimates of groundwater recharge. Except for rainfall, which can be recorded with easiness, the rest of components of the water balance must be derived from semiempirical equations such as those used for computing potential and actual evapotranspiration (PET and AET, respectively). Water balance methods are usually perfor-

(*) E.T. S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos.
Campus de Elviña s/n. Universidad de La Coruña. 15192. La Coruña. e-mail: samper@iccp.udc.es
Dr. Ingeniero de Caminos. Ph. D. Hidrología. Presidente de la AIH (Grupo Español)/Catedrático de Ingeniería del Terreno

med on the uppermost part of the soil where evaporation and transpiration take place. The time frequency for the balance depends on the desired accuracy and the type of climate. In arid and semiarid conditions water balance should be performed at time increments not greater than a day. Water balance methods for recharge estimation enjoy several advantages such as: (1) the availability of the required data, (2) easy use, (3) reduced cost, (4) the fact they consider all the relevant water components, sources and sinks, and (5) their applicability to any type of groundwater recharge (areal, concentrated and along stream beds). Their groundwater recharge estimates, however, may contain large errors due to the uncertainties in some of the parameters (usable water) and components (AET) and to the fact that recharge is computed as the difference between quantities which largely exceed the magnitude of recharge. Errors in all other components of the water balance are propagated into recharge estimates which may contain significantly large relative errors. To reduce such uncertainties, recharge estimates derived from water balance models should be compared with the values obtained with other methods such as those based on environmental hydrochemical and isotopic data and groundwater flow models. This paper describes the steps of the computational process involved in the computation of daily water balances in the top soil, the vadose zone and the aquifer in the manner used in the BALAN code developed by SAMPER & GARCÍA-VERA (1994). The main parameters of the model are described, indicating their nature (physical, semi-empirical or fully empirical) and estimation methods. Provided are some strategies for model calibration as well as some general rules for the validity and uncertainties of water balance methods. These ideas are illustrated by means of a case study in the northeastern corner of the Iberian peninsula.

Key words: Groundwater recharge, Water balance, Moisture balance, Soils.

1. INTRODUCCION

Reconociendo la importancia de conocer los mecanismos, magnitud y distribución temporal de la recarga natural a los acuíferos para diseñar una adecuada gestión de los recursos hídricos subterráneos, el Grupo Español de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (GE-AIH) organizó un Seminario sobre la Evaluación de la Recarga a los Acuíferos que tuvo lugar en Las Palmas de Gran Canaria del 27 al 29 de enero de 1997. Las actas del Seminario se recogen en una publicación del ITGE (CUSTODIO et al., 1997) que contiene:

- (1) 10 ponencias de expertos hidrogeólogos que proporcionan una síntesis del estado del arte sobre el conocimiento actual de los procesos y de los métodos de evaluación de la recarga natural de acuíferos así como sobre su posible modificación por diferentes acciones antrópicas;
- (2) las contribuciones de los panelistas de dos mesas redondas en las se detallan las metodologías utilizadas en la evaluación de los recursos subterráneos y los problemas reales encontrados por los profesionales y técnicos de las empresas y de la Administración a la hora de cuantificar dichos recursos en el ámbito de la planificación hidrológica española.
- (3) 10 comunicaciones libres que ilustran los detalles de la aplicación de diversos métodos de estimación de la recarga en diferentes zonas españolas.

A continuación se presentan de forma resumida las principales conclusiones del seminario. A pesar de que la mayor parte de los procesos y mecanismos de recarga son relativamente bien conocidos, la obtención de una estimación fiable de la magnitud de la recarga natural entraña una extraordinaria dificultad. Por un lado los tipos de recarga son muy variados. Para un mismo tipo de recarga los mecanismos pueden a su vez variar de unas zonas a otras dependiendo de las condiciones hidroclimáticas e hidrogeológicas. Por otro lado, la existencia y magnitud de la recarga está influenciada por factores meteorológicos, geomorfológicos, edafológicos, los relacionados con el tipo de cobertura vegetal y de tipo de utilización del suelo, hidrológicos y de usos del agua y finalmente por las propiedades del medio subterráneo. Todos ellos muestran una marcada variación espacial y, en algunos casos, temporal. El gran número de factores, cuya caracterización requiere en general una gran cantidad de información, y su complicada estructura de variación espacio-temporal, cuya representación requiere en general un alto grado de resolución, hacen que la cuantificación de la recarga natural de los acuíferos constituya unos de los problemas más complejos de la Hidrología Subterránea. El hecho de que la recarga sea el resultado de un gran número de procesos y variables explica que su estimación pueda abordarse con enfoques y métodos muy diversos. En función de sus principios básicos los métodos incluyen los hidrodinámicos, los hidroquímicos e isotópicos. El problema puede abordarse mediante métodos empíricos, si bien en general serán más fiables

los métodos basados en los procesos físicos del problema (métodos conceptuales). Dependiendo de la forma en que se cuantifique la variabilidad espacio-temporal, los métodos pueden ser de naturaleza estocástica o determinista. A su vez, la cuantificación de la recarga puede plantearse mediante métodos totalmente experimentales o bien mediante métodos basados en modelos (generalmente de tipo numérico). Existen métodos diferentes dependiendo de la zona del medio subterráneo en el que ponen su énfasis. Ciertos métodos evalúan la recarga "desde arriba", es decir, a partir de las entradas de agua al terreno, mientras que otros abordan el problema "desde abajo", es decir, se basan en deducir la recarga a partir del estudio de las oscilaciones freáticas. Algunos métodos proporcionan la magnitud de la recarga en episodios concretos de tiempo mientras que otros cuantifican la recarga media en períodos de varios años. Así mismo, ciertos métodos permiten obtener la recarga en ámbitos de carácter local y otros, sin embargo, tienden a dar las cifras globales de recarga en grandes zonas. Los diversos métodos existentes difieren notablemente en el tipo y cantidad de información que precisan así como en el grado de especialización que requieren. Algunos de ellos permiten su aplicación de forma rutinaria sin que sea necesario el concurso de especialistas. Otros, sin embargo, implican la utilización de técnicas muy especializadas, de alto coste y que por tanto sólo pueden ser utilizados con carácter de investigación o en casos reales de acuíferos cuyos recursos estén siendo utilizados de forma intensa. No existe un método de evaluación de la recarga que con carácter universal sea manifiestamente superior al resto. De hecho, cada uno de ellos tiene sus propias ventajas, problemas, limitaciones, rangos de aplicación e incertidumbres. Por ello es recomendable utilizar varios métodos y preferiblemente aquellos que por su carácter complementario pueden servir para contrastar de forma independiente su coherencia.

La marcada variabilidad espacio-temporal de los procesos involucrados en la recarga es uno de los aspectos que plantea las mayores dificultades para la estimación de la recarga. El conocimiento detallado de dicha variabilidad es inabordable desde un punto de vista práctico. Pero incluso si fuese viable conseguirlo la complejidad sería tan grande que dicha información difícilmente podría

ser utilizable. Por ello, en la práctica es necesario encontrar alternativas que por un lado sean aplicables y que por otro conduzcan a resultados razonables. La utilización de métodos estadísticos (que permiten representar de forma adecuada la componente aparentemente errática de la variabilidad espacio-temporal) constituye una posible alternativa que en el momento actual todavía no se vislumbra que pueda ser aplicable. La mayoría de los métodos existentes abordan la variabilidad de una forma pragmática según la cual se supone que es aceptable trabajar con unos valores medios (en ciertos intervalos de tiempo o en determinadas zonas). La cuestión de hasta qué punto el trabajar con parámetros o variables medias puede proporcionar un valor aceptable de la recarga no es trivial. No obstante, siendo la recarga el resultado de la combinación de numerosos procesos algunos de los cuáles tienen un comportamiento no lineal, es de esperar que el trabajar con valores medios proporcione unos valores de la recarga diferentes de los valores medios reales. Este aspecto, esencial en todo método de cálculo de la recarga, raramente se suele abordar de forma explícita. En todo caso, en la medida en que los métodos no reconocen la variabilidad real tienden a proporcionar una estimación de la recarga que en general diferirá de la recarga real tanto más cuanto peor se haya caracterizado dicha variabilidad. La variabilidad, por tanto, ocasiona que la mayoría de las estimaciones de la recarga contengan un alto índice de incertidumbre, que en general varía de unos métodos a otros y que dependerá de la cantidad de información disponible. En ciertos casos esta incertidumbre es cuantificable tal como ha sido expuesto claramente en varios temas. En otras ocasiones sólo es acotable mientras que en casos extremos sólo puede ser difícil de evaluar. En todo caso, se puede afirmar que en general la incertidumbre de la recarga, medida en términos de errores relativos, nunca podrá ser inferior a la incertidumbre de los datos y variables utilizados para su evaluación. En general, el error en la recarga suele estar determinado por los errores en ciertos datos de partida. Por ejemplo, en los métodos de balance de agua en el suelo la mayor incertidumbre en la recarga suele estar asociada al inadecuado conocimiento de la reserva útil de los suelos.

A pesar de la incontestable existencia de incerti-

dumbre en cualquier método de evaluación de la recarga, raramente se suele admitir y reconocer de forma explícita dicha incertidumbre. Una de las posibles formas de acotar esta incertidumbre consiste en la utilización de varios métodos complementarios entre sí. Los distintos métodos de cálculo de la recarga no siempre conducen a los mismos valores de recarga, sin embargo, considerando de forma simultánea los rangos de variación de cada uno de ellos es posible llegar a reducir el rango global del valor de la recarga. Como consecuencia de lo anterior se desprenden las siguientes recomendaciones:

1. Se debería tender hacia una unificación en los términos utilizados a la hora de referirse a la recarga de los acuíferos. La utilización de una terminología correcta y adecuada redundará en un mejor entendimiento entre la propia comunidad hidrogeológica y a la larga en una mejor transferencia de los conocimientos a los gestores del agua. En el texto se ha realizado el esfuerzo de unificar los términos utilizados de forma que puede servir de referencia para evitar en el futuro confusiones innecesarias.

2. Toda evaluación de los recursos subterráneos debería ir acompañada de una evaluación razonada de los posibles márgenes de error. Las cifras medias deberían acompañarse o bien de un intervalo con el rango esperable para la recarga. Se debería admitir de forma explícita la existencia de incertidumbre en las cifras sobre recarga, al igual que se hace en otras ramas de la hidrología como por ejemplo en el estudio de avenidas máximas.

3. Dentro de la evaluación de las incertidumbres sobre la recarga se debería distinguir entre la incertidumbre "cierta", aquella de la que se tiene conocimiento pero cuya cuantificación no es trivial, y la incertidumbre "incierto" que se asocia a causas o procesos muy poco conocidos y que a veces por ignorancia se tiende a desestimar a pesar de su posible importancia.

4. La reducción de la incertidumbre en la estimación de la recarga no se justifica por ser de forma general. De hecho se puede argumentar, con no poca razón, que en acuíferos con una baja explotación de sus recursos no es crucial el conocimiento preciso de la magnitud de la recarga natu-

ral para conseguir una gestión adecuada de los recursos. No obstante, al crecer la explotación de sus recursos subterráneos será preciso disponer de un conocimiento más detallado de las fuentes y magnitud de la recarga. Por ello, la adecuada gestión de los recursos subterráneos debería plantearse sobre la base de ir perfeccionando la evaluación de los recursos a medida que crece su utilización. Este planteamiento dinámico para la evaluación de la recarga permite además ir incorporando información histórica sobre el comportamiento y evolución del acuífero a lo largo del período de explotación de sus recursos.

5. La evaluación de la magnitud de la recarga debe considerar de forma simultánea el estudio de la calidad química de dicha recarga. Este aspecto cobra especial importancia cuando parte de dicha recarga proviene de retornos de riego, de reutilización de aguas residuales, etc.

En este trabajo se reproduce parcialmente uno de los temas del citado seminario, el dedicado a la evaluación de la recarga producida por la lluvia cuando ésta se infiltra en amplias zonas (recarga difusa) mediante balances de agua (SAMPER, 1997a). Otros tipos de recarga y otros métodos de evaluación son tratados por otros autores en las actas del citado Seminario sobre la Evaluación de la Recarga a los Acuíferos (véase CUSTODIO et al., 1997).

1.1. Definiciones

Los procesos de recarga y las definiciones de las variables involucradas son tratados por CUSTODIO (1997) y en un trabajo que se reproduce en este mismo volumen. No obstante, con el fin de encuadrar los métodos de balance, se presentan a continuación algunas definiciones adicionales. A efectos del flujo de agua, dentro del medio subterráneo pueden distinguirse, tres componentes de propiedades claramente diferentes. Estas componentes están asociadas con:

- (1) El suelo edáfico o zona radicular. En él se produce la infiltración del agua de lluvia (y la aportada al suelo de forma artificial en zonas de regadío) y tienen lugar los procesos de evaporación y transpiración. Su espesor es muy variable dependiendo del tipo de suelo y de vegetación. Los flu-

jos de salida son la evapotranspiración, el interfluo y el flujo vertical descendente, que supone la recarga en tránsito y que algunos autores denominan lluvia o precipitación eficaz (SAMPER & GARCIA VERA, 1992).

- (2) La zona parcialmente saturada o zona vadosa. Su espesor es muy variable de unas zonas a otras. En esta zona pueden existir acuíferos colgados de carácter efímero que pueden dar lugar a un flujo subhorizontal (aquí denominado flujo hipodérmico). El flujo vertical descendente que sale de esta zona constituye la recarga al acuífero.

- (3) El acuífero o zona permanentemente saturada.

El movimiento o flujo de agua entre estas componentes se resume en el esquema de la Figura 1. La precipitación P (una vez descontada la inter-

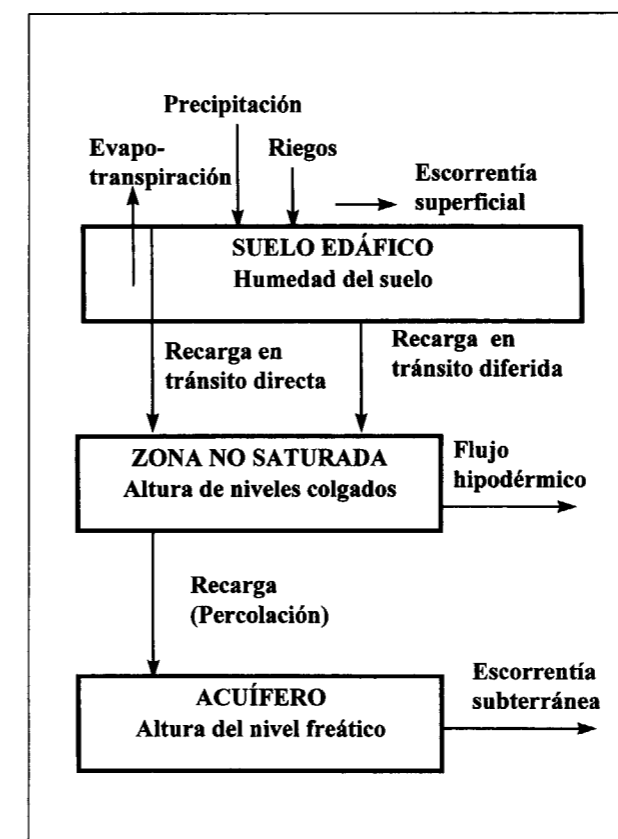


Figura 1: Representación esquemática del balance de agua en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero en la que se indican los principales procesos que tienen lugar.

ceptación) se distribuye entre escorrentía superficial (E_s) e infiltración (I). De esta última, una parte vuelve a la atmósfera por evapotranspiración (ETR), otra parte se utiliza para aumentar la reserva de agua en el suelo y el resto constituye recarga en tránsito (P_e). La recarga en tránsito es la entrada de agua a la zona vadosa. Dentro de esta zona el agua puede fluir lateralmente a la atmósfera en forma de flujo hipodérmico (Q_h) o bien percolar verticalmente hacia el acuífero (Q_p). Esta percolación es por tanto la recarga al acuífero. La descarga subterránea (Q_s) es la salida natural del acuífero hacia los cauces y las masas de agua superficial. Las variables de estado en cada una de las tres componentes son los volúmenes de agua almacenados, generalmente expresados como altura equivalente de agua (volumen por unidad de superficie) en mm. La altura equivalente de agua en el suelo se suele expresar como el producto del contenido volumétrico de humedad θ por el espesor de suelo b_s . La cantidad de agua en la zona vadosa es V_v .

1.2. Requisitos de un buen método de cálculo de la recarga

De acuerdo con LERNER (1990), es esencial que todo método de cálculo de la recarga tenga en cuenta los siguientes aspectos:

- (1) Balance de agua. En la realización del balance hídrico se pone de manifiesto cuánta agua hay disponible y qué magnitud puede convertirse en recarga y por tanto la magnitud de lo que no constituye recarga. De esta forma se puede acotar la magnitud de una posible estimación por exceso o por defecto.

- (2) Identificación de los mecanismos y procesos de recarga. Una revisión de estos procesos es presentada por CUSTODIO (1998) en este mismo volumen.

- (3) Errores de estimación. Un buen método de estimación debería proporcionar valores estimados con errores pequeños. Es deseable que la estimación de la recarga no sea muy sensible a parámetros que son difíciles de determinar. Los métodos de balance de agua suelen determinar la recarga como una pequeña diferencia entre

dos magnitudes grandes y con incertidumbre, por lo que inherentemente comportan grandes errores. Los métodos que se basan en la descripción del flujo en la zona no saturada tropiezan con la dificultad de la determinación de sus parámetros.

(4) Aplicabilidad. Los métodos que requieren gran cantidad de datos e información muy especializada pueden no ser aplicables fuera del ámbito de los proyectos de investigación.

(5) Extrapolación. La planificación y gestión de los recursos subterráneos requiere disponer de estimaciones de la recarga en períodos largos de tiempo. Los métodos que sólo requieren datos fácilmente disponibles son más adecuados a la hora de extrapolar que los que requieren información especializada.

1.3. Enfoque general

La estimación de la recarga debe entenderse como un proceso iterativo de forma que las sucesivas estimaciones se revisan y refinan conforme se va disponiendo de datos adicionales y de resultados con distintos métodos. La estimación final debe ser el resultado de la calibración de un modelo de flujo que reproduzca espacial y temporalmente las respuestas del acuífero. Como punto de partida para obtener la primera estimación de la recarga es necesario tener en cuenta toda una serie de consideraciones. En primer lugar, es necesario evaluar cuánta recarga puede aceptar el acuífero. En la mayoría de las ocasiones existe un límite máximo de recarga a partir del cuál el acuífero se llena. Cualquier cantidad adicional de agua es rechazada y por tanto debe tener un destino distinto. En segundo lugar, se debe analizar la capacidad del medio no saturado para transmitir agua. La capacidad de recarga de ciertos cauces (ríos, canales de riego, ...) puede estar fuertemente limitada por la existencia de capas poco permeables. Se debe evaluar la magnitud de la recarga potencial (la recarga en tránsito o agua que escapa verticalmente hacia abajo desde el suelo edáfico) y qué salidas pueden existir para dicha recarga en tránsito. La magnitud de la recarga real viene dada por el balance y las salidas de agua para toda el agua disponible, de acuerdo con las respuestas de las cuestiones

anteriores. Es recomendable, siempre que sea factible, utilizar varios métodos. De esa forma se puede acotar la incertidumbre de los valores de la recarga.

2. METODOS DE BALANCE

El balance hídrico consiste en la aplicación del principio de la conservación de masa a una cierta región de volumen conocido y definida por unas determinadas condiciones de contorno. Durante un determinado período de tiempo en el que se realiza el balance, la diferencia entre el total de entradas y el total de las salidas debe ser igual al cambio de agua en el almacenamiento. La realización de un balance requiere conocer y medir los flujos de entrada y salida de agua así como el almacenamiento.

Los términos del balance suelen contener errores de medida, de interpretación, de estimación y errores debidos a la evaluación con una metodología poco apropiada. Todos estos errores provocan que la ecuación del balance "no cierre" de forma exacta, produciéndose un error de cierre. Es habitual obtener un término del balance, difícil de medir o estimar por otros métodos, como el valor que cierra el balance. Este es el fundamento del método de obtención de la recarga a partir del balance de agua en el suelo edáfico. En esencia, la recarga es la cantidad de agua que el suelo es capaz de drenar una vez que se han "satisfecho" las necesidades de los restantes procesos. Análogamente, la recarga puede deducirse a partir del balance en un acuífero entre dos fechas determinadas en las cuales se conocen los restantes flujos de entrada y salida. En estos casos es crucial tener en cuenta que la evaluación de la recarga incluirá el error de cierre, cuya magnitud puede ser importante en función de los errores cometidos en la evaluación del resto de las componentes.

Los balances pueden aplicarse al conjunto de toda la cuenca, incluyendo tanto a las aguas superficiales como a las subterráneas, o bien en cualquiera de las porciones o componentes del ciclo hidrológico. Para la estimación de la recarga se suelen realizar balances en el suelo edáfico, en el acuífero, en un tramo de río comprendido entre dos estaciones de aforo, y en lagos y

embalses. Cuando se realizan balances parciales se debe comprobar la corrección y coherencia entre los flujos de agua entre componentes. A continuación se describen los detalles de los métodos de balance de agua en el suelo. SAMPER (1997b) aborda la estimación de la recarga a partir de balances en el acuífero mediante la utilización de modelos numéricos de flujo, mientras que el cálculo de la recarga a través de ríos y torrentes se describe en SAHUQUILLO (1997).

2.1. Ecuación básica

La ecuación básica del balance en la zona de suelo se suele plantear entre dos tiempos t_1 y t_2 ($\Delta t = t_2 - t_1$) y se compone de los siguientes términos:

$$P + D - IN - E_s - ETR - P_c = \Delta\theta \quad (1)$$

donde P es la precipitación, D es el agua de riego, IN es la interceptación, E_s es la escorrentía superficial, ETR representa la evapotranspiración real, P_c es la recarga en tránsito (que coincide con la recarga si no existen flujos laterales en la zona no saturada) y $\Delta\theta$ es la variación del contenido de humedad. Las componentes del balance se suelen expresar en términos de volumen de agua acumulados a lo largo del intervalo de tiempo Δt .

Puesto que los balances se suelen realizar por unidad de superficie, las variables de la Ecuación (1) suelen expresarse como volumen por unidad de superficie, es decir, como altura equivalente de agua (generalmente en mm). En sentido estricto la ecuación del balance en el suelo debería incorporar de forma explícita el término de infiltración (I). De esta forma, la expresión del balance (suma de entradas menos salidas igual a la variación del volumen entre dos tiempos dados) resultaría ser:

$$I - (ETR + P_c) = \Delta\theta \quad (2)$$

donde

$$P + D - IN - E_s = I \quad (3)$$

Obviamente, sumando las expresiones (2) y (3)

se obtiene la Ecuación 1. En su forma más simple, este balance responde al modelo conceptual de la Figura 1. El agua es almacenada en el suelo por fenómenos de capilaridad. La precipitación (descontadas las pérdidas por interceptación) y eventualmente los riegos suponen un aporte de agua al suelo que a su vez es consumida por la evaporación y la transpiración. Cuando el contenido de humedad se encuentra en exceso sobre el límite de comienzo del drenaje (capacidad de campo), se produce un flujo descendente, aquí llamado recarga en tránsito. Este tipo de balances son modelos conceptuales extremadamente simples que pueden no ser válidos en todas las situaciones. En su aplicación suele estar implícita la hipótesis de que los parámetros y propiedades son uniformes sobre una determinada zona.

Una de las partes esenciales del balance es el cálculo de la ETR, que a su vez está relacionado con el método utilizado para calcular la ETP y el método con el que la ETR se relaciona con la ETP y con las condiciones de humedad existentes en el suelo. Este tipo de balances se desarrollaron inicialmente en zonas húmedas, y por lo tanto su validez en zonas áridas y semiáridas es bastante discutible. Sus resultados son tanto más fiables cuanto más desarrollado es el suelo, mayores son las condiciones de humedad y por tanto, cuanto más similares son la ETP y la ETR. Otro aspecto que es necesario modificar respecto a los modelos clásicos de balance de humedad es el relacionado con la existencia de flujo preferente a través de macroporos. Es un hecho constatado que puede existir recarga incluso cuando el suelo presenta un cierto déficit de humedad (RUSH-TON & WARD, 1979). Existen distintas formulaciones empíricas para el tratamiento de esta recarga preferencial. La más sencilla consiste en suponerla proporcional a la magnitud de la precipitación, cuando ésta supera un cierto valor umbral.

2.2. Proceso de cálculo

El balance hidrometeorológico cuantifica cada uno de las componentes del balance para cada uno de los períodos. Para ello se parte de unas condiciones iniciales de humedad conocidas y, tomando como entradas la precipitación y el volumen de riego para cada período, se calcula el resto de las componentes del balance de agua.

La mayoría de las componentes del balance (I , E_s , ETR , P_s) dependen de forma no lineal del contenido de humedad del suelo. Por ello, la resolución exacta de la ecuación requeriría la utilización de métodos iterativos. En la práctica se suelen utilizar incrementos de tiempo Δt suficientemente pequeños y se suelen imponer restricciones para evitar que el contenido de humedad no supere el límite mínimo (punto de marchitez) y el máximo (saturación total). En estas condiciones la ecuación del balance se resuelve evaluando de forma secuencial y por separado cada uno de los términos del balance. Para ilustrar dicho proceso secuencial se describe a continuación la secuencia que se sigue en uno de estos programas de balance. Se ha seleccionado el programa BALAN desarrollado por el autor juntamente con M. A. García Vera (SAMPER & GARCIA VERA, 1992) del cual se ha puesto a punto recientemente una versión interactiva para ordenadores personales, VISUAL BALAN, que además de facilitar el manejo del programa incorpora algunas otras mejoras (SAMPER et al., 1997)

2.2.1. Cálculo de las entradas

El balance diario de agua se realiza en una columna de suelo de espesor b_s (en mm). En el día I se comienza calculando la precipitación total en dicho día $PRE(I)$ y las dotaciones de riego $DOTR(I)$. Para el cálculo de las dotaciones diarias se parte de las dotaciones mensuales (dato de entrada al programa) suponiendo que existen NRIEG riegos al mes cada uno de ellos de duración NDURA días. Generalmente se supone además que todos los riegos tienen la misma duración y están equidistribuidos a lo largo del período de riego de cada mes. Si en el día anterior existe agua encharcada, es decir si $HSUPER(I-1) > 0$, el programa contabiliza como entradas totales, $ENT(I)$, la suma de las precipitaciones, los riegos y el agua encharcada:

$$ENT(I) = PRE(I) + DOTR(I) + HSUPER(I-1) \quad (4)$$

2.2.2. Evapotranspiración potencial (ETP)

A pesar de que los datos de evapotranspiración son tan esenciales como los de precipitación, raramente se dispone de medidas de la evapo-

transpiración. En general la ETP debe ser calculada a partir de los datos meteorológicos disponibles. Para ello se define el concepto de evapotranspiración de un cultivo de referencia, ET_0 . Esta variable pretende por tanto ser una medida de la energía disponible para evaporar y transpirar agua bajo unas determinadas condiciones de cultivo.

Existen diferentes fórmulas para el cálculo de la ET_0 , entre las que destaca la de PENMAN-MONTEITH que, de acuerdo con los recientes estudios comparativos realizado por ALLEN et al. (1991), es la que se considera más apropiada para el cálculo de la ETR en zonas húmedas (NEIRA, 1993). Esta fórmula requiere conocer parámetros que son muy difíciles de estimar, por ejemplo los parámetros de resistencia aerodinámica y de los estomas. La fórmula simplificada de PENMAN (1948) ha tenido mayor aceptación entre los agrónomos y los hidrólogos.

Existen además un gran número de fórmulas para el cálculo de la ETP. Algunas son simplificaciones o modificaciones de las de Penman. Otras son casi totalmente empíricas (THORNTHWAITE, 1948). Existe un claro consenso en la literatura sobre la falta de idoneidad de todas ellas en zonas áridas y semiáridas. Entre las muchas fórmulas existentes para el cálculo de la ETP destacan las de Thornthwaite, Blaney-Criddle, Makkink y Penman. En la fórmula de Thornthwaite, la ETP sólo depende de la temperatura media diaria y de la latitud (véase CUSTODIO y LLAMAS, 1983).

La formulación de Blaney-Criddle en su versión modificada por la FAO se basa en el cálculo de la evapotranspiración de un cultivo ETP mediante la separación del efecto del clima y del efecto de las características de la planta (FACI, 1986). Por ello, la ETP se obtiene como el producto de la evapotranspiración de referencia ET_0 (que sólo depende de las condiciones climatológicas) y de un coeficiente de cultivo K_c :

$$ETP = K_c ET_0 \quad (5)$$

La ET_0 según Blaney-Criddle se obtiene a partir del factor de uso consuntivo f , que está influenciado por la temperatura (T) en $^{\circ}C$ y por el porcentaje de horas diurnas (p) según

Con estas premisas, BALAN calcula esta componente $PEDIF(I)$ según tres métodos:

Opción 1. Es el método convencional según el cual $PEDIF(I)$ varía linealmente en tres tramos diferentes:

$$PEDIF(I) = \begin{cases} 0 & \text{si } HUM1 < CC \\ HUM1 - CC & \text{si } CC \leq HUM1 < CC + KV \\ KV & \text{si } HUM1 \geq CC + KV \end{cases} \quad (25)$$

donde KV es el producto de la permeabilidad vertical del suelo (expresada en mm/día) por la longitud del período DELTA en el que se realiza el balance en días (generalmente DELTA = 1 día).

Opción 2. El segundo método es una variante de la opción anterior en la que se distinguen los dos posibles casos en los que la porosidad HPOR sea menor o mayor que $CC+KV$.

Opción 3. El tercer método se basa en la curva logística y presenta la ventaja sobre los anteriores de proporcionar una expresión continua de la recarga en tránsito en función del contenido de humedad. Para $HUM1$ próximo a CC la recarga en tránsito es próxima a cero mientras que para $HUM1$ próximo a la porosidad, tiende a un valor próximo a la permeabilidad vertical. La expresión de la recarga en tránsito viene dada por:

$$PEDIF(I) = \frac{KV}{1 + \beta \exp\left(-\frac{HUM1}{\alpha}\right)} \quad (26)$$

donde α y β son dos parámetros cuyos valores vienen dados por $\alpha = (POR-CC)/4$ y $\beta = \exp(2+CC/a)$.

Una vez calculada la recarga en tránsito diferida, el contenido de humedad al final del período I se obtiene a partir de las ecuaciones (23) y (24):

$$HUMEF(I) = HUMEF(I-1) + PRE(I) + DOTR(I) + HSUPER(I-1) - PED(I) - ESCO(I) - ETR(I) - PEDIF(I) \quad (27)$$

Si este contenido de humedad es superior al correspondiente a suelo saturado $HSAT$, el suelo no es capaz de absorber toda el agua y se puede

producir por tanto encharcamiento. El excedente de agua, igual a $HUMEF(I) - HSAT$, se asigna al encharcamiento ($HSUPER$):

$$HSUPER(I) = [HUMEF(I) - HSAT] \quad (28)$$

El volumen de agua encharcada se añade a las entradas del siguiente día.

2.2.7. Balance en la zona no saturada

La recarga en tránsito total P_s viene dada por la suma de la recarga directa $PED(I)$ y la diferida $PDIF(I)$. La recarga en tránsito constituye la entrada de agua al depósito inferior correspondiente a la zona no saturada. Una vez actualizado el volumen en este depósito teniendo en cuenta la entrada P_s , los caudales de salida horizontal por flujo hipodérmico Q_h y vertical por percolación Q_p se calculan mediante las siguientes expresiones:

$$Q_h = \alpha_h V_h \quad (29)$$

$$Q_p = k_v + \alpha_p V_h \quad (30)$$

donde V_h es el volumen de agua (por unidad de superficie) almacenada en la zona no saturada, α_h y α_p son los coeficientes de agotamiento para flujo hipodérmico y para la percolación, respectivamente y k_v es la permeabilidad vertical del medio no saturado. La expresión para el flujo hipodérmico es similar a la propuesta por otros autores (véase CARRERA et al, 1989). De hecho α_h está relacionado con la permeabilidad horizontal y la porosidad drenable de la zona no saturada, k_h y m_{ns} , con la pendiente media del terreno i y con la distancia entre la cumbre y el fondo de la ladera, L , a través de:

$$\alpha_h = \frac{2k_h}{Lm_{ns}} \quad (31)$$

La formulación del flujo de percolación Q_p en (30) responde a suponer que, debido a la existencia de horizontes poco permeables, en la zona vadosa pueden presentarse niveles colgados. En

estas condiciones, el flujo vertical en la zona vadosa puede aproximarse mediante la Ley de Darcy

$$Q_h = k_v \frac{(y_h + p)}{p} \quad (32)$$

donde y_h es la altura de lámina de agua en el acuífero colgado y p es la distancia entre la base del nivel colgado y el nivel freático regional. A partir de esta expresión y teniendo en cuenta que el volumen V_h y la altura y_h están relacionadas mediante $v_h = m_{ns} y_h$, se obtiene la Ecuación (30) en la que α_p viene dado por

$$\alpha_p = \frac{k_v}{pm_{ns}} \quad (33)$$

2.2.8. Balance en el acuífero

En el acuífero el volumen de agua V_a y la altura del nivel freático h suelen referirse a unos valores de referencia o de base h_o , al que corresponde un volumen V_{ao} . El volumen almacenado por encima del valor de referencia $\Delta V_a = (V_a - V_{ao})$ se relaciona con la diferencia de nivel $\Delta h = (h - h_o)$ a través de la porosidad drenable m del acuífero mediante

$$\Delta V_a = m \Delta h \quad (34)$$

El balance en el acuífero se realiza teniendo en cuenta la entrada por percolación Q_p y la salida por descarga subterránea Q_s , que se supone proporcional a ΔV_a :

$$Q_s = \alpha_s \Delta V_a \quad (35)$$

donde α_s es el coeficiente de agotamiento del flujo subterráneo de descarga del acuífero. Su valor está relacionado con la difusividad hidráulica del medio subterráneo T/S (cociente entre transmisividad y coeficiente de almacenamiento) y con el cuadrado de una longitud característica, λ , a través de una expresión del tipo:

$$\alpha_s = a \frac{T}{S \lambda^2} \quad (36)$$

donde a es una constante adimensional. El volumen de agua almacenado en el acuífero al final del día I , $V_a(I)$ se obtiene a partir de

$$V_a(I) = V_a(I-1) + (Q_p - Q_s) \Delta t \quad (37)$$

donde Δt es el intervalo de tiempo del balance (generalmente 1 día). Una vez conocido el volumen final, el programa calcula el nivel freático al final del día, $h(I)$, a partir de la Ecuación (34), es decir,

$$h(I) = h_o + \frac{V_a(I) - V_{ao}}{m} \quad (38)$$

De esta forma se puede obtener la evolución de los niveles piezométricos calculados, que pueden ser comparados con los niveles piezométricos medidos en pozos someros. En general, el acuífero se suele tratar como una sola celda que recibe como entrada la recarga procedente de la zona no saturada y que descarga en función del volumen almacenado en el acuífero. Esta representación tan simplificada del acuífero se puede mejorar considerando que el acuífero se compone de varias celdas entre las cuales existe un flujo cuya magnitud se obtiene aplicando la Ley de Darcy y la ecuación de continuidad. Hemos podido comprobar que en este caso los resultados del balance en el acuífero mejoran notablemente (véase el manual de VISUAL BALAN en SAMPER et al., 1997).

La descarga total de la cuenca engloba las aportaciones de: (1) la escorrentía superficial, E_s , cuyo tiempo característico viene dado por el tiempo de concentración de la cuenca, (2) el flujo hipodérmico, Q_h , cuyo tiempo característico viene dado por α_h^{-1} (normalmente del orden de unos pocos días), y (3) el flujo subterráneo o de base, Q_b , cuyo tiempo característico viene dado por α_s^{-1} .

3. INCERTIDUMBRES EN DATOS Y PARAMETROS

Los datos necesarios para la realización de balances de agua en el suelo son los siguientes:

- 1) Datos geográficos:
 - Latitud del lugar

2) Datos hidrometeorológicos:

- Precipitación diaria
- Temperatura media diaria
- Datos de insolación real
- Datos de humedad relativa
- Datos de vientos
- Frecuencia (en días) de las lluvias.

3) Datos del suelo:

- Parámetros del suelo: porosidad, capacidad de campo, punto de marchitez y permeabilidad vertical.
- Espesor de la columna de suelo (profundidad de la zona radicular)
- Humedad del suelo en la fecha de inicio del balance.

4) Datos de los riegos y tipos de cultivos

- Dotaciones de riego: valores totales mensuales, duración de cada uno de los riegos y la fecha de comienzo y final de los mismos.
- Tipo de cultivo, número de etapas del cultivo y su duración (si se desea utilizar la fórmula de Blaney-Criddle).

5) Datos sobre métodos de cálculo del balance:

- Coeficientes de la curva de capacidad de infiltración (CIM0 y CIM1)
- Las constantes para el cálculo de la ETR (CRPG, ... dependiendo del método utilizado).
- Coeficientes de recarga en tránsito directa (CKRD y FRD).

Los principales parámetros de un modelo de balance (tipo BALAN) son:

- (1) la reserva útil, RU, definida como el volumen de agua por unidad de superficie de suelo que está contenido entre los estados correspondientes a capacidad de campo θ_{cc} y punto de marchitez θ_{pm} , es decir,

$$RU = b_s (\theta_{cc} - \theta_{pm}) \quad (39)$$

donde b_s es el espesor del suelo. La reserva útil es el parámetro que más influye en la magnitud de la recarga en tránsito y por tanto en la magnitud del flujo hipodérmico y de la recarga.

- (2) los parámetros de infiltración, CIM0 y CIM1 o el número de curva N , que definen la curva de

capacidad de infiltración del suelo. Estos parámetros determinan fundamentalmente la magnitud de la escorrentía superficial.

- (3) los parámetros de cálculo de la recarga en tránsito directa

- (4) los parámetros de cálculo de la ETR

(5) los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico, α_h , y de la percolación, α_p , y la permeabilidad vertical del acuífero k_v . La distribución o reparto entre el flujo hipodérmico y el flujo de percolación Q_p depende de los valores de estos tres parámetros y del volumen de agua existente en la zona vadosa. En algunos modelos similares a BALAN, como el modelo GARDENIA (MILVILLE & NORMAND, 1990) suele utilizarse como un parámetro el volumen V_h^* para el que los flujos Q_h y Q_p son iguales. A partir de las Ecuaciones 29 y 30 se deduce que este volumen viene dado por:

$$V_h^* = \frac{k_v}{\alpha_h - \alpha_p}$$

Puesto que normalmente $\alpha_h \gg \alpha_p$, este volumen se reduce aproximadamente al cociente entre k_v y α_h .

(6) los parámetros del acuífero: coeficiente de agotamiento α_s y la porosidad drenable. El coeficiente α_s determina la forma de la descarga subterránea pero no su valor medio anual. La porosidad drenable únicamente afecta a la magnitud de las oscilaciones de los niveles piezométricos.

La Tabla 1 resume los principales parámetros del balance de agua en el suelo, zona no saturada y acuífero, indicando su naturaleza (física, semiempírica, empírica) y su forma habitual de obtención. En general los parámetros físicos pueden ser determinados a partir de medidas en campo o en laboratorio, como es el caso de la capacidad de campo, la permeabilidad y la porosidad del suelo. En muchos casos, sin embargo, ante la falta de valores medidos se puede recurrir a tablas de valores publicados, seleccionando aquellos que correspondan a zonas y suelos de características similares. Los parámetros semiempíricos y los puramente empíricos se suelen determinar durante el proceso de calibración.

	Parámetros	Tipo	Obtención
Suelo	• Espesor b_s • Porosidad m • Cap. campo CC • Pto. Marchitez PM • Permeabilidad	Físicos	• Medibles en campo • Valores publicados • De la granulometría • Calibración
Infiltración	• Coef. de infiltración CIM0, CIM1 • Núm. de curva (N)	Semi-empíricos	• Valores publicados • Calibración
ETP	Depende del método (coef. de cultivo)	Empíricos y semiempíricos	• Tablas • Calibración
ETR	• Constante redicular (CRPG) • Otros	Empíricos	• Tablas publicadas • Calibración
Flujo Hipodérmico	• Coef. de agotamiento: α_n, α_p • Permeabilidad • Porosidad	Semiempíricos y físicos	• Medibles algunos • Aforos • Calibración
Acuífero	• Coef. de agotamiento α_s • Nivel de referencia • Porosidad eficaz	Cuasifísico	• Medibles • Aforos • Piezometría • Calibración

Tabla 1. Clasificación de los parámetros del balance de agua en el suelo según su naturaleza, indicando los métodos para su obtención

4. CALIBRACION DE LOS BALANCES

La calibración es la fase durante la cual se contrasta la coherencia global de los resultados del balance. Así mismo, durante esta fase se procede a la estimación de los parámetros empíricos (de los que habitualmente se suele carecer de información directa) y de aquellos parámetros físicos peor conocidos.

No existe un modelo de balance de agua en el suelo que sea universalmente válido y correcto. Como regla general, la elección del modelo a utilizar debe realizarse de acuerdo con un modelo conceptual de los procesos de recarga. Sus parámetros y por tanto el modelo debe ser calibrado utilizando información de:

- (1) lisímetros
- (2) medidas directas del contenido de humedad del suelo
- (3) los resultados de un balance global de la cuenca
- (4) los valores obtenidos mediante otros métodos, como por ejemplo el balance del ión cloruro o mediante un modelo de flujo en el acuífero

(5) datos de la oscilación freática en pozos someros

(6) datos de aforos en el punto de desagüe de la cuenca

(7) en combinación con otros métodos, como por ejemplo los resultados de los niveles simulados mediante un modelo numérico de flujo

Los modelos de balance de agua aplicados al conjunto de una cuenca deben calibrarse con datos de carácter regional. En este sentido, la calibración utilizando datos de aforos, aunque plantea otros problemas, presenta la ventaja de que permite contrastar los resultados del balance de forma directa con los valores medidos de la escorrentía total. En general la escorrentía total engloba las contribuciones de la escorrentía superficial, la subsuperficial o hipodérmica y la subterránea. En general las discrepancias entre caudales calculados y medidos es mayor para caudales diarios que para caudales mensuales. Como estrategia de calibración resulta conveniente comenzar por ajustar y retocar los parámetros del modelo utilizando como criterio de ajuste las aportaciones anuales. Una vez que el modelo es capaz de reproducir los valores medios anuales de las componentes del balance se procede al contraste/comparación de las aportaciones mensuales. Finalmente, una vez encontrados los valores cuasi-óptimos de los parámetros se procede a la calibración definitiva utilizando para ello los datos diarios. TORE et al. (1996) presentan un ejemplo de calibración de los resultados del balance de agua en el acuífero carbonatado de Carme-Capellades (Barcelona) utilizando para ello los datos de la estación de aforos de St. Quintí de Mediona.

Para calibrar los parámetros del modelo de balance pueden utilizarse datos piezométricos que se pueden comparar con los valores calculados con el modelo mediante expresiones como la de la Ecuación (38). La Figura 2 muestra los niveles calculados con el programa BALAN con diferentes valores de la reserva útil y su comparación con los valores medidos en un pozo en el aluvial del Guadalquivir. De esta figura se debe destacar que no es esperable que un modelo de balance en el que el acuífero se representa como una sola celda reproduzca fielmente las oscilaciones freáticas observadas. De hecho, cuando el flujo en el acuífero se aborda de una forma más detallada

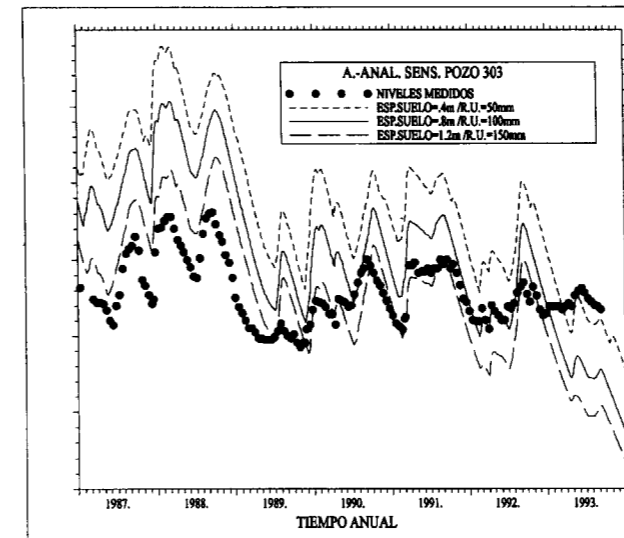


Figura 2. Hidrograma de niveles medidos (símbolos) y calculados por el programa BALAN (líneas) para distintos valores de la reserva útil en un pozo del aluvial del río Guadalquivir cerca de Andújar, España.

como por ejemplo cuando se simula de forma numérica el flujo, la recarga calculada por el modelo de balance conduce a unos niveles calculados más coherentes con los medidos (véase Figura 3).

5. PRECISION Y ERRORES EN LA ESTIMACION DE LA RECARGA

LERNER et al., (1990) dan algunas reglas sobre la validez de los balances de humedad diarios en función de la precipitación (P) la dotación de riego (D) y de la ETP. Estos límites, para valores expresados en mm, son:

- (a) Para el año completo:

$$P + D > 500 \quad (40)$$

- (b) Para la estación húmeda:

$$ETP < 1,5(P + D) \quad (41)$$

- (c) Para la estación seca:

$$ETP < 3(P + D) \quad (42)$$

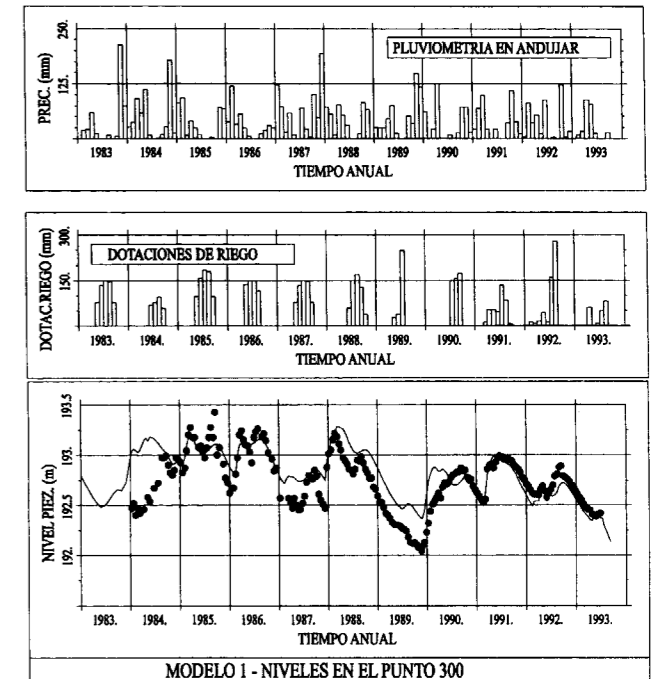


Figura 3. Hidrogramas de niveles medidos (símbolos) y calculados mediante un modelo numérico de flujo del acuífero (líneas continuas) en el que la recarga se dedujo a partir de un modelo de balance de agua en el suelo. Las figuras superiores muestran la pluviometría y las dotaciones de riego mensuales en el aluvial del río Guadalquivir en el entorno de Andújar

La estimación de la magnitud de la recarga puede estar afectada por distintos tipos de errores, entre los que pueden citarse: (1) errores asociados a un inadecuado modelo conceptual (ya sea por una inadecuada representación de ciertos procesos o por la omisión de determinados términos), (2) errores originados por la variabilidad espacio-temporal, (3) errores de medida, y (4) errores numéricos de cálculo.

Los errores derivados de una incorrecta conceptualización de la recarga son los más comunes y los más serios. Estos errores pueden acontecer cuando los procesos de recarga no son bien conocidos o cuando se realizan hipótesis muy simplificadoras. El ignorar la existencia de acuíferos colgados asociados con capas poco permeables puede conducir en ciertos casos a sobervalorar la recarga a un acuífero. Otro tipo de error conceptual radica en la inadecuada selección del intervalo de tiempo en la realización de balances de agua en el suelo. Un intervalo mensual puede

conducir a la conclusión errónea de que la recarga es nula cuando en realidad pueden existir períodos cortos especialmente lluviosos en los que la aportación del agua de lluvia puede sobrepasar el déficit de humedad del suelo dando lugar a cierta recarga.

Por tanto es crucial identificar y comprender los mecanismos por los que tiene lugar la recarga. Puesto que no es posible hacer una lista exhaustiva de todos los posibles mecanismos, es recomendable tener en cuenta toda la información disponible. El efecto de la variabilidad temporal es muy importante. La distribución temporal de la precipitación es determinante en la existencia de recarga. Una precipitación de baja intensidad actuando sobre un período largo puede no dar lugar a recarga si la evapotranspiración es superior a la intensidad de lluvia. La misma cantidad de lluvia acumulada en un período corto puede ser suficiente para saturar el suelo y provocar recarga. Por tanto, es crucial representar adecuadamente la variación temporal. De la misma forma, la variación espacial de la precipitación y de las propiedades del medio juegan también un papel importante.

Los errores de medida dependen del instrumental utilizado. En general, estos errores pueden ser tratados de forma cuantitativa. Los errores numéricos pueden ser minimizados mediante una adecuada verificación de los programas de cálculo y una cuidadosa definición de los parámetros de discretización.

CUSTODIO (1998, en este volumen) y SAMPER (1997a) presentan diversos métodos para evaluar la magnitud de la varianza de los errores en el cálculo de la recarga a partir de las varianzas de los errores del resto de variables utilizadas para calcular la recarga. En general, el error relativo de la recarga deducida mediante balances de agua es mucho mayor que el del resto de las componentes (precipitación, ETR, etc.), por lo cual, los errores relativos pueden ser en algunos casos superiores al 100%.

En todo método de estimación de la recarga los valores calculados de la recarga (ya sean diarios, mensuales o anuales) contienen errores de diversa naturaleza. Si la recarga se obtiene a partir de relaciones sencillas, la magnitud del error

en la recarga se puede con expresiones sencillas (CUSTODIO, 1997). En general, sin embargo, no siempre se dispone de una expresión explícita y sencilla de la recarga. Cuando la recarga se evalúa mediante balances diarios de humedad, el valor de la recarga R resulta ser una función en general no lineal de una serie de parámetros P_1, P_2, \dots, P_{NP} (reserva útil, permeabilidades, coeficientes de infiltración, etc...), y de una serie de variables V_1, V_2, \dots, V_{NV} (las precipitaciones, los valores diarios de ETP, ...) y dependen a su vez de los métodos de cálculo utilizados M_1, M_2, \dots, M_{NM} para evaluar ciertas componentes del balance (p.e. el método de cálculo de la ETP y de la ETR). En general, por tanto se puede establecer que

$$R = R(P_i, V_j, M_k) \quad (43)$$

La dependencia de los valores de R respecto a los métodos de cálculo M_k se puede evaluar realizando los balances con los distintos métodos M_1, M_2, \dots y comparando los resultados obtenidos para la recarga. La sensibilidad de la recarga al método de cálculo utilizado puede ser por tanto evaluada. Las Figuras 4 y 5 muestran los resulta-

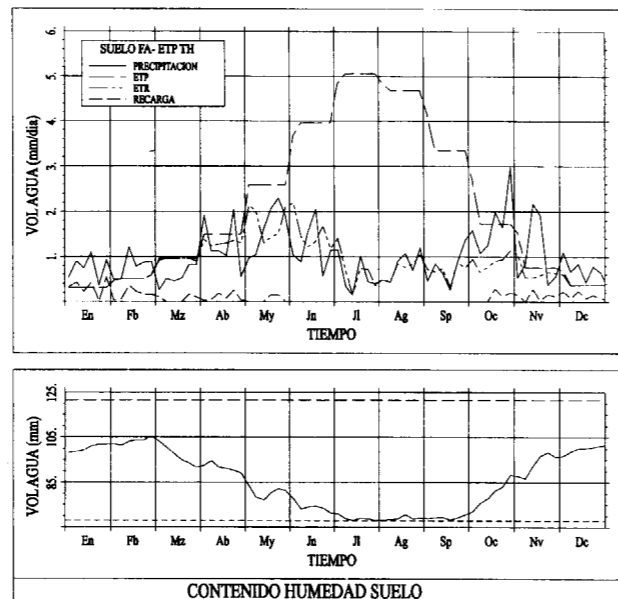


Figura 4. Evolución de la ETP, la ETR, la precipitación, la recarga y el contenido de humedad del suelo franco-arenoso con coeficientes de infiltración 20-49 mm/d y ETP calculada con el método de Thornthwaite en la zona de Monegros (según GARCIA VERA, 1994)

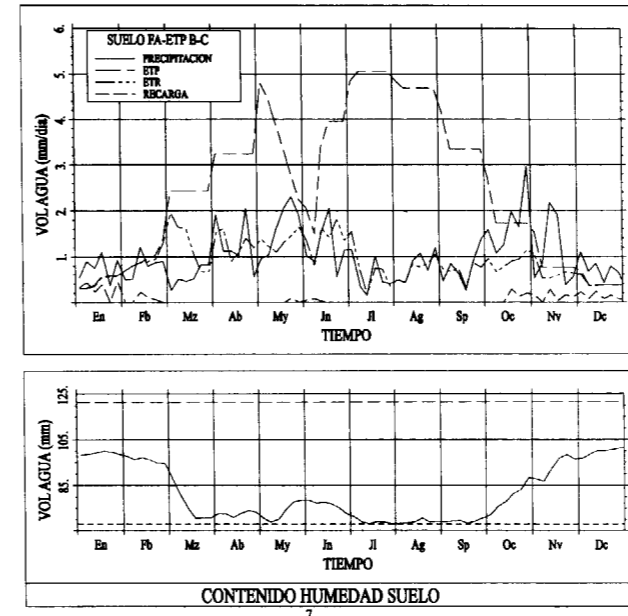


Figura 5. Evolución de la ETP, ETR, precipitación, recarga y contenido de humedad del suelo franco-arenoso con coeficientes de infiltración 20-49 mm/d y ETP calculada con el método de Blaney-Criddle (según GARCIA VERA, 1994).

dos medios del balance en la zona de Monegros correspondientes a la utilización de las fórmulas de Thornthwaite y Blaney-Criddle para el cálculo de la ETP.

La incertidumbre de la recarga debida a errores en los datos de partida y en los parámetros del modelo de balance puede ser calculada a partir de la expresión (43). Sea R^* la recarga correspondiente a unos determinados valores de los parámetros P_i^* y de las variables V_j^* . Estos valores de referencia, P_i^* y V_j^* , suelen corresponder a los datos y parámetros deducidos al final de la calibración. Suponiendo que la recarga varía de forma continua, el desarrollo en serie de Taylor de primer orden permite relacionar de forma aproximada la recarga R correspondiente a valores de P_i y V_j diferentes a los de referencia, de forma que

$$R \cong R^* + \sum_{i=1}^{N_p} \left(\frac{\partial R}{\partial P_i} \right)^* (P_i - P_i^*) + \sum_{j=1}^{N_v} \left(\frac{\partial R}{\partial V_j} \right)^* (V_j - V_j^*) \quad (44)$$

donde

$$\frac{\partial R}{\partial P_i} \text{ y } \frac{\partial R}{\partial V_j}$$

representan la sensibilidad de la recarga a las variaciones del parámetro P_i y de la variable V_j , respectivamente. Estos coeficientes de sensibilidad pueden ser obtenidos de forma analítica o sencillamente evaluando la recarga para distintos valores de los parámetros. Sean ϵ_{p_i} y ϵ_{v_j} los errores en los parámetros y variables y sean $\sigma_{p_i}^2$ y $\sigma_{v_j}^2$ sus correspondientes varianzas, respectivamente. Una aproximación de primer orden del valor de la varianza del error de la recarga se obtiene a partir de (44) mediante:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^{N_p} \left(\frac{\partial R}{\partial P_i} \right)^2 \sigma_{p_i}^2 + \sum_{j=1}^{N_v} \left(\frac{\partial R}{\partial V_j} \right)^2 \sigma_{v_j}^2 \quad (45)$$

donde se ha supuesto que los errores en p_i y v_j son independientes entre sí. El análisis de errores o análisis de sensibilidad permite detectar las variables cuyos errores tienen un mayor efecto en el error de la recarga y por tanto son las variables cuyos errores es necesario reducir en la medida de lo posible. El análisis de errores, sin embargo, carece totalmente de sentido cuando el modelo conceptual es erróneo. En este sentido es conveniente contrastar los valores de recarga obtenidos con distintos métodos.

La calibración de un modelo de flujo subterráneo en base a la respuesta de niveles del acuífero debería ser el paso final en la estimación de la recarga. Este modelo podría servir incluso para simular las concentraciones de un trazador o de un isótopo. Estas simulaciones, a su vez, se podrían comparar con los valores observados. De esta forma se puede obtener una comprobación global del modelo conceptual de estimación de la recarga (véase SAMPER, 1997b).

En la zona de Los Monegros, una zona semiárida situada en el noreste de la península ibérica, GARCIA-VERA (1994) calculó los valores medios anuales de la ETR, la escorrentía superficial y la recarga para los tres tipos de suelos predominantes en la zona: suelo Fr (franco y franco limoso), suelo FA (franco arcilloso) y suelo Ac (arcillo-limoso y arcilloso) cuyas características

se resumen en la Tabla 2. Se utilizaron los métodos de cálculo de la ETP de Thornthwaite y de Blaney-Criddle. Se analizaron cuatro pares de valores de los coeficientes que definen la curva de infiltración (CIM0 y CIM1): 100-100, 30-50, 20-40 y 10-30 mm/d. La primera pareja corresponde al caso de inexistencia de escorrentía superficial y el último considera la hipótesis de máxima escorrentía superficial. La Tabla 3 muestra los resultados obtenidos. A partir de los balances realizados se observa, en primer lugar, que el valor de la escorrentía superficial varía poco en función del tipo de suelo y del método de cálculo de la ETP. La escorrentía superficial está definida por los coeficientes CIM1 y CIM0. De esta manera, con unos coeficientes de 100 mm/d la escorrentía superficial es nula, debido a que no existe ninguna precipitación diaria que supere este valor umbral. Los coeficientes de infiltración 30-50 mm/d dan un valor de la escorrentía del orden del 0.7% de la precipitación media anual (del orden de 360 mm/año). Con coeficientes de 10-30 mm/d la escorrentía oscila entre 2.5 y 3% y con el par de coeficientes 10-30, la escorrentía adopta valores entre el 7 y 10%. Con ensayos de campo de simulación de lluvia se deduce un valor de la escorrentía superficial entre el 0.3 y 0.7%. Un valor algo mayor puede ser más aceptable considerando las mayores intensidades de algunas lluvias producidas en los Monegros con respecto a las aplicadas durante los ensayos de simulación de lluvia. Por ello, los valores adecuados de los coeficientes de infiltración son CIM1=40 y CIM0=20 mm/d. Para este par de valores de los coeficientes de infiltración y con los balances realizados con el cálculo de la ETP por el método de Thornthwaite, se observa que la recarga disminuye con la reserva útil del suelo, debido a la mayor capacidad de almacenar agua por parte del suelo con el aumento de la reserva útil, lo cual implica un valor mayor de la ETR y menor recarga. Así, la recarga calculada en los suelos francos (Fr) es 48.6 mm/año, mientras que en los suelos arcillo-limosos (Ac) la recarga disminuye a 23.9 mm/año. En los suelos franco-arcillosos (FA) la recarga toma un valor intermedio entre los dos anteriores, de 32 mm/año. No obstante, debe considerarse que en zonas semiáridas el método de cálculo de la ETP de Thornthwaite tiende a subestimar el valor de la ETP (JAIN & SINAI, 1985) y, por tanto, a sobrestimar el valor de la recarga.

CODIGO	TIPO DE SUELO	POROSIDAD TOTAL	CAPACIDAD CAMPO	PUNTO DE MARCHITEZ	ESPESOR SUELO	RESERVA UTIL
		% volumen			(m)	(mm)
Fr	Francos y franco limosos	25	16	8,4	0,5	38,0
FA		30	24,3	13,6	0,5	53,5
Ac		35	31,4	18,1	0,5	66,5

Tabla 2. Parámetros característicos de los tres tipos de suelos en los cuales se realizó el balance en la zona de Los Monegros (según GARCIA VERA, 1994).

En la Figura 4 se representan los valores medios de la ETP, ETR, precipitación, recarga y contenido de humedad del suelo FA en los 18 años en los que se realizó el balance. Estas medias se calcularon para períodos de cinco días. Se observa que la recarga se produce de enero a mayo y en octubre, noviembre y diciembre, existiendo un déficit hídrico importante desde junio hasta septiembre. En la parte inferior de la citada figura se muestran con líneas a trazos los valores de capacidad de campo y punto de marchitez. La aplicación del método de la ETP por Blaney-Criddle durante el período vegetativo de la cebada (enero a junio) supone un mayor valor de la ETP media anual (909.38 mm/año) que la calculada con el método de Thornthwaite durante todo el año (788.0 mm/año). Por consiguiente, la ETR aumenta y la recarga disminuye. Como puede observarse en la Tabla 3, los valores de recarga media son aproximadamente 10 mm/año menores que los valores estimados con los balances que utilizan el método de Thornthwaite durante todo el año. La recarga varía entre 38.7 mm/año (suelo Fr) y 15.8 mm/año (suelos Ac) para coeficientes de infiltración de 20-40 mm/d.

La evolución media anual de las componentes de balance del suelo FA utilizando el método de Blaney-Criddle (Figura 5) indican que la recarga se produce fundamentalmente en el período de octubre a febrero. La recarga producida en mayo y junio responde a las lluvias registradas en mayo.

La ETP calculada con el método de Blaney-Criddle utiliza tres índices climatológicos que dan idea del rango de variación de la velocidad del viento diurno, humedad relativa mínima y porcentaje de horas de insolación. Estos tres índices

SUELO Fr						
CIM-CIM0 (mm/año)	ETP _{Thornthwaite} =788 mm/año			ETP _{Blaney-Criddle} =909.3 mm/año		
	ETR	ES	R	ETR	ES	R
	(mm/año)			(mm/año)		
100-100	299.80	0.00	60.00	310.95	0.00	48.89
30-50	299.80	2.66	57.37	310.95	2.34	45.66
20-40	299.69	11.53	48.62	310.82	10.33	38.69
10-30	295.07	36.98	27.79	305.98	32.69	21.17
SUELO FA						
CIM-CIM0 (mm/año)	ETP _{Thornthwaite} =788 mm/año			ETP _{Blaney-Criddle} =909.38 mm/año		
	ETR	ES	R	ETR	ES	R
	(mm/año)			(mm/año)		
100-100	315.37	0.00	41.77	325.83	0.00	31.31
30-50	315.32	2.66	39.17	325.78	2.31	29.02
20-40	313.81	10.63	32.69	324.38	9.14	23.62
10-30	306.81	33.32	17.02	316.89	28.07	12.19
SUELO Ac						
CIM-CIM0 (mm/año)	ETP _{Thornthwaite} =788 mm/año			ETP _{Blaney-Criddle} =909.38 mm/año		
	ETR	ES	R	ETR	ES	R
	(mm/año)			(mm/año)		
100-100	324.19	0.00	32.24	333.82	0.00	22.60
30-50	324.19	2.43	29.81	333.82	2.21	20.39
20-40	322.59	9.93	23.90	332.39	8.23	15.80
10-30	313.70	31.07	11.65	323.11	25.05	8.26

Tabla 3. Valores medios anuales de ETR, escorrentía superficial (ES) y recarga (R) obtenidos para cada tipo de suelo con los dos métodos de cálculo de la ETP y con diferentes hipótesis de coeficientes de infiltración (según GARCIA VERA, 1994).

se dan en función de los valores medios de estos parámetros en la zona en la cual se aplica el balance según los siguientes criterios:

1) Índice de humedad relativa mínima (I_{HR}) que toma los siguientes valores: I_{HR}=0 si 0<HR<20%, I_{HR}=1 si 20<HR<50% y I_{HR}=2 si 50<HR<100%

2) Índice de porcentaje de horas de insolación (I_N) cuyos valores son: I_N=0 si 0.3<n/N<0.6, I_N=1 si 0.6<n/N<0.8 y I_N=2 si 0.8<n/N<1.0.

3) Índice de velocidad del viento diurna, I_v, que adopta los siguientes valores: I_v=0 si 0<v<2 m/s, I_v=1 si 2<v<5 m/s y I_v=2 si 5 m/s<v

A partir de los datos disponibles en la zona se adoptaron los siguientes índices: I_{HR}=2, I_N=1, I_v=1. Estos valores son los utilizados en los balances presentados en la Tabla 3. Si bien el índice de viento parece claramente definido, los índices de humedad relativa y del porcentaje de horas de insolación pueden variar entre 1 y 2 el primero y entre 0 y 1 el segundo. Para analizar el efecto de las variaciones de estos índices en el valor de la recarga se realizó un análisis de sensibilidad en el suelo de tipo FA, con coeficientes de infiltración de 20 y 40 mm/d (Tabla 4). Puede observarse que las diferencias en los valores de la ETP son importantes, oscilando entre 834.4 mm/año para condiciones de elevada humedad relativa y bajo porcentaje de horas de insolación, y 1071.54 mm/año para condiciones medias de humedad relativa y n/N. Mayores valores de la ETP implican menores valores de la recarga. La recarga varía entre 19 y 27 mm/año. Este análisis da idea de las variaciones tan importantes que sufre la ETR al variar estos índices climatológicos. Sin embargo, la recarga es mucho menos sensible a las variaciones de los parámetros de la ETP.

La profundidad del suelo es muy variable en la zona, oscilando entre 30 y 100 cm. Para analizar el efecto de la variación de este parámetro en los

SUELO FA-Sensibilidad a índices de Blaney-Criddle						
I _{HR}	I _{n/N}	I _v	ETP	ETR	ES	R
			(mm/año)			
2	1	1	909.38	324.38	9.14	23.62
1	1	1	1070.54	328.81	8.78	19.55
2	0	1	834.42	320.04	9.22	27.89
1	0	1	976.07	326.67	9.03	21.45

Tabla 4. Análisis de sensibilidad a los coeficientes de humedad relativa mínima I_{HR} y de porcentaje de horas de insolación I_N en el método de cálculo de la ETP según Blaney-Criddle en el suelo franco-arenoso con coeficientes de infiltración 20-40 mm/d en la zona de Monegros (según GARCIA VERA, 1994).

elementos del balance se realizaron una serie de pasadas del programa en el suelo de tipo FA, con el cálculo de la ETP por Blaney-Criddle ($I_{hr}=2$, $I_N=1$, $I_v=1$) y coeficientes de la curva de infiltración 20-40 mm/d. En la Figura 6 se muestran los resultados obtenidos para diferentes valores del espesor de suelo que oscilan entre 0.3 y 1 m (a los cuales corresponden reservas útiles que van desde 32.1 hasta 107 mm). La profundidad del suelo afecta de forma importante a la magnitud de la recarga, variando entre 4.6 mm/año para un suelo de 1 m de espesor y 46.9 mm/año para uno de 30 cm de espesor. Cuanto mayor es el espesor del suelo mayor es la reserva útil. Este incremento de la reserva útil implica un aumento de la capacidad del suelo para almacenar agua, lo que supone un incremento de la ETR. La escorrentía superficial disminuye con la reserva útil debido a que el suelo está con un contenido de humedad más próximo al punto de marchitez y, por tanto, los valores de lluvia necesarios para producirse la escorrentía superficial son mayores, según la ley que rige la capacidad de infiltración del suelo. Los resultados obtenidos del análisis de sensibilidad al espesor del suelo indican que este parámetro es fundamental para evaluar el valor de la recarga al acuífero de los Monegros.

En resumen, a partir de los balances hidrometeorológicos en el período 1976-93 se observa que la recarga media anual en la zona endorreica de los Monegros es función del tipo de suelo, del tipo de método de cálculo de la ETP y, fundamentalmente, del espesor del suelo. Tomando en consideración las tendencias observadas en el análisis de sensibilidad, el menor valor de recarga se

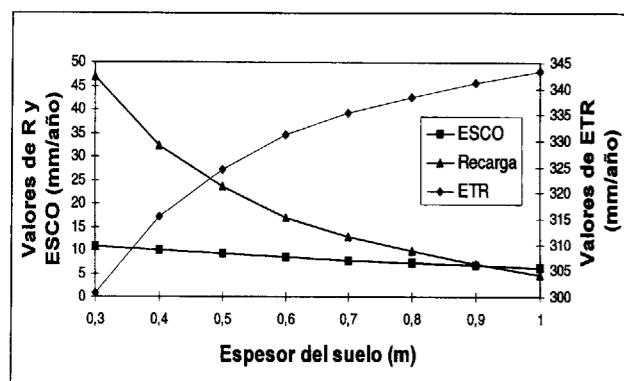


Figura 6. Análisis de sensibilidad al espesor del suelo en el suelo franco-arenoso con el método de Blaney-Criddle y coeficientes de infiltración 20-40 mm/d en la zona de Monegros

obtiene con un suelo de textura arcillosa (suelo Ac) con el cálculo de la ETP por Blaney-Criddle y espesor del suelo de 1 m, que conduce a una recarga de 1.43 mm/año. El máximo valor de recarga corresponde a un suelo de textura franca (suelo Fr), con la ETP calculada con el método de Thornthwaite y espesor de 0.3 m, con una recarga media anual de 75.5 mm/año. La recarga al acuífero se produce principalmente después de las lluvias de otoño, que es cuando la ETP es menor y, por lo tanto, el suelo puede llegar a contenido de humedad de capacidad de campo con más facilidad. Calculando la ETP por Thornthwaite también se produce un período de recarga en mayo y junio.

Por último, debe considerarse que las conclusiones obtenidas de los balances hidrometeorológicos están supeditadas a las limitaciones que contienen los métodos que utilizan estos balances. La principal limitación es el cálculo de la ETP. Las formulaciones utilizadas (Thornthwaite y Blaney-Criddle) fueron desarrolladas inicialmente para regiones húmedas y con unas determinadas características de los cultivos (densidad, altura,...). Aunque se han realizado numerosos intentos para aplicar estas fórmulas al mayor número posible de climatologías y cultivos, tal como lo muestra la aplicación de coeficientes de cultivo e índices climatológicos, no está claramente definida la validez de estas extrapolaciones a zonas semiáridas, como las de los Monegros, en las cuales la escasa densidad de los cultivos puede suponer variaciones importantes en el valor de la ETP. La escasa recarga en los medios áridos y semiáridos implica que el error cometido en el cálculo de la ETP tiene mayor importancia en el valor final de recarga. Además, en los campos en barbecho o en las zonas en las cuales la vegetación es muy escasa, la ETP calculada con estos métodos se aleja más de la ETP real del suelo, sobre todo teniendo en cuenta que la evaporación del suelo puede llegar a tener más importancia que la transpiración producida por las plantas.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A pesar de que los procesos y mecanismos de recarga son relativamente bien conocidos, la

obtención de una estimación fiable de la magnitud de la recarga natural entraña extraordinarias dificultades debido fundamentalmente a la variabilidad espacio-temporal de las condiciones hidroclimáticas, y especialmente a la variabilidad espacial de las variables que determinan la ocurrencia, magnitud y calidad de la recarga de los acuíferos. Esta variabilidad espacial provoca que la mayoría de los métodos existentes para la estimación de la recarga proporcionen estimaciones con un alto índice de incertidumbre (que en general varía de unos métodos a otros y es función de la cantidad de información disponible). Esta incertidumbre es cuantificable en ciertos casos, acotable en otros y difícil de evaluar en ciertos casos extremos. A pesar de ello, raramente se suele admitir y reconocer de forma explícita dicha incertidumbre. Por ello, sería recomendable que las estimaciones de la recarga fuesen acompañadas de su correspondiente intervalo de confianza. En los casos en que estos intervalos no puedan ser establecidos de forma objetiva, debería indicarse el rango plausible de valores de la recarga. Una de las posibles formas de acotar la incertidumbre consiste en la utilización del mayor número posible de métodos complementarios entre sí. Hay que tener en cuenta en cada caso los aspectos prácticos de la estimación de la recarga. En términos de aplicación práctica, los métodos de estimación de la recarga se pueden clasificar en dos categorías: (1) los convencionales (métodos de balance en el suelo, de análisis de aforos, los basados en las fluctuaciones piezométricas y los métodos basados en datos químicos e isotópicos de las aguas del acuífero) y (2) los métodos más sofisticados que pueden requerir la utilización de técnicas y herramientas más modernas (muestreo hidrodinámico, hidroquímico e isotópico de la zona no saturada, calibración automática de modelos de flujo y transporte de solutos, etc). Los del primer grupo tienen un coste menor, en general no requieren del concurso de especialistas y por ello deberían ser utilizados en acuíferos de una cierta entidad (FOSTER, 1988). El interés de los métodos del segundo grupo es incuestionable, especialmente en aquellos acuíferos en los que se requiere un adecuado conocimiento y evaluación de la recarga ya sea para la gestión de los recursos subterráneos o para la preservación de zonas de interés medioambiental.

AGRADECIMIENTOS

Algunos aspectos relevantes de este trabajo han sido desarrollados parcialmente en el marco de Proyectos de Investigación financiados por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (Proyectos AGR89-146-C02-01 y AMB95-0997-C02-01) y la Consellería de Educación de la Xunta de Galicia (Proyecto XUGA1180A94), así como por diversos proyectos de I+D financiados por la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (ENRESA).

REFERENCIAS

- ALLEN, R. G., MONTEITH, J. L., PERRIER, A., SANTOS PEREIRA, L. & SEGEREN, A. (1991). Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Land and Water Development Division. FAO. Roma. 54 pp.
- CALDER, I. R., HARDING, R. J. & ROSIER, P. T. W. (1983). An objective assessment of soil-moisture deficits models. *J. Hydrol.* 60, 329-355.
- CARRERA, J., ALFAGEME, H., GALARZA, G. y MEDINA, A. (1989). Estudio de la infiltración a través de la cobertera de la F.U.A. Depart. de Ingeniería del Terreno, Informe preparado para ENRESA, Barcelona, 173 pp.
- CUSTODIO, E. (1997). Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Seminario de la AIH-GE. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper editores, Ed. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, pp. 19-40.
- CUSTODIO, E. (1998). Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En este mismo volumen.
- CUSTODIO, E. y LLAMAS, M. R. (1976). Hidrología Subterránea. Ed. Omega, Barcelona, 2 Vols. 2450 pp.
- CUSTODIO, E., LLAMAS M. R. & SAMPER J., editores (1997). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Textos del Seminario celebrado en Las Palmas de Gran Canaria en enero de 1997 y organizado por la AIH-GE. Ed. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 455 pp.
- FACI, J. M. (1986). Necesidades Hídricas de los Cultivos. Servicio de Investigación Agraria de Zaragoza. Doc. Inédito.
- FOSTER, S. S. D. (1988). Quantification of groundwater recharge in arid regions: a practical view for resource development and management. In: Estimation of natural groundwater recharge. NATO Advanced Workshop. I. Simmers(ed), pp. 323-338.
- GARCIA VERA, M. A. (1994). Hidrogeología de zonas endorreicas en climas semiáridos: Aplicación a Los Monegros

(Zaragoza). Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería del Terreno. Universidad Politécnica de Cataluña, 2 Vol.

GRINDLEY, J. (1969). The calculation of actual evaporation and soil moisture deficits over specified catchment areas. Meteorol. Off. Bracknell, Hydrol. Mem. N° 38. 3 pages.

JAIN, P. K. & SINAI, G. (1985) Evapotranspiration model for semiarid regions, J. of Irrig. and Drainage Eng., 111(4), 369-379.

KITCHING, R., SHEARER, T. R. & SHELDLOCK, S. L. (1977). Recharge to the bunter sandstone determined from lysimeters. J. Hydrol. 33, 217-232.

HOGGAN, D.H., (1989) Computer-assisted floodplain hydrology and hydraulics. McGraw-Hill Pub. Co. New York. 518 pp.

LERNER, D. N., ISSAR A. S. & SIMMERS I. (1990). Groundwater Recharge: A guide to understanding and estimating natural recharge. International Contributions to Hydrogeology. IAH. Vol. 8. Verlag Heinz Heise. Hannover.

MILVILLE, F. & NORMAND M. (1990). Site d'El Cabril (Espagne): Actualisation de la recharge de la nappe par modélisations hydrologiques globales pluie-niveau piezométrique et pluie-débit. BRMG. Informe elaborado para ENRESA.

NEIRA, X. X. (1993). Desenrolo de técnicas de manexo de auga axeitadas a un uso racional de regadíos. Tesis Doctoral. Escuela Politécnica Superior de Lugo. Universidad de Santiago. 247 pp. [en gallego]

PENMAN, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. R. Soc. London, Ser. A 193, 120-145.

RUSHTON, K. R. & WARD, C. J. (1979). The estimation of groundwater recharge. J. Hydrol. 41, 345-361.

SAMPER, J. & GARCIA VERA M. A. (1992). BALAN V. 10: Programa para el cálculo de balances de agua y sales en el

suelo, Departamento de Ingeniería del Terreno. Universidad Politécnica de Cataluña.

SAMPER, J. (1995). Las redes de observación y control de las aguas subterráneas en España: Estado actual, necesidades y perspectivas. En: Jornadas sobre Las Aguas Subterráneas en la Ley de Aguas Española: Un Decenio de Experiencia. Ed. AIH-GE. Murcia, pp. 363-385, Vol.1.

SAMPER, J. (1997a). Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balances de agua: utilización, calibración y errores. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Seminario de la AIH-GE. E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper editores, Ed. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. pp. 41-79.

SAMPER, J. (1997b). Evaluación de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo en acuíferos. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Seminario de la AIH-GE. E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper editores, Ed. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. pp. 153-180.

SAMPER J., HUGUET L., GARCIA-VERA M. A., ARES J. (1997). VISUAL BALAN: Versión 0 interactiva del programa BALAN para la elaboración de balances hidrológicos, Informe Técnico elaborado para ENRESA. Departamento de Tecnología de la Construcción. Universidad de La Coruña, 97 pp + disquette.

SOIL CONSERVATION SERVICE (1975) Urban hydrology for small watersheds, Technical release No 55, U.S. Depart. Of Agriculture, enero de 1975 (revisado en Junio de 1986).

THORNTHWAITE, C.W. (1948). An approach towards a rational classification of climate. Geographical Review 38, 55-94.

TORRE, C.S., CUSTODIO E. y MANZANO M. (1996). Caracterización de la recarga en acuíferos kársticos: Aplicación del modelo BALAN_10 en su versión modificada (BALDOS10) a la Unidad Anoa. Informe Final del Proyecto GRACE (EV5V-CT94-0471), 31pp.

RECOPIACION Y SINTESIS DE LA INFORMACION HIDROGEOLOGICA DISPONIBLE EN LAS ZONAS DE MAYOR IMPORTANCIA MINERA SITUADAS AL SUR DE LA PROVINCIA DE RIO NEGRO (ARGENTINA).

Por L. J. LAMBAN (*)

R E S U M E N

En el presente documento se actualizan las unidades hidrogeológicas definidas hasta el momento en la Provincia de Río Negro (Argentina) y se recopila la información climatológica, geológica e hidrogeológica actualmente disponible en relación con las zonas de mayor importancia minera existentes al sur de la provincia. Estas zonas son: Sierra Grande-Valcheta, Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao y Bariloche-El Bolsón. Se comenta además la información de tipo hidrogeológico que puede tener un mayor interés para conocer el potencial de explotación de agua subterránea.

Palabras clave: Hidrogeología regional, Río Negro, Potencial de explotación.

A B S T R A C T

This paper presents an updating of the hydrogeological units which have been defined up to now in the Rio Negro Province (Argentina). Currently available climatic, geologic and hydrogeologic data is put together, relative to the main mining areas present at the southern sector of the province. These areas are: Sierra Grande-Valcheta, Sierra Colorada, Los Menucos-Maquinchao and Bariloche-El Bolson. Hydrogeological comments are added which may have interest to ascertain the development potential of groundwater.

Key words: Regional hydrogeology, Río Negro, Development potential.

1. INTRODUCCION

La Provincia de Río Negro presenta una extensión aproximada de unos 200.000 km². Se encuentra limitada por las provincias de Neuquen, La Pampa y Buenos Aires al norte y por la Provincia de Chubut al sur (Fig. 1). En toda la provincia se pueden diferenciar cinco unidades morfo-estructurales principales: Andes Patagónicos Septentrionales (Cordillera Patagónica), Cuenca de Ñirihuau, Cuenca Neuquina, Cuenca del Colorado y Macizo Nordpatagónico (ROMAN y SISUL, 1984). Estas cinco unidades determinan una gran variedad de ambientes geomorfológicos (GONZALEZ DIAZ y MALAGNINO, 1984),

sedimentológicos y estructurales, que definen distintas características hidrogeológicas. Las grandes extensiones implicadas y la dificultad de acceso a parte de las mismas hace que la información hidrogeológica sea por lo general dispersa e insuficiente como para conocer y por lo tanto gestionar adecuadamente los recursos hídricos subterráneos disponibles. Dicha gestión resulta esencial si se considera que en todo el ámbito provincial, a excepción de la zona de cordillera, la precipitación media anual no supera los 200 mm, y que además esta precipitación se ve superada ampliamente por la evapotranspiración potencial a lo largo de todo el año (ROMAN y SISUL, 1984).

(*) Departament d'Enginyeria del Terreny, Minera i Cartogràfica. Universitat Politécnica de Catalunya, Barcelona.

El principal objetivo del presente documento es la recopilación de la información hidrogeológica

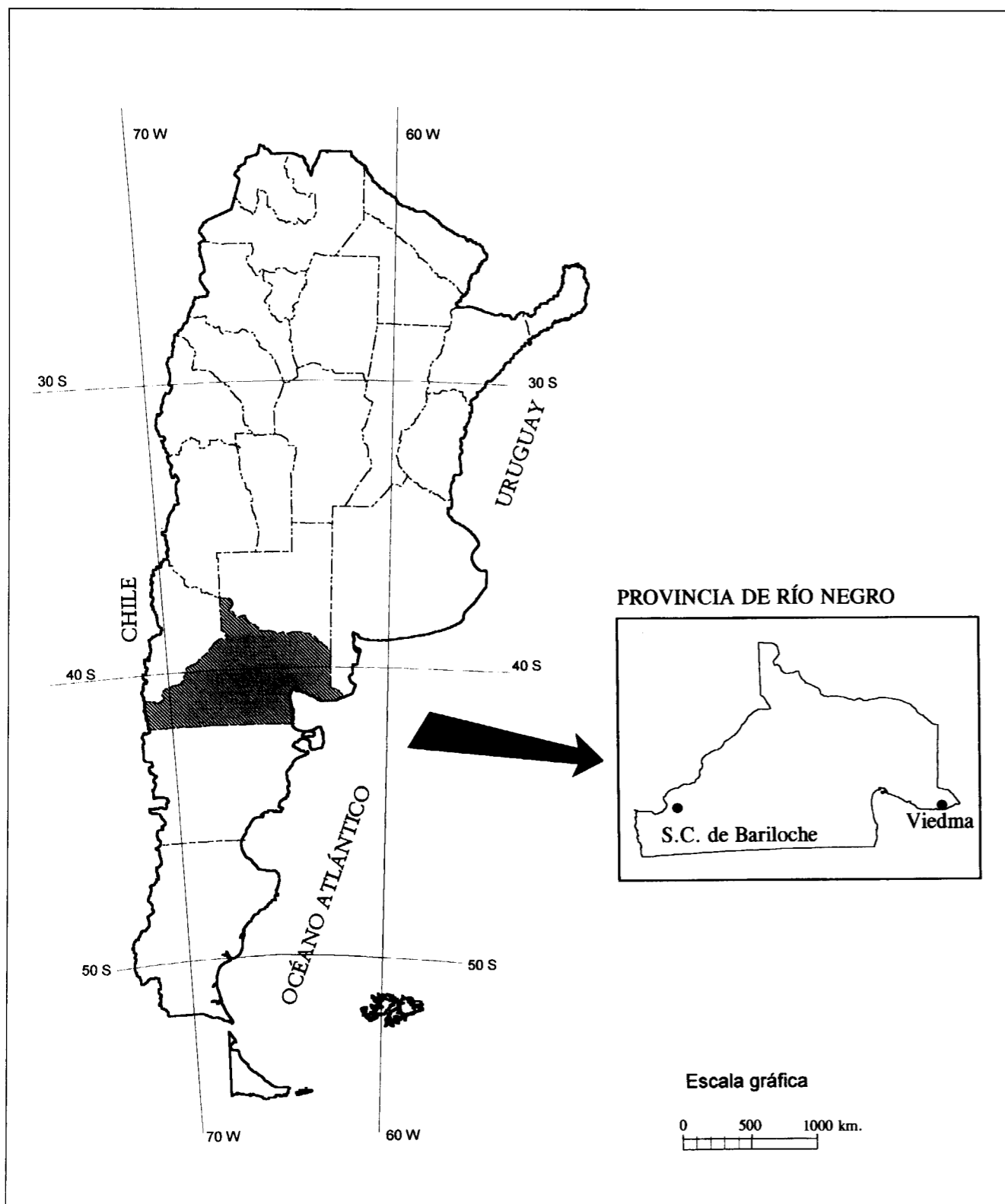


Figura 1.- Mapa de situación de la Provincia de Río Negro (Argentina)

disponible en relación con las zonas de mayor importancia minera existentes al sur de la Provincia de Río Negro. Estas zonas son: Sierra Grande-Valcheta, Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao y Bariloche-El Bolsón. Las dos primeras zonas se encuentran estrechamente relacionadas tanto por el tipo de clima (precipitación media anual 200 mm) como por su relación directa con la Meseta del Soumuncurá. La zona de Bariloche-El Bolsón se caracteriza por presentar unas características particulares en comparación con la mayor parte del ámbito provincial debido a su situación geográfica muy próxima a la cordillera de los Andes (precipitación media anual 1000-1200 mm). Estas diferencias se ponen claramente de manifiesto en la diferente densidad de información hidrogeológica, teniéndose un mayor conocimiento tanto de la cantidad como de la calidad de los recursos hídricos subterráneos en las dos primeras zonas con respecto a El Bolsón, donde la información de este tipo es prácticamente inexistente.

El presente documento comienza presentando las principales características climáticas de la provincia y actualizando las unidades hidrogeológicas definidas hasta el momento (ROMAN y SISUL, 1984). Posteriormente se presenta una recopilación de la información climática, geológica e hidrogeológica actualmente disponible para cada una de las zonas comentadas.

2. PROVINCIA DE RIO NEGRO: MARCO CLIMATICO E HIDROGEOLOGICO

En el presente apartado se comentan las principales características tanto climáticas como hidrogeológicas existentes dentro de la Provincia de Río Negro. Con ello se pretende dar una visión global que facilite posteriormente la ubicación y estudio de las zonas anteriormente comentadas.

2.1 Marco climático

La situación geográfica de la Provincia de Río Negro permite diferenciar tres tipos de clima principales: continental, marítimo y el propio de zonas montañosas. La distribución espacial de la precipitación media anual es muy variable (fig.

2). En la región central los valores medios de precipitación no superan los 150 mm/año. En las regiones con climas secos en latitudes medias la precipitación aumenta con la altitud y con la proximidad a la costa. Los mayores valores se obtienen en la cordillera con medias superiores a los 1200 mm/año (El Bolsón, Bariloche). Sin embargo es importante destacar que prácticamente alrededor del 70% de la provincia presenta precipitaciones medias anuales inferiores a los 350 mm (ROMAN y SISUL, 1984).

La evapotranspiración potencial orientativa obtenida mediante el método de Turc sobrepasa como promedio la precipitación en todo el ámbito provincial a excepción de la zona de cordillera (ROMAN y SISUL, 1984). Según dichos autores este déficit hídrico se mantiene durante todo el año, acentuándose como es lógico en los períodos estivales. Los promedios anuales de evapotranspiración superan los 700 mm, pudiéndose alcanzar en algunos casos los 900 mm.

A modo de resumen y siguiendo la clasificación de Thornthwaite (BURGOS y VIDAL, 1951) se puede decir que la Provincia de Río Negro presenta un "clima árido mesotermal con exceso de agua nulo", para ir transformándose de forma paulatina hacia el oeste hacia un "clima húmedo mesotermal con déficit de agua nulo o pequeño" (ROMAN y SISUL, 1984).

2.2 Marco hidrogeológico

En este apartado se presenta una actualización y ampliación de las unidades hidrogeológicas definidas para la Provincia de Río Negro (ROMAN y SISUL, 1984). Dicha ampliación se ha realizado teniendo en cuenta los materiales existentes al suroeste de la provincia (Cuenca del Río Chubut). Las diferentes unidades se han definido siguiendo el criterio adoptado por la mayoría de los países iberoamericanos en la elaboración del Mapa Hidrogeológico de América del Sur. Es decir, se han definido en base a dos factores principales: 1) presencia de agua subterránea y 2) características de las rocas que las contienen. A continuación se presenta una breve descripción geológica de las mismas, indicando su mayor o menor importancia hidrogeológica relativa:

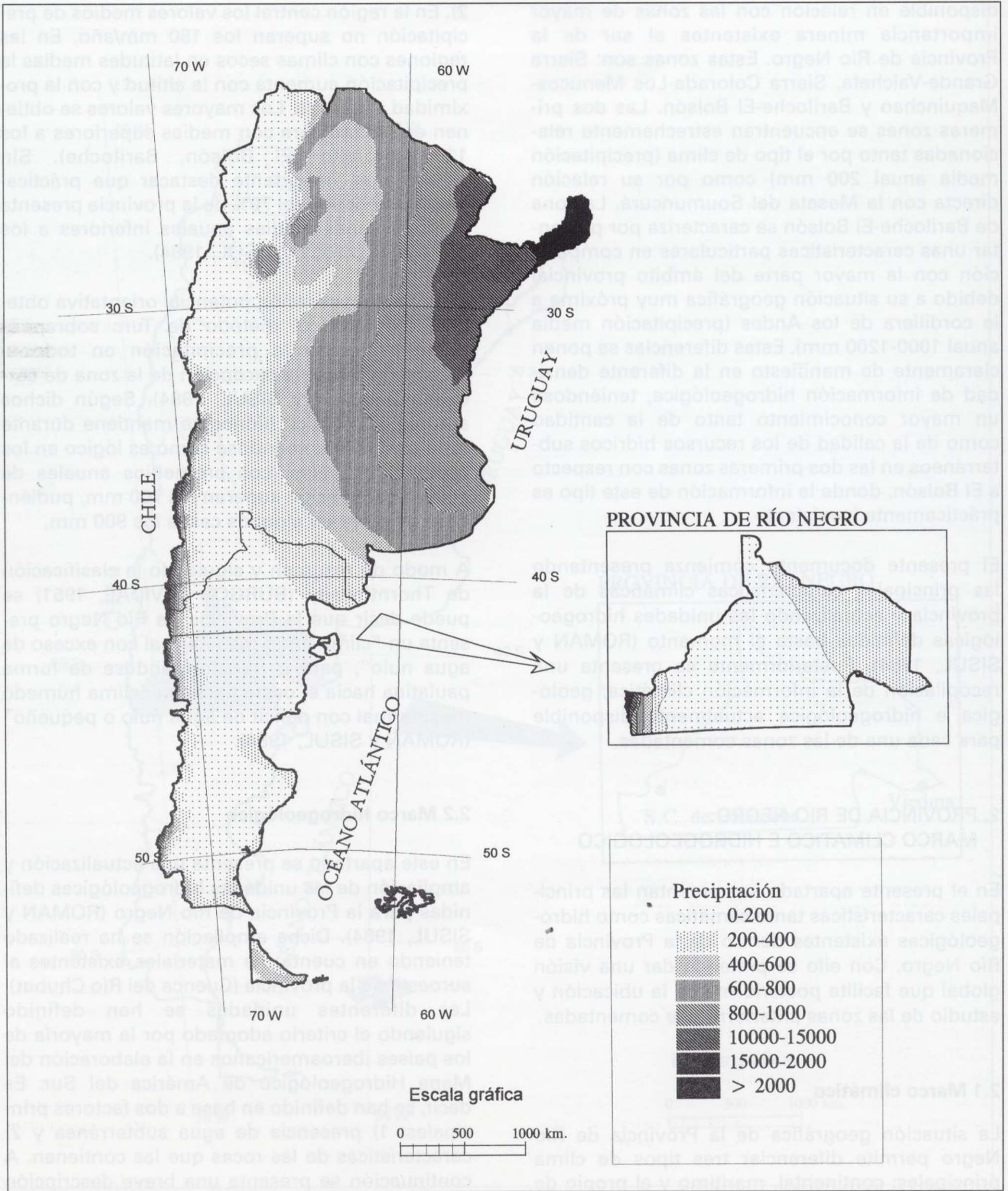


Figura 2.- Zonación pluviométrica de Argentina y detalle de la Provincia de Río Negro

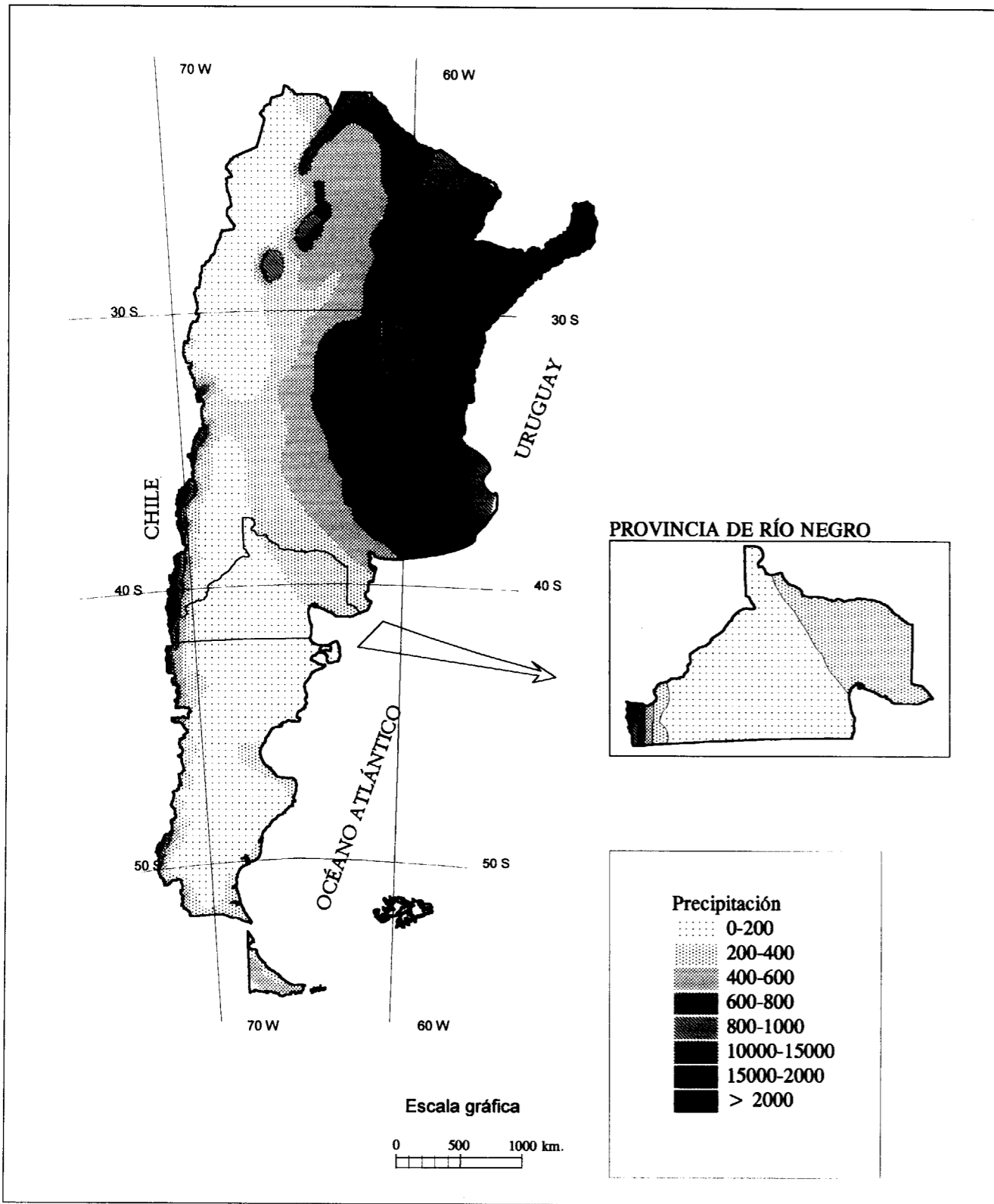


Figura 2.- Zonación pluviométrica de Argentina y detalle de la Provincia de Río Negro

a) *Basamento Precámbrico-Paleozoico*

Está constituido principalmente por rocas: 1) igneometamórficas: gneises, esquistos, filitas, granitos, granodioritas, tonalitas y pegmatitas, y 2) sedimentitas paleozoicas. En ambos casos, desde un punto de vista hidrogeológico se consideran como impermeables a escala regional. El agua existente procede de las zonas meteorizadas o fracturadas, las cuales van decreciendo progresivamente en importancia al aumentar la profundidad. En Sierra Grande-Valcheta esta unidad corresponde al Complejo Mina Gonzalito, Formación Jaguelito y Formación Pailleman, en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao al Complejo Plutónico La Esperanza, y en Bariloche-El Bolsón a las Formaciones Cushamen, Mamil Choique y Lago Mascardí (Tabla 1).

b) *Complejo volcánico Triásico-Jurásico*

Esta secuencia volcánica se desarrolla en el ámbito del Macizo Nordpatagónico. Litológicamente se encuentra constituida por riolitas, riolitas porfíricas, ignimbritas y tobas. También se incluyen dentro de este grupo las andesitas, dacitas y brechas del Terciario al presentar un comportamiento hidrogeológico similar. Las riolitas, junto con las riolitas porfíricas, son las rocas más representativas, presentándose en forma de coladas. Las andesitas se presentan en forma de mantos discontinuos y se trata de rocas de aspecto afanítico y grano fino. También se pueden encontrar areniscas de grano medio a conglomeráticas con fósiles de plantas. Desde un punto de vista hidrogeológico se trata de rocas con porosidad intersticial y fisural, hidrogeológi-

UNIDADES HIDROGEOLOGICAS	ZONAS DE ESTUDIO		
	Sierra Grande-Valcheta	Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao	Bariloche-El Bolsón
Basamento Precámbrico-Paleozoico	Metamorfitas de alto grado y granitos (Complejo Mina Gonzalito)		Metamorfitas y granitos (Formación Cushamen, Mamil Choique y Lago Mascardí)
	Metamorfitas de bajo grado (Formación Jaguelito)		
	Granitoides (Formación Pailleman)	Granitoides (Complejo Plutónico La Esperanza)	
Complejo Volcánico Triásico-Jurásico	Formación Marifil	Formación Los Menucos Formación Sierra Colorada	
Sedimentitas continentales Cretácico-Terciarias	Grupo Neuquen (Cretácico) Formación Los Alamitos (Cretácico) Formación Sarmiento (Terciario)	Grupo Neuquen (Cretácico)	
Vulcanitas y Granitos Cretácico-Terciarios		Basanitas Sierra de Queupuniyeu	Vulcanitas (Formación Niriuhau, Ventana y Huitrera) Formación Granitoides de cordillera
Sedimentitas marinas Cretácico-Terciarias	Formación Roca Formación Patagonia	Formación Roca	
Basaltos Pliopleistocenos	Formación Soumuncará	Formación Soumuncará	
Complejo Postplioceno	Depósitos aluviales, coluviales y eólicos Depósitos de remoción de masa Formación Tehuelche (Rodados patagónicos)	Depósitos aluviales, coluviales y eólicos Depósitos de remoción de masa	Depósitos glaciares y glacifluviales

Tabla 1. Actualización de las unidades hidrogeológicas definidas para la Provincia de Río Negro. Grupo o formaciones correspondientes a cada unidad para cada zona considerada.

camente impermeables a escala regional. En Sierra Grande-Valcheta este complejo se encuentra representado por la Formación Marifil (MALVICINI y LLAMBIAS, 1974) y en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao por la Formación Sierra Colorada y Formación Los Menucos (Tabla 1).

c) Sedimentitas continentales Cretácico-Terciarias.

El desarrollo estratigráfico cretácico más complejo se presenta en la Cuenca Neuquina (Grupo Neuquen). Se trata de sedimentos continentales con importantes variaciones de litofacies. Litológicamente se trata de una sucesión de areniscas gruesas, en parte conglomeráticas, con presencia de restos de troncos silicificados y abundantes saurios. En Sierra Grande-Valcheta sobre esta formación se sitúa la Formación Los Alamitos (FRANCHI y SEPULVEDA, 1980) y la Formación Sarmiento (SIMPSON, 1941; SPALLETI-MAZZONI, 1979). La Formación Los Alamitos se encuentra constituida por sedimentos de grano fino: areniscas, arcillitas y limolitas, siendo muy común la presencia de yeso, el cual llega a formar niveles de 15 a 20 cm de espesor. La Formación Sarmiento está constituida por sedimentos piroclásticos de tufitas arenosas, limoarcillosas y brechas con importantes contenidos de vertebrados mamíferos. Desde un punto de vista hidrogeológico todos estos materiales se consideran como sedimentos de porosidad intersticial y permeabilidad baja, con importancia relativa de pequeña a moderada. En Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao únicamente aparecen las sedimentitas correspondiente al Grupo Neuquen (Tabla 1).

d) Vulcanitas y granitos Cretácico-Terciarios

Esta unidad aflora en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao y Bariloche-El Bolsón. En la primera zona se encuentra representada por las basanitas de la Sierra Queupuniyeu. Dicha formación está constituida por rocas máficas subsaturadas de composición basanítica, basáltico alcalina y nefelinítica (CORBELLA, 1984). Desde un punto de vista hidrogeológico es muy poca la información existente; lo único que se conoce es la presencia de algunos manantiales.

En Bariloche-El Bolsón esta unidad es la que mayor extensión superficial presenta y se encuentra constituida tanto por vulcanitas (Formación Huitrera, Formación Ventana y Formación Ñirihuau) como por la Formación Granitoides de Cordillera. La Formación Huitrera está constituida por Ignimbritas y secuencias lávico-piroclásticas del Paleoceno (vulcanismo de tipo ácido). La Formación Ventana está constituida por secuencias lávicas de composición básica a intermedia de edad Eoceno Inferior. Por último, la Formación Ñirihuau se caracteriza por una escasa actividad volcánica intercalada con potentes sedimentos marinos y continentales del Oligoceno (RAPELA et. al., 1984). Desde un punto de vista hidrogeológico es también muy escasa la información disponible. Según el Mapa Hidrogeológico de América del Sur (INCYTH, 1989) los materiales correspondientes a esta unidad se definen como regiones generalmente sin acuíferos o con algunos muy localizados en rocas de porosidad fisural o intersticial y permeabilidad muy baja.

e) Sedimentitas marinas Cretácico -Terciarias

Estos materiales se corresponden con dos episodios transgresivos bien definidos. El primer episodio da lugar a la denominada Formación Roca mientras que el segundo corresponde a la Formación Patagonia.

Formación Roca (ROTH, 1899): se encuentra constituida por arcillas compactas, margas, calizas arcillosas y calizas compactas, cuyos afloramientos no superan los 30 m de espesor. En algunas localidades se inicia con un conglomerado basal seguido por una secuencia arenosa calcárea. Esta formación aflora tanto en Sierra Grande-Valcheta como en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao.

Formación Patagonia: se apoya en discordancia angular sobre las formaciones más antiguas. De base a techo se encuentra constituida por conglomerados (en ocasiones brechoides), tobas cineríticas, areniscas calcáreas y por último, un banco de caliza con abundantes restos de *Ostrea sp.* Se caracteriza por presentar una disposición horizontal en afloramientos que no superan los 140 m de espesor. Esta formación únicamente aflora en Sierra Grande-Valcheta.

Desde un punto de vista hidrogeológico, tanto la Formación Roca como la Formación Patagonia se agrupan dentro de los sedimentos de porosidad intersticial y permeabilidad baja, con una importancia hidrogeológica muy pequeña. Esta poca importancia está íntimamente relacionada con la mala calidad del agua, como se verá más adelante.

f) Basaltos Pliopleistocenos (Formación Soumuncurá)

Esta formación fue definida por ARDOLINO (1981) y corresponde a una importante sucesión de coladas de vulcanitas básicas y tobas que cubrieron una enorme superficie, la cual sobrepasa en la actualidad los 20.000 km². Se encuentra constituida principalmente por basaltos olivínicos de grano fino, tobas vítreas y cineríticas. Son los denominados "basaltos de meseta", que se disponen de forma subhorizontal en discordancia erosiva sobre las plutonitas de la Sierra Paileman, riolitas de la Formación Marifil y sedimentos marinos de la Formación Roca. Estos basaltos se encuentran cubiertos en la Alta Sierra de Soumuncurá por basaltos y traquitas correspondientes a las formaciones Curriqueo y Quiñelaf. Se presentan en forma de coladas y se encuentran afectados por numerosos planos de diaclasas horizontales y verticales, generalmente abiertas. En general presentan una textura masiva, aunque en el extremo superior y en el contacto con los materiales subyacentes estas coladas presentan una textura más alveolar o vesicular. El espesor es muy variable, desde algunos pocos metros hasta más de 100 m. Se puede considerar como dato medio un espesor de unos 15 m (variando entre los 10 y 25 m). Los espesores más importantes se encuentran generalmente en las áreas de cabecera de los distintos arroyos que nacen en la meseta. Como se verá más adelante es la formación que presenta mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico definiéndose como rocas de porosidad intersticial y fisural de permeabilidad baja a alta y de gran importancia hidrogeológica. Los materiales correspondientes a esta formación constituyen las principales áreas de recarga a escala regional tanto en Sierra Grande-Valcheta como en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao.

g) Complejo sedimentario Post-Plioceno.

Se agrupan dentro de este complejo los depósitos continentales del Terciario Superior (Formación Río Negro) y todos los sedimentos correspondientes al Cuaternario: depósitos de piedemonte, aluviales, coluviales, eólicos, glaciales, glaciofluviales, lagunares, Formación Tehuelche ("Rodados Patagónicos") y derrumbes marginales de las mesetas basálticas. La Formación Río Negro (Plioceno) se compone de areniscas de grano medio a fino que progresivamente aumentan el tamaño de los granos hacia el noroeste. Estas areniscas se encuentran intercaladas por cuerpos lenticulares de arcilla a distintos niveles. Los máximos espesores alcanzan los 150 m, disminuyendo progresivamente en dirección oeste y noroeste. Respecto a las formaciones sedimentarias del Cuaternario por lo general se trata de afloramientos dispersos. Los depósitos glaciales de piedemonte presentan un mayor desarrollo en el oeste. Los sedimentos aluviales, coluviales y eólicos aparecen rellenando tanto los cursos de agua permanentes y temporales como los fondos de las depresiones y pequeñas lagunas. Estos sedimentos se encuentran constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas en diferentes proporciones. La Formación Tehuelche ("Rodados Patagónicos") tiene un importante desarrollo superficial, sobretudo al este de la provincia, coronando las mesetas y terrazas más amplias. Litológicamente se componen de gravas con clastos polimícticos, con matriz arenosa, y se encuentran cementados en su base por carbonatos.

Desde un punto de vista hidrogeológico se los considera como sedimentos de porosidad intersticial y permeabilidad de moderada a alta, de gran importancia hidrogeológica. Esta importancia se debe a su amplia extensión areal y al gran número de captaciones existentes en los mismos. En Sierra Grande-Valcheta y Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao los sedimentos de este complejo que más importancia tienen son los sedimentos aluviales, coluviales y eólicos, la Formación Tehuelche ("Rodados Patagónicos") y los derrumbes marginales de las mesetas basálticas. Por el contrario en Bariloche-El Bolsón los sedimentos de este complejo que presentan mayor importancia son los depósitos glaciales y glaciofluviales (Tabla 1).

3. ZONAS DE ESTUDIO: INFORMACION CLIMATOLOGICA, GEOLOGICA E HIDROGEOLOGICA.

En este apartado se comenta la situación, extensión y localidades existentes en cada una de las zonas comentadas: Sierra Grande-Valcheta, Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao y Bariloche-El Bolsón. Se realiza una recopilación de la información actualmente disponible, directamente relacionada con los recursos hídricos existentes en cada zona y se ofrece una información hidrogeológica básica. Es importante considerar la diferente densidad de información hidrogeológica existente en cada una de las zonas comentadas. En Sierra Grande-Valcheta es donde existe una mayor densidad de información, mientras que en Bariloche-El Bolsón la información disponible es prácticamente inexistente.

3.1 Sierra Grande-Valcheta

Se encuentra situada al SE de la Provincia de Río Negro y presenta una extensión aproximada de unos 18.000 km² (Figura 3). La precipitación media anual es aproximadamente de unos 200 mm.

Recopilación y síntesis de la información actualmente disponible

a) Información climatológica

En esta zona hay un total de cuatro estaciones meteorológicas climáticas (medida de precipitación, temperatura del aire, humedad relativa, evaporación, nubosidad y régimen de vientos) y nueve pluviométricas. Las estaciones meteorológicas son: Sierra Grande, Dique 1, Punta de Agua y Cona Niyeu. Las estaciones pluviométricas son: Soumuncurá, Chipauquil, El Rincón Chipauquil, Los Berros, Campana Mahuida, Corral Chico, Echevarría, Paja Alta y Puesto Martínez. Las estaciones pluviométricas Treneta, Yaminué y Comico no se encuentran dentro de la zona propiamente dicha pero permiten un mejor conocimiento tanto de la distribución como de la frecuencia e intensidad de la precipitación. Lo mismo sucede con las estaciones situadas al NE de la Provincia de Chubut. Los datos de precipi-

tación son diarios, mientras que para el resto de variables comentadas tan sólo existe como tal el dato medio mensual. Sin embargo es importante comentar que en la sección de Meteorología del Departamento Provincial de Aguas se encuentran disponibles las fajas de registro diario para cada variable, por lo que resulta posible obtener los datos medios, máximos y mínimos diarios. El no disponer de una base topográfica lo suficientemente detallada hace que la situación de las diferentes estaciones sea únicamente orientativa y que no se conozca con exactitud la cota topográfica de las mismas.

b) Información geológica

Las principales características geológicas de la zona pueden observarse en la cartografía geológica de la Provincia de Río Negro (escala 1:750.000) elaborada por la Secretaría de Minería de la Dirección Nacional del Servicio Geológico. También existen las siguientes cartas geológicas a escala 1:250.000: Sierra Grande (Hoja 41j), Cerro Corona (40h) y Cerro El Fuerte (40j). Los materiales en esta zona son: metamorfitas y granitoides correspondientes al Complejo Mina Gonzalito, Formación Jaguelito y Formación Paileman (Precámbrico-Paleozoico); vulcanitas y tobas ácidas correspondientes a la Formación Marifil (Jurásico inferior); sedimentitas continentales correspondientes al Grupo Neuquen (Cretácico), Formación Los Alamitos (Cretácico) y Formación Sarmiento (Terciario); sedimentitas marinas correspondientes a la Formación Roca (Cretácico superior) y Formación Patagonia (Eoceno superior-Oligoceno inferior); vulcanitas básicas (basaltos) correspondientes a la Formación Soumuncurá (Oligoceno medio-superior) y depósitos cuaternarios. En el apartado donde se trata el marco hidrogeológico general ya se han comentado las principales características geológicas de estos materiales.

c) Información hidrogeológica

La información hidrogeológica disponible se encuentra en una base de datos elaborada por el Departamento Provincial de Aguas de Río Negro. Esta base de datos considera gran parte de las perforaciones existentes en la provincia y en ella se dispone del siguiente tipo de información:

- Datos generales: código, propietario, situación, equipo perforador, inicio y acabado de la obra, profundidad y destino (uso).

- Datos específicos para cada nivel acuífero: base, techo, nivel estático, caudal, depresión y salinidad.

- Datos de perforación: entubación (material y diámetro), filtro (tipo, diámetro, longitud, abertura y posición)

Asociada a esta base de datos existe una información complementaria de tipo hidrogeoquímico. En la zona noreste de la meseta del Soumuncurá la información disponible, sobre todo en lo referente a la hidrogeoquímica de los manantiales existentes en la misma, es especialmente detallada como consecuencia de estudios preliminares realizados (SISUL y OLIVARES, 1992). Es importante mencionar que de la mayor parte de los puntos de agua existentes en la base de datos comentada no se conoce la situación exacta, teniendo únicamente una idea aproximada de la misma. No existe ninguna cartografía donde se sitúen dichos puntos. Únicamente se conoce la situación exacta de los manantiales existentes en parte de la meseta del Soumuncurá tomando como base un mosaico basado en la fotografía aérea a escala 1:50.000 tomadas en el año 1963 y confeccionado por el Instituto Foto Topográfico Argentino.

En la Cuenca del Arroyo Salado (Sierra Grande) existe además un inventario detallado de 234 puntos de agua bien localizados, situados la mayor parte de ellos sobre la Formación Marifil o sobre depósitos cuaternarios (ROMAN y SISUL, 1980). En dicho inventario se dispone tanto de la profundidad, diámetro, nivel estático, uso y sistema de explotación como de la temperatura, conductividad eléctrica (CE) y pH de campo para cada punto. Es importante indicar, sin embargo, que únicamente un porcentaje muy reducido de las perforaciones existentes en este inventario se encuentran introducidas en la base de datos general anteriormente comentada.

Existe otra base de datos con los aforos correspondientes tanto a los principales manantiales como a los cursos de agua existentes en toda la provincia. Esta base de datos ha sido elaborada

por la sección de hidrometeorología del mismo departamento. En relación con la zona Sierra Grande-Valcheta existen un total de 12 estaciones de aforo, tres de las cuales (Treneta, Yaminué y Comico) no se encuentran dentro de la zona propiamente dicha pero sí directamente relacionadas con la misma. Los datos de partida son diarios aunque en los informes técnicos hidro-meteorológicos publicados por el Departamento Provincial de Aguas tiende a darse datos mensuales. Dichos datos se obtienen a partir de la media de los datos diarios correspondientes a cada mes. Los datos diarios se encuentran parcialmente informatizados. A partir de 1991 en algunas estaciones se ha dejado de controlar la lectura diaria del nivel del agua, realizándose únicamente un aforo bimensual.

La información hidrogeoquímica existente en Sierra Grande-Valcheta corresponde fundamentalmente a: 1) manantiales situados al noreste de la meseta del Soumuncurá (SISUL y OLIVARES, 1992) y 2) puntos de agua en la Cuenca del Arroyo Salado (Sierra Grande) (ROMAN y SISUL, 1980).

Con respecto a los manantiales de la meseta del Soumuncurá se han realizado un total de 200 análisis en los que se ha determinado: conductividad eléctrica, residuo seco⁽¹⁾, alcalinidad, dureza, pH, cloruros, sulfatos, carbonatos, bicarbonatos, calcio, magnesio, sodio y potasio. En muestras correspondientes a puntos de abastecimiento de agua potable se ha determinado además flúor, arsénico y los componentes que puedan identificar contaminación de origen orgánico. Todo ello se ha completado determinando la conductividad eléctrica, temperatura y pH de campo. Esta información se encuentra parcialmente elaborada, existiendo una primera clasificación de las aguas siguiendo el criterio de los iones dominantes. También se ha realizado un primer estudio de los índices hidrogeoquímicos rSO_4/rCl , $rCl/rHCO_3$ y rMg/rCa (SISUL y OLIVARES, 1992).

⁽¹⁾ El residuo seco (Rs) es aproximadamente proporcional a la conductividad eléctrica (CE) a través de la relación: $CE (\mu S/cm) = A \cdot Rs (ppm)$. Donde "A" es función de la temperatura, la salinidad y el contenido en H⁺ oscilando entre 1,15-1,56 para casos normales y entre 0,86-1,72 para casos extremos (CUSTODIO y LLAMAS, 1983)

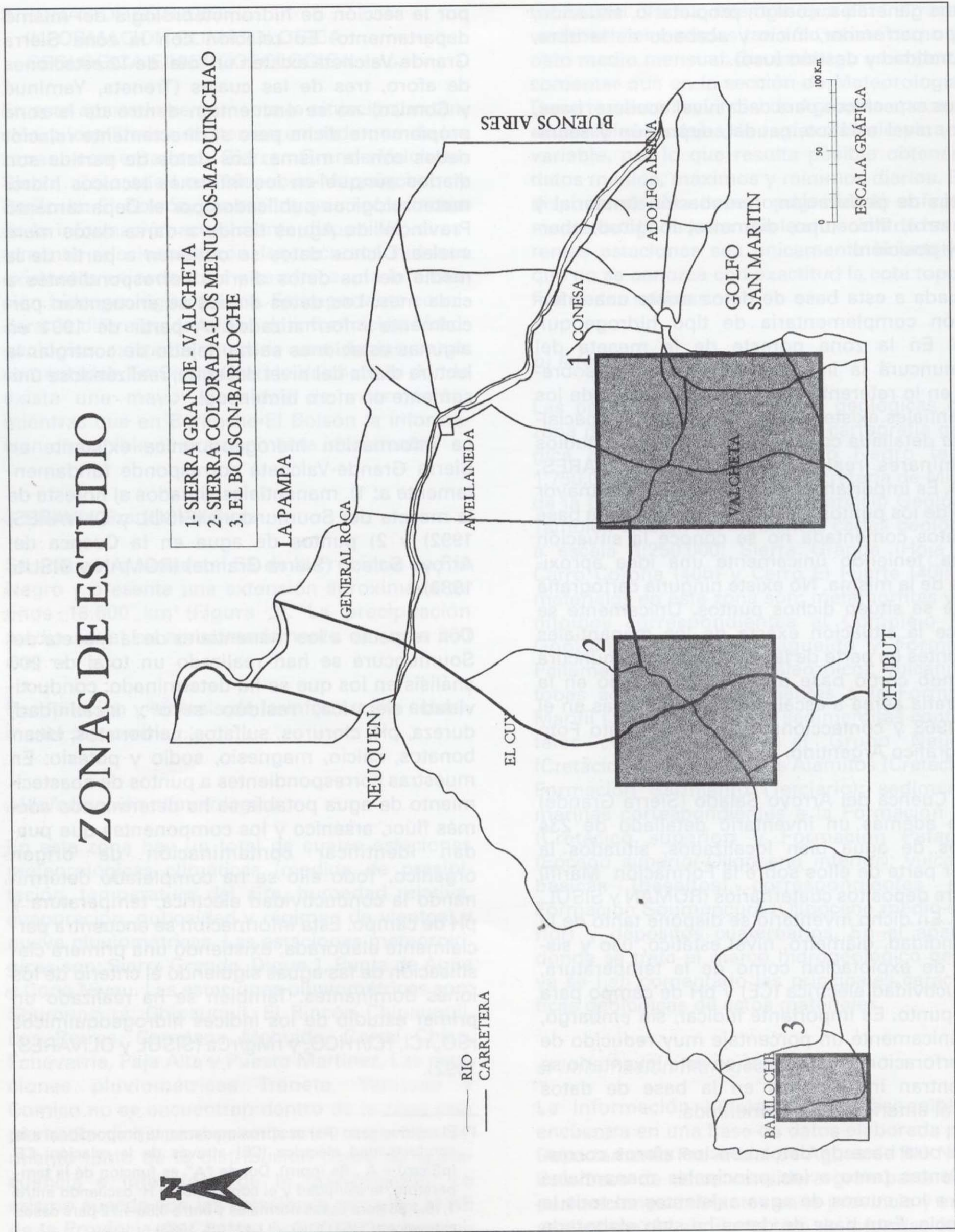


Figura 3.- Situación de las zonas de estudio: 1- Sierra Grande-Valcheta; 2- Sierra Colorada-Los Mencucos-Maquinchao; 3- El Bolsón-Bariloche.

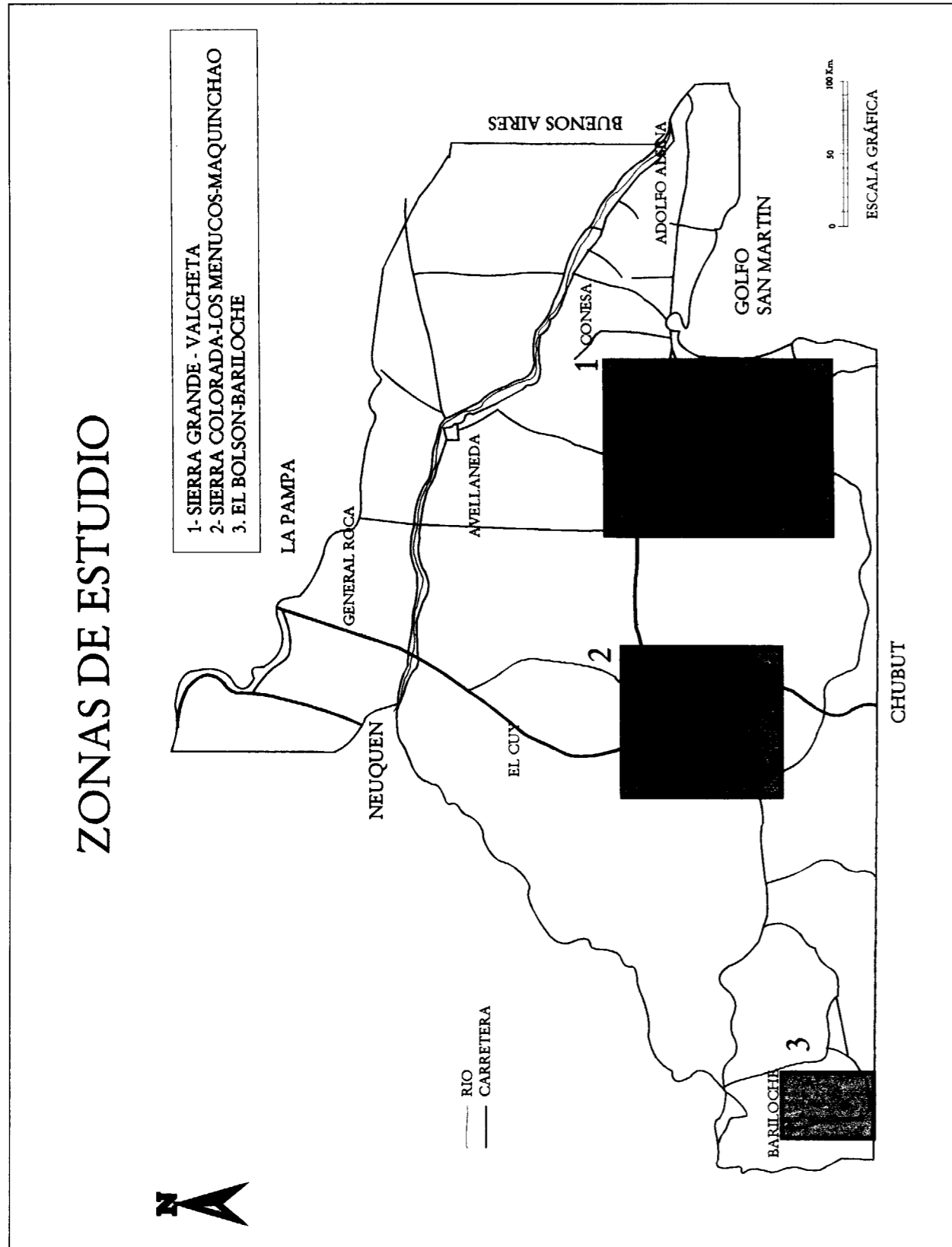


Figura 3.- Situación de las zonas de estudio: 1- Sierra Grande-Valcheta; 2- Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao; 3- El Bolsón-Bariloche.

Con respecto a los puntos de agua situados en la Cuenca del Arroyo Salado (Sierra Grande) se han realizado un total de 234 análisis en los que se ha determinado la conductividad eléctrica, residuo seco ⁽¹⁾, dureza, alcalinidad, cloruros, sulfatos, carbonatos, bicarbonatos, calcio, magnesio, sodio y potasio. En ocasiones se ha determinado además flúor y arsénico. Los análisis químicos fueron realizados por el laboratorio de "Los Alamos" (ITMAS, Instituto Tecnológico Minero de Aguas Subterráneas). Esta información se encuentra también parcialmente elaborada (ROMAN y SISUL 1980).

Dentro de la zona Sierra Grande-Valcheta y desde un punto de vista cualitativo se pueden diferenciar cuatro grandes conjuntos de materiales de menor a mayor importancia hidrogeológica: 1) rocas de porosidad intersticial dada por fisuras con permeabilidad baja a muy baja (Grupo Valcheta, Granito Sierra Pailéman y Formación Marifil), 2) sedimentos y rocas de porosidad intersticial con permeabilidad moderada a baja (Formación Los Alamitos, Formación Sarmiento, Formación Roca y Formación Patagonia), 3) sedimentos y rocas de porosidad intersticial con permeabilidad moderada a alta (depósitos cuaternarios) y 4) rocas de porosidad fisural con porosidad intersticial asociada y permeabilidad predominantemente alta (Formación Soumuncurá). A continuación se pasa a comentar con mayor detalle las características hidrogeológicas para cada uno de los conjuntos mencionados:

1) Materiales con una permeabilidad de baja a muy baja: Complejo Mina Gonzalito, Formación Jaguelito, Formación Pailéman y Formación Marifil. Pueden considerarse como impermeables a escala regional. De todos estos materiales los que presentan una mayor extensión areal son los correspondientes a la Formación Marifil. Las obras de captación existentes en esta formación corresponden a pozos cavados a mano (jagüeles) mediante el uso de barrenos o explosivos que permiten "conectar" fracturas de circulación preferencial del agua subterránea. En general se trata de obras de escasa profundidad (inferior a 10 m) y reducidos caudales (0.2 a 1.5 m³/h) elevados con molinos o sistemas manuales. En aforos realizados como consecuencia de labores mineras los caudales no superan por lo general los 3 m³/h. Al tratarse por lo general de materiales pró-

ximos al área de recarga local (Formación Soumuncurá) el agua suele ser de buena calidad, pudiéndose utilizar para el consumo humano.

2) Materiales con una permeabilidad de moderada a baja: Formación Roca y Formación Patagonia. Las obras de captación son perforaciones y pozos cavados, en general profundos (80-100 m), que dan lugar a caudales de entre 1 a 20 m³/h. A pesar de ello estas formaciones se sitúan dentro de este grupo debido a que se trata por lo general de aguas muy salobres como consecuencia de la existencia de importantes capas salinas. El residuo seco es superior a los 12.000 mg/L pudiéndose llegar en algunas perforaciones hasta los 30.000 mg/L. Se trata por lo tanto de un agua que se destina fundamentalmente al consumo ganadero, especialmente ovino, en áreas donde no existe otra posibilidad.

3) Materiales con una permeabilidad de moderada a alta: depósitos cuaternarios. Los materiales correspondientes a este grupo son: sedimentos aluviales, coluviales y eólicos, Formación Tehuelche ("Rodados Patagónicos") y los derrumbes marginales de la meseta basáltica. En estos materiales existen perforaciones y pozos cavados que captan acuíferos freáticos con profundidades entre los 10 y 40 m; excepcionalmente pueden llegar a alcanzar los 90 m (Sierra Grande). La profundidad de los niveles estáticos oscila entre los 8 y 20 m, los caudales extraídos oscilan entre 2 y 20 m³/h y el residuo seco se encuentra comprendido entre los 500 y 5.000 mg/L. Localmente pueden existir concentraciones excesivas en algunos elementos tales como el flúor o el arsénico, siendo posible además la existencia de una contaminación bacteriológica al tratarse de acuíferos poco profundos.

4) Materiales con una permeabilidad predominantemente alta: Formación Soumuncurá. Los materiales correspondientes a esta formación constituyen sin lugar a dudas los que mayor importancia hidrogeológica. Dicha formación constituye la principal área de recarga a escala regional como consecuencia de sus características litológicas, estructurales y topográficas. Las únicas obras de captación existentes en esta formación corresponden a los precarios acondicionamientos realizados en algunos de los manantiales naturales. Es importante indicar que con

mejores diseños para el aprovechamiento de estas surgencias podría obtenerse un mayor caudal al actual. Los mayores caudales obtenidos hasta el momento corresponden al Manantial de Agua de Cecilio (3 m³/h), Manantial Mina Gonzalito (35 m³/h), Manantial Ramos Meixa (20-40 m³/h) y Manantiales de Los Berros y Campana Mahuida (400-450 m³/h). Además de estos manantiales existen otros muchos de menor magnitud, en gran parte inventariados y aforados como consecuencia de los estudios preliminares de la meseta del Soumuncurá (SISUL y OLIVARES, 1992). No ha sido posible la realización de un balance hídrico dado que los manantiales inventariados sólo representan una parte del sistema. Con respecto a la calidad química se puede decir que se encuentra íntimamente relacionada con el punto de surgencia. Los manantiales que afloran sobre las fracturas del basalto o en los materiales de los derrumbes y coluvios presentan una buena calidad, con un residuo seco comprendido entre los 500 y 1.500 mg/L, mientras que los manantiales situados sobre las formaciones marinas situadas debajo de las coladas de basalto aumentan su salinidad llegando a alcanzar los 5.000 mg/L. Los estudios realizados hasta el momento no han permitido conocer la causa de esta relación.

En la Tabla 2 se presenta un cuadro resumen indi-

cando el grupo o formación, tipo y profundidad de la captación, profundidad del nivel estático, caudal aproximado y calidad para cada una de las unidades hidrogeológicas existentes en Sierra Grande-Valcheta.

3.2 Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao

Se encuentra situada en la zona central de la Provincia de Río Negro y presenta una extensión aproximada de unos 11.000 km² (Figura 3). La precipitación media anual es aproximadamente de unos 150-200 mm.

Recopilación y síntesis de la información actualmente disponible

a) Información climatológica

En esta zona existen dos estaciones meteorológicas climáticas: Sierra Colorada y Maquinchao. La estación de Maquinchao se encuentra en funcionamiento únicamente desde hace tres años. Existen además dos estaciones pluviométricas: Praguaniyeu y Puesto de Hornos (Maquinchao). Por otro lado y a pesar de no encontrarse dentro de la zona de estudio propiamente dicha es recomendable tener en cuenta además los datos

ZONA SIERRA GRANDE-VALCHETA						
UNIDAD HIDROGEOLOGICA	GRUPO O FORMACION	TIPO Y PROFUNDIDAD DE CAPTACION	PROFUNDIDAD NIVEL ESTATICO	CAUDAL (m ³ /h)	CALIDAD	OBSERVACIONES
Complejo Volcánico Triásico-Jurásico	Formación Marifil	Pozos cavados a mano (jagüeles) < 10 m		0,2 a 1,5	Utilizable para el consumo humano	Poca agua de calidad. Captaciones económicas.
Sedimentitas marinas Cretácico-Terciarias	Formación Roca Formación Patagonia	Pozos cavados profundos (entre 80 y 100 m)		1 a 20	Aguas muy salobres: Rs > 12.000 mg/L (llegando a los 30.000 mg/L)	Agua de mala calidad: no presenta interés en minería.
Basaltos Pliopleistocenos	Formación Soumuncurá	Acondicionamientos en algunos manantiales		3 a 450	Relacionada con el punto de surgencia Rs = 500 a 1.500 mg/L (llegando a los 5.000 mg/L)	En general fuente de agua de mayor cantidad y calidad a menor coste en zonas próximas a la meseta.
Complejo Postplioceno	Depósitos aluviales, coluviales y eólicos Depósitos de remoción de masa Formación Tehuelche (R. patagónicos)	Pozos cavados entre 10 y 40 m (90 m en Sierra Grande)	Entre 8 y 20 m	2 a 20	Rs = 500 a 5.000 mg/L Localmente pueden existir excesivas concentraciones en flúor y arsénico.	Posible interés en zonas alejadas de la meseta previo control del flúor y arsénico.

Tabla 2. Cuadro resumen con grupo o formación, tipo y profundidad de captación, profundidad nivel estático, caudal y calidad para las unidades hidrogeológicas existentes en Sierra Grande-Valcheta.

recogidos en la estación climática El Cuy y en las estaciones pluviométricas de Treneta, Yaminué y Comico. Los datos de precipitación son diarios, mientras que para el resto de variables tan sólo existe como tal el dato medio mensual. Sin embargo, al igual que ocurría para las estaciones situadas en Sierra-Grande-Valcheta, se encuentran disponibles las fajas de registro diario para cada una de las variables comentadas.

b) Información geológica

Las principales características geológicas de la zona pueden observarse en la cartografía geológica de la Provincia de Río Negro (escala 1:750.000) elaborada por la Secretaría de Minería de la Dirección Nacional del Servicio Geológico. También existen las siguientes. No existe por el momento ninguna carta geológica a escala 1:250.000. Los materiales en esta zona son: granitoides correspondientes al Complejo La Esperanza (Paleozoico), vulcanitas correspondientes a la Formación Los Menucos y Formación Sierra Colorada (Triásico-Jurásico), sedimentitas continentales correspondientes al Grupo Neuquen (Cretácico), Basanitas Sierra de Queupuniyeu (Cretácico-Terciario), sedimentitas marinas correspondientes a la Formación Roca (Cretácico superior), vulcanitas básicas (basaltos) correspondientes a la Formación Soumuncurá (Oligoceno medio-superior) y depósitos cuaternarios. En el apartado donde se trata el marco hidrogeológico general ya se han comentado las principales características geológicas de estos materiales.

c) Información hidrogeológica

La mayor parte de las perforaciones existentes en esta zona se encuentran inventariadas en la base de datos elaborada por el Departamento Provincial de Aguas de Río Negro. Como se ha comentado anteriormente de la mayor parte de los puntos de agua existentes en dicha base no se conoce la situación exacta, teniendo únicamente una idea aproximada de la misma. No existe ninguna cartografía donde se sitúen dichos puntos. Algunas de las perforaciones localizadas en Maquinchao y Los Menucos (LAMBAN, 1998) no se encuentran en dicha base

al ser inventariadas y gestionadas por Obras Sanitarias de la Nación. El tipo de información hidrogeológica existente en la base de datos del Departamento Provincial de Aguas ya ha sido comentada al tratar la zona Sierra Grande-Valcheta. En algunas de las perforaciones situadas en Sierra Colorada, Los Menucos, Maquinchao y Aguada de Guerra (LAMBAN, 1998) existe además una información hidrogeológica complementaria (BARKOVICH, 1991, 1995). Esta información incluye: croquis de situación, perfiles de entubación y terminación del pozo, otros datos de perforación y por último, diferentes ensayos de bombeo y recuperación así como su interpretación y comparación de los resultados obtenidos a lo largo del tiempo.

Asociada a la base de datos elaborada por el Departamento Provincial de Aguas existe una información complementaria de tipo hidrogeológico. Dicha información comprende: datos de situación, datos de laboratorio (residuo seco a 105°C, alcalinidad total en CO₃Ca, dureza total en CO₃Ca, pH, calcio, magnesio, sodio, potasio, arsénico, cloruro, sulfato, carbonato, bicarbonato y flúor), porcentaje de error en el balance iónico y otra serie de observaciones.

Con respecto a los datos de aforo únicamente existe una estación en el Arroyo Maquinchao (Puesto de Hornos) dentro de la zona de estudio propiamente dicha. Podría tener cierto interés además el estudio de las estaciones situadas en los arroyos Comico, Yaminué y Treneta. Dichos arroyos se encuentran situados al SE de Sierra Colorada y drenan parte de la Meseta del Soumuncurá. Como se ha comentado anteriormente los datos de partida son diarios aunque en los informes técnicos hidrometeorológicos publicados por el Departamento Provincial de Aguas tiende a darse datos mensuales. A partir de 1991 en algunas estaciones se ha dejado de controlar la lectura diaria del nivel del agua realizándose únicamente un aforo bimensual.

En la zona Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao propiamente dicha los materiales que mayor extensión superficial presentan son: vulcanitas correspondientes a la Formación Los Menucos y Formación Sierra Colorada, Basanitas Sierra de Queupuniyeu y depósitos cuaternarios aluviales. Con respecto al primer conjunto de

materiales (Formación Los Menucos y Formación Sierra Colorada) se clasifican cualitativamente como rocas de porosidad intersticial dada por fisuras con permeabilidad baja a muy baja. Con respecto a las Basanitas Sierra de Queupuniyeu es muy poca la información hidrogeológica existente, definiéndose a escala regional como zonas generalmente sin acuíferos o con algunos muy localizados en rocas de porosidad fisural o intersticial de permeabilidad muy baja. Por lo tanto, los únicos materiales potencialmente utilizables se reducen a los depósitos cuaternarios aluviales. Estos materiales se caracterizan por presentar una permeabilidad de moderada a alta y las captaciones en ellos existentes corresponden a pozos cavados con profundidades aproximadas de entre 10 y 40 m. Los niveles estáticos oscilan entre los 8 y 20 m, los caudales extraídos oscilan entre 2 y 20 m³/h y el residuo seco se encuentra comprendido entre los 500 y 5.000 mg/L (ROMAN y SISUL, 1984). Localmente pueden existir concentraciones excesivas en algunos elementos tales como el flúor o el arsénico, siendo posible además la existencia de una contaminación bacteriológica al tratarse de acuíferos poco profundos.

Existen, sin embargo, otra serie de materiales en las inmediaciones de la zona y que podrían cubrir eventualmente parte de las necesidades hídricas requeridas. Estos materiales son: sedimentitas continentales correspondientes al Grupo Neuquen (permeabilidad moderada a baja), depósitos cuaternarios correspondientes a derrumbes marginales de las mesetas basálticas (permeabilidad moderada a alta) y fundamentalmente, las vulcanitas básicas correspondientes a la Formación Soumuncurá (permeabilidad predominantemente alta). Las características de las captaciones o puntos de agua situados tanto en los depósitos cuaternarios como en la Formación Soumuncurá ya se han comentado al tratar la zona Sierra Grande-Valcheta. Con respecto al Grupo Neuquen, los antecedentes de las perforaciones realizadas indican que los acuíferos explotados son arenas limoarcillosas que raramente superan los 2 m de espesor. Las arenas se encuentran intercaladas con capas de arcillas. Las profundidades promedio son de 130 m soliendo encontrarse las capas captadas entre los 115 y 120 m con niveles estáticos comprendidos entre los 70 y 90 m. Los caudales que pueden

obtenerse son del orden de 3 a 4 m³/h. En las zonas próximas al área de recarga (Formación Soumuncurá) las captaciones suelen ser menos profundas (30-40 m) con profundidad de los niveles estáticos entre los 8 y 10 m y caudales cercanos a los 10 m³/h (ROMAN y SISUL, 1984). En cuanto a la calidad de agua las captaciones más profundas presentan un residuo seco entre 1.500 y 5.000 mg/L, llegando a alcanzar los 9.000 mg/L. En las captaciones de menor profundidad el residuo seco se reduce a los 2.000-3.000 mg/L. La utilización de un tipo u otro de reservorio está íntimamente relacionada con la cantidad y calidad del agua demandada así como el uso de la misma. La gestión del agua en esta zona debe ser particularmente minuciosa y detallada.

En la Tabla 3 se presenta un cuadro resumen indicando el grupo o formación, tipo y profundidad de la captación, profundidad del nivel estático, caudal aproximado y calidad para cada una de las unidades hidrogeológicas existentes tanto en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao como en sus inmediaciones.

3.3 Bariloche (El Bolsón)

Se encuentra situada al SO de la Provincia de Río Negro y presenta una extensión aproximada de unos 3.000 km² (Figura 3). La precipitación media anual es aproximadamente de unos 1.000-1.200 mm. La localidad más importante dentro de la zona corresponde a El Bolsón.

Recopilación y síntesis de la información actualmente disponible

a) Información climatológica

En esta zona hay dos estaciones meteorológicas climáticas: Mallin Ahogado (anteriormente conocida como Loma del Medio) y El Foyel. En ambas estaciones se mide precipitación, temperatura del aire, humedad relativa, evaporación, nubosidad y régimen de vientos. Los datos de precipitación son diarios, mientras que para el resto de variables tan sólo existe como tal el dato medio mensual. Sin embargo, también se encuentran disponibles las fajas de registro diario para cada variable. El clima en esta región es función de

ZONA DE ESTUDIO (SIERRA COLORADA-LOS MENUCOS-MAQUINCHAO)						
UNIDAD HIDROGEOLOGICA	GRUPO O FORMACION	TIPO Y PROFUNDIDAD DE CAPTACION	PROFUNDIDAD NIVEL ESTATICO	CAUDAL (m ³ /h)	CALIDAD	OBSERVACIONES
Complejo Volcánico Triásico-Jurásico	Formación Los Menucos y Sierra Colorada	Pozos cavados a mano (jagüeles)<10 m		0,2 a 1,5	Utilizable para el consumo humano	Poca agua de calidad. Captaciones económicas.
Vulcanitas y Granitos Cretácico-Terciarios	Basanitas Sierra de Queupuniyeu	Presencia de manantiales				Poca información. Estudiar en detalle.
Complejo Postplioceno	Depósitos aluviales	Pozos cavados entre los 10 y 40 m	Entre los 8 y 20 m	2 a 20	Rs=500 a 5.000 mg/L. Localmente excesivas concentraciones en flúor y arsénico.	Posible interés previo control de flúor y arsénico
INMEDIACIONES ZONA DE ESTUDIO						
Sedimentitas continentales Cretácico-Terciarias	Grupo Neuquen	Captaciones sobre los 130 m de profundidad	Entre los 70 y 90 m (surgentes en ocasiones)	3 a 4	Rs=1.500 a 5.000 mg/L (llegando a los 9.000 mg/L)	Posible interés: caudales algo mayores pero mayor coste. Control de flúor y arsénico.
Complejo Postplioceno	Derrumbes marginales de meseta basáltica	Pozos cavados entre los 10 y 40 m Manantiales			Rs=500 a 5.000 mg/L. Localmente excesivas concentraciones en flúor y arsénico	Posible interés previo control de flúor y arsénico
Basaltos Pliopleistocenos	Formación Soumuncurá	Acondicionamientos en algunos manantiales		3 a 450	Relacionada con el punto de surgencia; Rs=500 a 1.500 mg/L (llegando a los 5.000 mg/L)	Fuente de agua de mayor cantidad y calidad a menor coste (zonas próximas a la meseta)

Tabla 3. Cuadro resumen con grupo o formación, tipo y profundidad de captación, profundidad nivel estático, caudal y calidad para las unidades hidrogeológicas en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao

dos variables básicas: viento y topografía. Los vientos predominantes son de dirección oeste-este mientras que la topografía se caracteriza por la presencia de cordones montañosos de dirección norte-sur atravesados por valles. El clima en esta zona corresponde al tipo Cfb⁽²⁾ en la clasificación de Koeppen (Consultoría Cerro del Plata, 1991).

b) Información geológica

Las principales características geológicas de la zona pueden observarse en la cartografía geológica de la Provincia de Río Negro (escala 1:750.000) elaborada por la Secretaría de Minería

⁽²⁾ Cfb: C temperatura media del mes más frío entre -3°C y 18°C; f: húmedo durante todo el año; b: temperatura media del mes más caluroso menor a 22 °C

de la Dirección Nacional del Servicio Geológico. También existe la carta geológica a escala 1:250.000 correspondiente a El Foyel (Hoja 41b). Los materiales que presentan una mayor extensión superficial dentro de la zona son tanto las vulcanitas correspondientes a las formaciones Ñirihuau, Ventana y Huitrera como la Formación Granitoides de Cordillera. En el apartado donde se trata el marco hidrogeológico general ya se han comentado las principales características geológicas de estos materiales. Otros materiales de menor extensión pero de gran importancia desde un punto de vista hidrogeológico son los depósitos cuaternarios glaciares y glaciifluviales.

c) Información hidrogeológica

La información hidrogeológica existente en esta zona es muy escasa. Ello se debe a que esta zona

presenta un clima con abundantes precipitaciones (1000-1200 mm/año), lo que hace que la gestión y utilización del agua tenga lugar predominantemente a partir de las aguas superficiales. Por este motivo no se han encontrado ni inventarios de puntos de agua ni estudios hidrogeológicos propiamente dichos. Tan sólo es posible citar la existencia de algún estudio puntual en las inmediaciones de San Carlos de Bariloche (ROMAN y SISUL, 1996).

Con respecto a los datos de aforo en El Bolsón-Bariloche existe un total de 12 estaciones de aforo. Como se ha comentado anteriormente los datos de partida son diarios aunque en los informes técnicos hidrometeorológicos publicados por el Departamento Provincial de Aguas tiende a darse datos mensuales. A partir de 1991 en algunas estaciones se ha dejado de controlar la lectura diaria del nivel del agua realizándose únicamente un aforo bimensual.

A nivel muy general se pueden definir dos grandes conjuntos de materiales con diferente significado hidrogeológico:

1) Materiales con una permeabilidad de baja a muy baja: incluye tanto a las vulcanitas correspondientes a las formaciones Ñirihuau, Ventana y Huitrera como a la Formación Granitoides de Cordillera. Se trata de los materiales que presentan una mayor extensión superficial y corresponden a regiones generalmente sin acuíferos o con algunos muy localizados en rocas de porosidad fisural o intersticial. Presentan muy poco interés desde un punto de vista hidrogeológico.

2) Materiales con una permeabilidad predominantemente alta: depósitos cuaternarios glaciares y glacioluviales (morrenas). Presentan una extensión areal más reducida pero significativa. Son los materiales que presentan una mayor importancia hidrogeológica relativa.

CONCLUSIONES

La Provincia de Río Negro presenta una gran variabilidad espacial tanto climática (precipitación media anual comprendida entre menos de 150 y 1200 mm) como geológica. Alrededor del 70% de la provincia presenta precipitaciones

medias anuales inferiores a los 350 mm, lo que unido a la elevada evapotranspiración potencial (700 a 900 mm/año) favorecida por los importantes vientos existentes (de hasta 20 km/h) hacen que la gestión de los recursos hídricos y de las aguas subterráneas en particular sea clave para el futuro de la provincia. Dicha gestión será muy diferente en función de la zona considerada, predominando el uso de las aguas superficiales en la zona de cordillera (p.e El Bolsón-Bariloche) y el uso de las aguas subterráneas en el resto de la provincia.

En la Provincia de Río Negro existe además una gran variedad de ambientes geomorfológicos, sedimentológicos y estructurales que definen distintas características hidrogeológicas. Ello conlleva que exista un gran número de unidades hidrogeológicas cuya información en ocasiones es muy escasa debida en parte a las grandes extensiones implicadas y la dificultad de acceso a las mismas.

Las zonas de mayor importancia minera se encuentran todas ellas al sur de la Provincia de Río Negro y son: Sierra Grande-Valcheta, Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao y Bariloche-El Bolsón. Las dos primeras zonas se encuentran estrechamente relacionadas tanto por el tipo de clima (precipitación media anual 200 mm) como por su relación directa con la Meseta del Soumuncurá. La zona de Bariloche-El Bolsón se caracteriza por presentar unas características particulares con una precipitación media anual entre 1000-1200 mm. Estas diferencias se ponen claramente de manifiesto en la diferente densidad de información hidrogeológica existente en cada zona.

Tanto en Sierra Grande-Valcheta como en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao las unidades hidrogeológicas que presentan mayor interés para la minería en zonas próximas a la meseta son los Basaltos Pliopleistocenos. En zonas alejadas de la meseta existen diversas opciones en función de la situación, coste económico, cantidad y calidad del agua demandada: a) captaciones en la Formación Marifil, Formación Los Menucos y Formación Sierra Colorada (poca agua, generalmente de buena calidad a bajo coste económico), b) captaciones en la unidad Complejo Postplioceno, fundamentalmente en

depósitos aluviales o de remoción de masas (mayor cantidad de agua a mayor coste económico, pero con posibles problemas en flúor y arsénico), c) uso conjunto de cursos de agua superficiales y cualquiera de las captaciones comentadas (mayor cantidad de agua a menor coste económico) y d) Basaltos Pliopleistocenos; mediante canalizaciones (mayor cantidad y calidad del agua a mayor coste económico). En general se puede decir que en Sierra Colorada-Los Menucos-Maquinchao la cantidad y calidad de agua es menor, por lo que un abastecimiento a la minería existente en esta zona es más costoso con respecto a la zona Sierra Grande-Valcheta. En la zona de El Bolsón-Bariloche es muy poca la información hidrogeológica disponible aunque dadas las características climatológicas de la zona lo más razonable de cara a un abastecimiento para la minería sería la utilización de aguas superficiales, bien exclusivamente, bien mediante utilización conjunta a partir de captaciones realizadas en depósitos glaciares y/o glacioluviales.

Por último es importante insistir en que dadas las características climatológicas comentadas, y que para una gran parte de la provincia la única reserva de agua lo suficientemente importante en cantidad y calidad la constituye la Meseta del Soumuncurá, resulta imprescindible y prioritario realizar un estudio hidrogeológico completo de toda la meseta. Dicho estudio permitirá conocer tanto la recarga como el funcionamiento hidrogeológico general del sistema y, por lo tanto, gestionar adecuadamente los recursos hídricos disponibles teniendo en cuenta tanto la minería como las necesidades de la población dependiente de la meseta.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha realizado en el ámbito de un convenio existente entre la Dirección de Minería de la Provincia de Río Negro, el Servicio Geológico Minero de Argentina (SEGEMAR) y el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), gracias a la financiación realizada por la Generalitat de Catalunya (CIRIT). El autor agradece a todos los organismos mencionados la oportunidad de participar en el denominado "Proyecto Integrado Río Negro", así como el

apoyo y colaboración realizado por parte del coordinador español del proyecto D. Vicente Gabaldón (ITGE). El autor agradece además al Departamento de Aguas de la Provincia de Río Negro la posibilidad de utilizar su soporte bibliográfico, informático y personal durante todo el período de colaboración. Así mismo, agradece de una manera especial a D. Aldo Sisul y D. Gustavo Olivares, del Departamento Provincial de Aguas, tanto su colaboración como su apoyo personal y afectivo.

REFERENCIAS

- ARDOLINO, A. A., 1981. - El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Soumuncurá, Provincia de Chubut. Rev. Asc. Geol. Arg., Buenos Aires.
- BARKOVICH, J. F., 1991. - Captaciones de agua subterránea destinadas a suministros públicos en la Provincia de Río Negro. Dirección de Minería e Hidrogeología. Ministerio de Recursos Naturales. 1-103. Viedma.
- BARKOVICH, J. F., 1995. - Captaciones de agua subterránea destinadas a suministros públicos en la Provincia de Río Negro. Dirección de Minería e Hidrogeología. Ministerio de Recursos Naturales. Viedma.
- BONORINO, F. G., 1944. - Descripción geológica de la Hoja 41 b, Río Foyel, Provincia de Río Negro. Serv. Geol. Nac., Bol. n° 56. Buenos Aires.
- BURGOS, J. J.; VIDAL, A. L., 1951. - Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornwaite. Rev. Meteoros., n°1: 1-30. Buenos Aires.
- CORBELLA, H., 1984.- El Vulcanismo de la Altiplanicie del Soumuncurá, CONICET-CIRGEO. IXº Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche. Relatorio I (10): 267-300.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R., 1983. - Hidrología Subterránea. Ediciones Omega. 2Vols: 1-2350. Barcelona.
- DE ALBA, E., 1964. - Descripción geológica de la Hoja 41 j, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. Serv. Geol. Nac., Bol. n° 97. Buenos Aires.
- FRANCHI, M. R.; SEPULVEDA, E. G., 1980.- Levantamiento geológico de la hoja 41 h, Cona Niyeu, Provincia de Río Negro. Serv. Geol. Nac., Informe inédito. Buenos Aires.
- GONZALEZ DIAZ, E.; MALAGNINO, E., 1984.- Geomorfología de la Provincia de Río Negro. IXº Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche: 1-159.
- Informe Técnico Hidrometeorológico, 1988.- Sección de Hidrometeorología del Departamento Provincial de Aguas. Provincia de Río Negro., Viedma, 1988.
- Informe Técnico Meteorológico, 1995.- Series históricas-valo-

res estadísticos. Sección de Hidrometeorología del Departamento Provincial de Aguas. Provincia de Río Negro, Viedma, 1995.

LAMBAN, 1998.- Recopilación y síntesis de la información hidrogeológica disponible en las zonas de mayor importancia minera situadas al sur de la Provincia de Río Negro. Metodología propuesta para el estudio hidrogeológico de la Meseta del Soumuncurá. Departament d'Enginyeria del Terreny i Cartogràfica. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona. 1998.

Mapa Geológico de la Provincia de Río Negro (Escala 1: 750.000). Secretaría de Minería. Dirección General del Servicio Geológico, 1994.

Mapa Hidrogeológico de América del Sur (Escala 1: 2.500.000). Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas (INCYTH). Centro de Investigaciones Hidrológicas. 1989.

MALVICINI, L.; LLAMBIAS, E., 1974.- Metalogénesis del manganeso en el Macizo Nord-patagónico. Actas del V Congreso Geológico Argentino. Tomo II, Carlos Paz, Córdoba.

Proyecto de Aprovechamiento Multipropósito Mallín ahogado (informes parciales). Consultoría Cerro del Plata, 1991.

RAPELA, C. W.; SPALLETI, L. A.; MERODIO, J. C.; ARAGON, E., 1984.- El Vulcanismo Paleoceno-Eoceno de la provincia volcánica Andino-Patagónica. IXº Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche. Relatorio I (8): 189-213..

ROMAN, A. M.; SISUL, A., 1980.- Estudio hidrogeológico de las cuencas de los Arroyos Salado y Verde (Sierra Grande). Instituto Tecnológico Minero de Aguas Subterráneas (ITMAS) "Los Alamos". 3 Vols. San Antonio Oeste.

ROMAN, A. M.; SISUL, A., 1984.- Los Recursos Hídricos Subterráneos de la Provincia de Río Negro. IXº Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche. Relatorio III (1): 565-582.

ROMAN, A. M.; SISUL, A., 1996.- Consideraciones hidrogeológicas en los barrios "El Pilar" y "El Frutillar" (San Carlos de Bariloche). Instituto Tecnológico Minero de Aguas Subterráneas (ITMAS) "Los Alamos". San Antonio Oeste.

RAVAZZOLI, I. A., 1982.- Descripción geológica de la HOLA 40 h, Cerro Corona, Provincia de Río Negro. Serv. Geol. Nac., Bol. nº 190. Buenos Aires.

ROTH, S., 1899.- Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de Río Negro y Neuquén. Rev. Museo La Plata. Tomo IX: 147-197. La Plata.

SIMPSON, G. G., 1941.- The Eocene of Patagonia. Am. Mus. Novitates Nº1120: 1-15, New York.

SPALLETI, L. A.; MAZZONI, M. M., 1979.- Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del Lago Colhué Huapí, Provincia de Chubut. Rev. Asc. Geol. Arg. Tomo XXIV, Nº 4, Buenos Aires.

SISUL, A.; OLIVARES, G., 1992.- Estudio hidrogeológico de la Meseta del Soumuncurá: hidrogeología del área noreste. Convenio Provincia de Río Negro-Consejo federal de inversiones. Instituto Tecnológico Minero de Aguas Subterráneas (ITMAS) "Los Alamos". San Antonio Oeste: 1- 46.

WEBER, E. I., 1983. - Descripción geológica de la HOLA 40 j, Cerro El Fuerte, Provincia de Río Negro. Serv. Geol. Nac., Bol. nº 196. Buenos Aires.

EL ACUIFERO GUARANI. UN RECURSO COMPARTIDO POR ARGENTINA, BRASIL, PARAGUAY Y URUGUAY (AMERICA DEL SUR).

Por M. FILI (*), E. F. DA ROSA FILHO (**), M. AUGE (***),
J. MONTAÑO XAVIER (****) y O. TUJCHNEIDER (*)

R E S U M E N

Se expone una breve reseña de las características geológicas y geohidrológicas regionales del Acuífero Guaraní, que se extiende en la cuenca de Paraná abarcando alrededor de 1 200.000 km², por Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina. Con reservas de agua dulce estimadas en el orden de los 40.000 km³, constituye uno de los recursos hídricos subterráneos más importantes del planeta, dado que con dicho volumen se podría abastecer a la población mundial actual (5.500 millones), durante 200 años, a razón de 100 litros día por habitante.

Este megaacuífero está contenido en areniscas fluviales y eólicas de edad Triásica - Jurásica, con espesores de hasta 900 m, que afloran en regiones de alta pluviosidad, en gran parte confinadas por coladas basálticas del Cretácico, con espesores que sobrepasan los 1.000 m.

Por la buena calidad química de las aguas, por los elevados caudales extraíbles, en algunas áreas con surgencia y temperatura elevada, y por los menores costos de explotación, el aprovechamiento de este recurso se va intensificando, especialmente en Brasil.

Hasta el presente no hay pautas de gestión y protección, tanto a nivel nacional como internacional, que garanticen un aprovechamiento sustentable del recurso.

Palabras clave: Acuífero Guaraní, Geología, Hidrogeología, Reserva, Explotación, Gestión, Argentina, Brasil, Paraguay, Uruguay.

A B S T R A C T

The characteristics of the Guaraní Aquifer, as well as its geologic, hydraulic, dynamic and chemical behavior are described. This aquifer is one of the most important underground fresh water reservoirs in the world, due to its extension (1,200,000 km²) and its volume (40 000 km³). This mega-aquifer is contained in aeolian and fluvial sands from the Triassic - Jurassic, usually covered by thick basalt flows from the Cretaceous, which provide a high confinement degree. Other distinctive characteristics are its high pressures and flowing yields, its low salinity and the temperature of its waters, generally in accordance with the geothermal gradient. The exploitation of the aquifer, as well as the need of yet unknown hydrogeological data, management, and international legislation, are also discussed on the basis that these are essential tools to achieve a sustained use and the preservation of this shared resource, which with its storage volume could supply the current world population (500 million) during 200 years, at a rate of 100 liters per day per inhabitant.

Key words: Guaraní Aquifer, Geology, Hydrogeology, Reserve, Exploitation, Development, Argentina, Brazil, Paraguay, Uruguay.

INTRODUCCION

El Acuífero Guaraní, denominado así en homenaje a la nación indígena homónima, dado que

abarca prácticamente al dominio geográfico que fue habitado por esa civilización, es llamado también "Acuífero Gigante del Mercosur" porque comprende territorios de Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina.

(*) Universidad Nacional del Litoral - Argentina.
(**) Universidade Federal Do Paraná UFPR - Brasil.
(***) Universidad de Buenos Aires - Argentina.
(****) Universidad de la República - Uruguay.

En la literatura hidrogeológica de Brasil y Uruguay abundan los aportes al conocimiento de

este sistema, conocido en ambos países desde hace más de 60 años como Acuífero Botucatu y Acuífero Tacuarembó, respectivamente.

Por las dimensiones del reservorio, la calidad de las aguas y la renovabilidad del recurso, además de ser el acuífero regional más grande de América del Sur, constituye uno de los recursos hídricos subterráneos más importantes del Planeta.

Esta contribución tiene el propósito de dar a conocer los aspectos hidrogeológicos regionales más significativos, las acciones sobre el recurso y las posibilidades de concretar una gestión concertada que garantice su aprovechamiento en forma sustentable.

Para ello se expone aquí una síntesis de conocimientos extraídos de algunas de las más recientes contribuciones sobre el tema.

GEOLOGIA REGIONAL

Las unidades geológicas en relación con el denominado Acuífero Guaraní se extienden en las cuencas de Paraná y Chacoparanense que, en conjunto, abarcan una superficie del orden de 1.500.000 km² (Fig. 1). En estas cuencas tales unidades se encuentran sobre un variado conjunto de rocas ígneas y metamórficas, englobadas genéricamente como **Proterozoico**, y de una potente secuencia de rocas sedimentarias que abarcan el lapso desde el Carbonífero Superior hasta el Pérmico Inferior, correspondientes al **Gondwana** (PADULA, 1972).

El acuífero está contenido en sedimentitas del Triásico y Jurásico, cubiertas regionalmente por potentes derrames basálticos del Cretácico. Estas unidades, que se describen sintéticamente a continuación, se conocen en la literatura geológica de cada país con diferentes designaciones formacionales; en este trabajo se las menciona con el nombre empleado en Brasil y sus equivalentes en los otros Estados.

• **Formación Piramboia** = Fm. Buena Vista (Triásico inferior). Areniscas blancas y rojizas, de granulometría fina con intercalaciones arcillosas en la base; lacustres, fluviales y eólicas.

• **Formación Botucatu** = Fm. Tacuarembó = Fm. Misiones (Jurásico). Areniscas rojizas finas a medianas cuarzosas, con granos redondeados, bien seleccionados y frecuente estratificación entrecruzada, de origen eólico y fluvial. Predominan las depositadas bajo un clima desértico como el actual Sahara; algunos autores consideran que se trata de un paleodesierto (FERNANDEZ GARRASINO, 1995). En Uruguay la secuencia sedimentaria que integra al acuífero se ha diferenciado en tres formaciones que componen al Grupo Batoví - Dorado. (MONTAÑO, en TUJCHNEIDER et al, 1997). En la base del Grupo se describen areniscas finas hasta medias, con raras limolitas de origen eólico, (Fm. Cuchilla Ombú); siguen areniscas finas hasta gruesas, depositadas en ambiente fluvial (Fm. Tacuarembó) y finalmente las areniscas correspondientes al extenso campo de dunas (Fm. Rivera).

• **Formación Serra Geral** = Fm. Arapey = Fm. Curuzú Cuatiá (Cretácico medio). Constituye la efusión basáltica de mayor extensión mundial, ocupando alrededor de 1.000.000 km² en territorio argentino, uruguayo, paraguayo y brasileño, con un volumen estimado de 350.000 km³. Las vías de salidas fueron las megafacturas que, seguramente, alcanzaron grandes profundidades, probablemente hasta el manto (AUGÉ, en TUJCHNEIDER et al, 1997). Petrológicamente se trata de basaltos toleíticos, con textura dominante de grano fino a afanítica, rara vez porfírica y tonalidad gris oscura a negra. El máximo espesor conocido hasta el presente se registra en la región de Cuiabá Paulista (Estado de Sao Paulo, Brasil), con 1.930 m (DA ROSA FILHO et al, 1997).

Según ARAUJO et al (1995) "los factores que regulan el tope estructural del acuífero son cuatro: a) grandes depocentros de lavas basálticas correspondientes a la Formación Serra Geral; b) activación regional de sistemas de fallas; c) reactivación de los arcos (Río Grande y Ponta Grossa) y d) movimientos verticales (levantamientos) de los bordes actuales.

Auge (1996), considera que la fracturación dominante es de tipo transcurrente con planos de alto ángulo, orientados NO-SE y bloques que se van hundiendo hacia el centro de la Mesopotamia en Argentina, dando lugar a una estructura del tipo graben o fosa tectónica.



Figura 1. Areniscas Triásico-Jurásicas y basaltos Cretácicos en las cuencas de Paraná y Chacoparanense.

HIDROGEOLOGIA

Ocurrencia y circulación de las aguas subterráneas

Dentro del marco geológico descrito, se ha constatado la presencia del sistema acuífero en Brasil, abarcando una superficie de 840.000 km², y en Uruguay de 45.000 km². En Paraguay se conoce su presencia a orillas del río Paraná y en Argentina en la Provincia de Entre Ríos, a orillas del río Uruguay. Probablemente, en este último país, el área productiva se extienda hasta el río Paraná, abarcando una superficie de aproximadamente 170.000 km². Más allá de ese límite las perforaciones para exploración de petróleo han atravesado areniscas estériles o conteniendo aguas altamente salinas (TUJCHNEIDER y FILI, en TUJCHNEIDER et al, 1997). En la figura 2 se muestra el área de ocurrencia del reservorio,

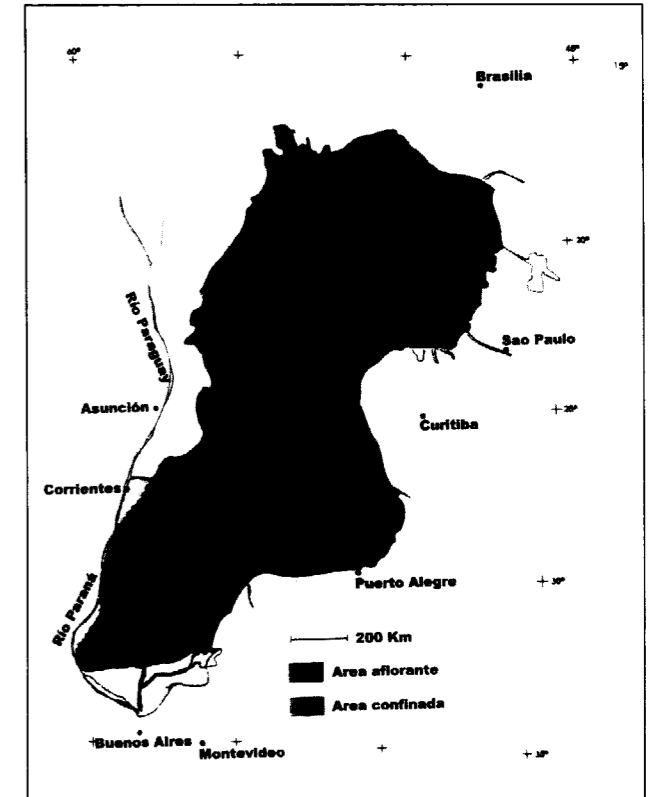


Figura 2. Área de ocurrencia del reservorio Guaraní.

tomada de ALBUQUERQUE ROCHA (1996), parcialmente modificada.

En la porción septentrional los perfiles transversales al eje de la cuenca muestran la estructura del acuífero, que se asemeja a un gran sinclinal, con las areniscas aflorando en los bordes y el eje coincidiendo con los mayores espesores de basalto. En la porción meridional (Uruguay y Argentina) las areniscas afloran a lo largo de una faja en el borde oriental de la cuenca y se profundizan hacia el oeste. En la Fig 3 se muestran dos secciones representativas de la estructura del acuífero, tomadas y simplificadas de ARAUJO et al (1995).

El espesor del acuífero varía desde pocos metros hasta más de 800 m en Brasil y de 600 m en Uruguay, con aumento hacia las zonas de mayor confinamiento. Consecuentemente también los parámetros hidráulicos formacionales presentan gran variabilidad espacial. En general las areniscas presentan porosidades efectivas del orden



Figura 1. Areniscas Triásico-Jurásicas y basaltos Cretácicos en las cuencas de Paraná y Chacoparanense.

HIDROGEOLOGIA

Ocurrencia y circulación de las aguas subterráneas

Dentro del marco geológico descrito, se ha constatado la presencia del sistema acuífero en Brasil, abarcando una superficie de 840.000 km², y en Uruguay de 45.000 km². En Paraguay se conoce su presencia a orillas del río Paraná y en Argentina en la Provincia de Entre Ríos, a orillas del río Uruguay. Probablemente, en este último país, el área productiva se extienda hasta el río Paraná, abarcando una superficie de aproximadamente 170.000 km². Más allá de ese límite las perforaciones para exploración de petróleo han atravesado areniscas estériles o conteniendo aguas altamente salinas (TUJCHNEIDER y FILI, en TUJCHNEIDER et al, 1997). En la figura 2 se muestra el área de ocurrencia del reservorio,

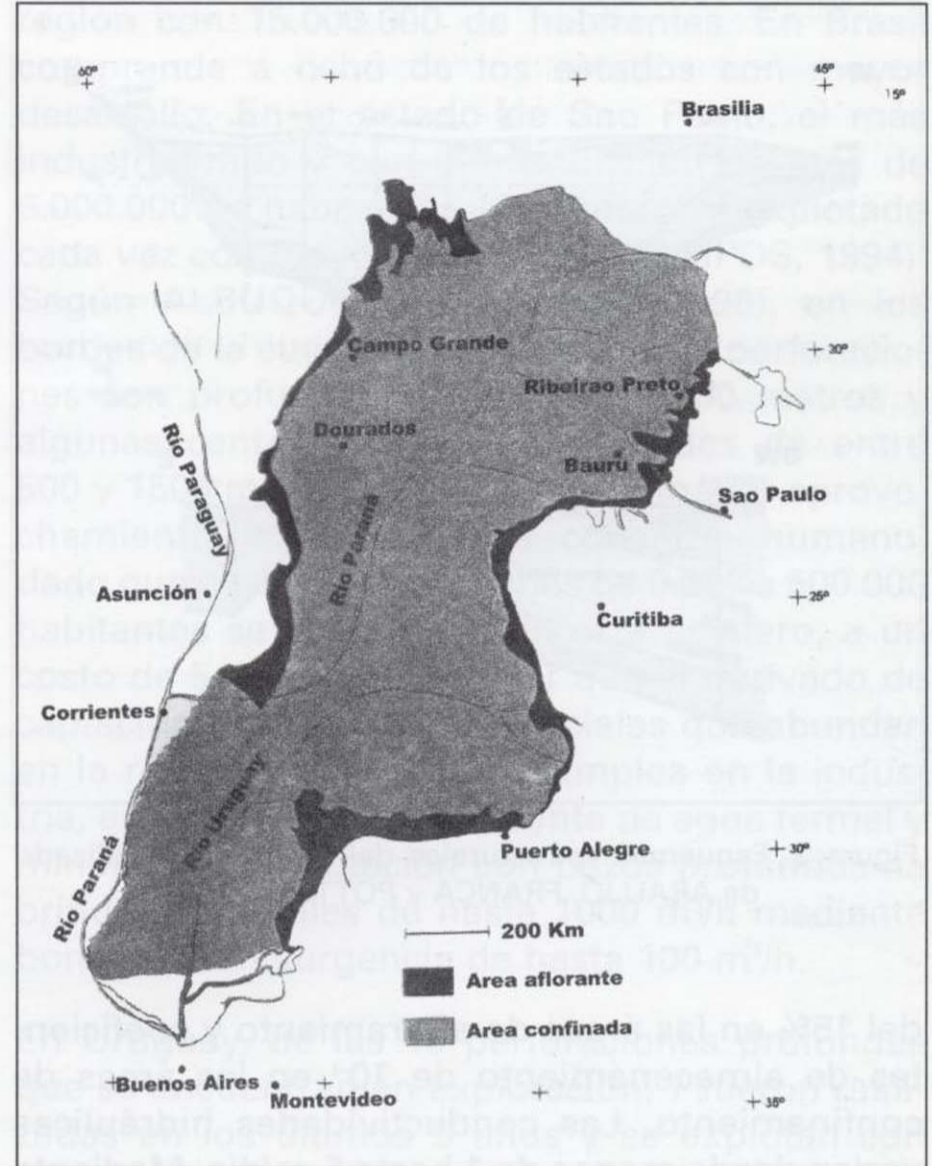


Figura 2. Área de ocurrencia del reservorio Guarani.

tomada de ALBUQUERQUE ROCHA (1996), parcialmente modificada.

En la porción septentrional los perfiles transversales al eje de la cuenca muestran la estructura del acuífero, que se asemeja a un gran sinclinal, con las areniscas aflorando en los bordes y el eje coincidiendo con los mayores espesores de basalto. En la porción meridional (Uruguay y Argentina) las areniscas afloran a lo largo de una faja en el borde oriental de la cuenca y se profundizan hacia el oeste. En la Fig 3 se muestran dos secciones representativas de la estructura del acuífero, tomadas y simplificadas de ARAUJO et al (1995).

El espesor del acuífero varía desde pocos metros hasta más de 800 m en Brasil y de 600 m en Uruguay, con aumento hacia las zonas de mayor confinamiento. Consecuentemente también los parámetros hidráulicos formacionales presentan gran variabilidad espacial. En general las areniscas presentan porosidades efectivas del orden

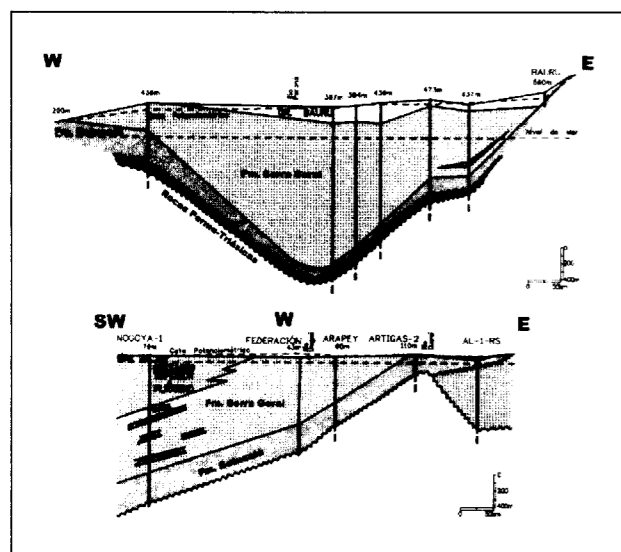


Figura 3. Esquemas estructurales del Acuífero (modificado de ARAUJO, FRANÇA y POTTER, 1995)

del 15% en las áreas de afloramiento y coeficientes de almacenamiento de 10^{-4} en las áreas de confinamiento. Las conductividades hidráulicas varían desde menos de 1 hasta 5 m/día. Mediante ensayos por bombeo se han registrado valores de transmisividad que llegan a superar los 300 m²/día (MONTAÑO y CARRION, 1990).

En Brasil, a excepción de Río Grande do Sul, las cotas potenciométricas más elevadas se distribuyen en la región Este de los Estados donde el acuífero aflora. En el Estado de Sao Paulo predominan cotas con altitudes de alrededor de 420 m, mientras que en Paraná y Santa Catarina existe una graduación de potenciales de 900 a 300 metros. La dirección preferencial del flujo subterráneo en estos tres Estados es de E a O y NE a SO. En Río Grande do Sul, en la región próxima al límite con el Estado de Santa Catarina, existe una divisoria subterránea que hace que parte de las aguas escurran hacia el SE, en dirección al Océano Atlántico y otra parte hacia el NO, en dirección al río Uruguay. El descenso de la piezometría desde 700 m a valores en torno a 300 m en el cauce del río Uruguay, hace presuponer que dicho río representa un área de descarga natural del acuífero, como se muestra en la Fig. 4, tomada de DA ROSA FILHO et al (1997).

En Uruguay las áreas de recarga se encuentran a

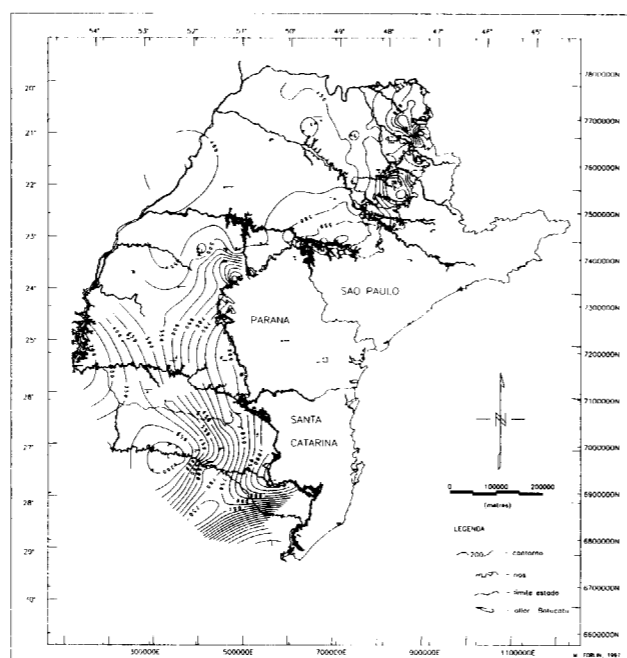


Figura 4. Mapa potenciométrico de la región Sur y Sureste de Brasil.

cotas del orden de 110 a 120 m. El sentido del escurrimiento subterráneo acompaña la inclinación de las capas acuíferas, con disminución de los potenciales hidráulicos en dirección al río Uruguay y se continúan en Argentina. Probablemente el valle del río Paraná constituya también un área de descarga regional.

Las temperaturas varían en función del gradiente geotérmico, desde alrededor de 25 °C en las zonas de recarga hasta más de 60° en perforaciones surgentes con profundidades del orden de los 1.000 a 1.500 metros.

En Brasil las principales surgencias naturales del acuífero están localizadas en áreas con cotas inferiores a 400 metros, predominantemente marginando los principales cursos de la región, como los ríos Paraná, Paranapanema, Piquirí, Iguazú y Uruguay. En Uruguay y Argentina las perforaciones localizadas en las riberas del río Uruguay también son surgentes. Tanto en Brasil como en Uruguay y Argentina, en dichas áreas de surgencia hay establecimientos de baños hidrotermales.

En el cuadro siguiente, tomado de Albuquerque Rocha (1996), se presentan las estimaciones

Dimensiones	
* área total	1.150.000 km ²
* área de recarga	150.000 km ²
* área confinada	1.000.000 km ²
* espesor medio	250 m
Indices hidrológicos	
* Precipitación media	1.500 mm
* Recarga natural	160 km ³ /a
* Permeabilidad	3 m/día
* Porosidad eficaz	15%
* Coef. de almacenamiento	10^{-4}
Reservas	
* almacenada	37.000 km ³
* activa	60 km ³ /a
* explotable	40 km ³ /a

sobre dimensiones del sistema, índices hidrológicos y reservas.

Hidroquímica

En general las aguas alojadas en el sistema acuífero son de muy buena calidad, con salinidades medias del orden de 300 mg/l. En las zonas de recarga predominan las de tipo bicarbonatado cálcico y en las áreas con confinamiento las de tipo bicarbonatado sódico. Algunas perforaciones infrabasálticas realizadas en el borde meridional de la cuenca en Uruguay (Guichón y Paso Ullestie) y Argentina (Villa Elisa) tienen aguas cloruradas sódicas con salinidades elevadas, pero ellas alcanzan a formaciones del Pérmico.

En algunas áreas pequeñas de Brasil se han detectado tenores de flúor por encima de los límites de potabilidad, en algunos casos con valores anómalos que alcanzan los 12 mg/l. El flúor sería de origen sedimentario y las concentraciones anómalas fueron constatadas en aguas alcalinas bajo condiciones de gran confinamiento (FRAGA y LISBOA, 1990).

EXPLOTACION DEL RECURSO

El Sistema Acuífero Guarani se encuentra en una

región con 15.000.000 de habitantes. En Brasil comprende a ocho de los estados con mayor desarrollo. En el estado de Sao Paulo, el más industrializado y con una población de más de 6.000.000 de habitantes, el acuífero es explotado cada vez con mayor intensidad (CAMPOS, 1994). Según ALBUQUERQUE ROCHA (1996), en los bordes de la cuenca hay más de 2000 perforaciones con profundidades de 100 a 300 metros y algunas centenas con profundidades de entre 500 y 1500 metros. En este país el mayor aprovechamiento actual es para consumo humano, dado que más de 300 ciudades de 5.000 a 500.000 habitantes se abastecen con este acuífero, a un costo de 5 a 20 veces menor que el derivado de captaciones de aguas superficiales que abundan en la región. También se lo emplea en la industria, en irrigación y como fuente de agua termal y mineral. Su explotación con pozos profundos ha brindado caudales de hasta 1000 m³/h mediante bombeo y en surgencia de hasta 100 m³/h.

En Uruguay, de las 10 perforaciones profundas que se encuentran en explotación, 7 fueron realizadas en los últimos 5 años y se explotan con fines turísticos (termas de Arapey, Guaviyú, Daymán, etc.).

En Argentina, entre 1994 y 1995 se realizó la primera perforación infrabasáltica en la ribera derecha del río Uruguay (Federación), que encontró al acuífero con aguas de baja salinidad, surgencia y temperatura de 45°C. A partir de entonces se han realizado tres perforaciones más con el propósito de explotarlas para baños termales; sólo dos de ellas están dentro del acuífero Guarani.

Los caudales de surgencia en 9 perforaciones cercanas a ambos márgenes del río Uruguay varían entre 90 m³/h y 800 m³/h.

CONSIDERACIONES FINALES

De acuerdo a las estimaciones preliminares realizadas, la reserva de agua dulce almacenada en este acuífero, sería suficiente para abastecer a la población mundial actual (5.500 millones), a razón de 100 litros/día por habitante, durante 200 años. Por ello, de esta inmensa riqueza hídrica depende en gran medida la continuidad del desarrollo actual y el futuro de la región más importante del MERCOSUR.

Sin embargo, hasta el presente, la falta de políticas gubernamentales, tanto a nivel local como internacional, hacen que la explotación se realice sin pautas para una correcta gestión, protección y aprovechamiento sustentable.

Con el propósito de aportar los conocimientos necesarios sobre la constitución y funcionamiento del sistema para la planificación de su aprovechamiento y gestionar ante los factores de poder la toma de decisiones al respecto, los hidrogeólogos de los cuatro países en la región, han comenzado una labor conjunta. Esta labor comprende la realización de estudios regionales integrados, foros de actualización y tareas de gestión y difusión. La iniciativa se desarrolla con el apoyo del International Development Research Centre (IDRC) de Canadá dentro de su "Programa Acuíferos Regionales de América Latina".

En mayo de 1995 se realizó en Curitiba (Brasil) el primer Seminario Internacional "Acuífero Gigante del Mercosur", organizado por la Universidad Federal do Paraná, con participación de la Universidad de la República del Uruguay y las Universidades Nacionales de Buenos Aires, de La Plata y del Litoral de Argentina, con una gran concurrencia de especialistas en el tema.

En mayo de 1997 se efectuó el segundo seminario en Paysandú, Uruguay, coordinado por la Universidad de la República. En la "Propuesta de Paysandú", documento con el que culminó el encuentro, se propuso que los gobiernos del MERCOSUR establezcan un mecanismo de coordinación y consulta para la evaluación, investigación, planeamiento y preservación del ACUIFERO INTERNACIONAL GUARANI, sugiriendo para ello la implementación de un marco normativo que asegure un manejo sustentable y equitativo del recurso por los países que lo comparten.

En mayo de 1999 se realizará el tercer seminario en la Universidad Nacional del Litoral, Santa Fé, Argentina.

En poco tiempo se ha logrado un significativo avance en el conocimiento del acuífero Guaraní a nivel regional, por lo que se comienza a disponer

de bases científicas para sustentar un sistema internacional de gestión del recurso.

Por otra parte, el Tratado de la Cuenca del Plata, que data de 1969 y se originó ante la necesidad de consensuar la construcción de grandes centrales hidroeléctricas, así como los tratados de cooperación tecnológica y comercial del MERCOSUR, brindan el marco adecuado para iniciar un proceso participativo de gestión de los recursos hídricos subterráneos.

REFERENCIAS

ALBUQUERQUE ROCHA, G. (1996). Mega reservatorio de água subterránea do Cone Sul: bases para uma política de desenvolvimento e gestão. In: Seminario e Workshop Internacional do Acuífero Gigante de Mercosul. Paper: 28. Curitiba, 1995.

ARAUJO, L. M., FRANCA, A. B. y POTTER, P. E. (1995). Arcabouço hidrogeológico do aquífero gigante do Mercosul (Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai): Formações Botucatu, Piramboia, Rosario do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó. UFPR - PETROBRAS.

CAMPOS, H. C. N. S. (1994). Mapa hidrogeológico do sistema aquífero Botucatu da Província Hidrogeológica Paraná - Brasil (Escala 1:1.000.000). II Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. ALHSUD. Vol. 2: 499-512. Santiago de Chile.

DA ROSA FILHO, E. F., FORLIN, M., y MONTAÑO, J. (1997). Informações básicas sobre a distribuição do Sistema Aquífero Guaraní na região sul e sudeste do Brasil. Inéd.

FERNANDEZ GARRASINO, C. (1995). El "paleodesierto" de Botucatu-Solari (Jurásico-Eocretácico de América del Sur): significado geológico y paleoclimático. Boletín de Informaciones Petroleras. Año XI N° 43: 88-119. Bs. As.

FRAGA, C. G y LISBOA, A. A. (1990). A origem do flúor nas águas subterráneas da bacia do Paraná: análise introductória. 6° Congresso Brasileiro de Aguas Subterráneas. ABAS. ANAIS: 98-106.

MONTAÑO J. y CARRION R. (1990). Optimización de la explotación del sistema acuífero Jurásico Triásico Tacuarembó - Buena Vista. 6° Congresso Brasileiro de Aguas Subterráneas. ABAS. ANAIS: 180-198.

PADULA, E. L. (1972). Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. pp 213-235. Córdoba, Argentina.

TUJCHNEIDER, O. C., MONTAÑO, J., AUGÉ, M., FILI, M. et al (1997). Acuíferos regionales en América Latina: sistema acuífero Guaraní. Capítulo Argentino-Urugayo. Centro Internacional de Investigaciones para el Desarrollo. (CIID - Canadá). Centro Editor de la Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina. (En prensa)

HIDROLOGIA SUBTERRANEA

EL IMPACTO DE LOS POZOS ABANDONADOS SOBRE EL ACUIFERO DETRITICO DEL TERCIARIO DE MADRID.

Por M. E. HERNANDEZ GARCIA (*), M. R. LLAMAS MADURGA (*) y J. CRUCES DE ABIA (**)

R E S U M E N

Las restricciones de agua sufridas en la Comunidad de Madrid al final de la última sequía (1990/93) dieron origen al uso de las aguas subterráneas como una forma alternativa de abastecimiento. De este modo, un gran número de ayuntamientos de la Comunidad de Madrid, así como industrias y particulares, decidieron autoabastecerse mediante pozos. Durante 1992 y 1993 se perforaron más de dos mil pozos en la Comunidad de Madrid. En la construcción de un buen número de ellos se empleó una tecnología poco apropiada y estos pozos probablemente serán abandonados por sus propietarios cuando comiencen a generarles problemas (bombeo de arenas, presencia de contaminantes por mezcla con aguas superficiales de baja calidad, etc); de hecho, algunos de ellos ya han sido abandonados. A estos pozos se unen otros, construidos con anterioridad a la última sequía y que ya se han abandonado sin haber sido sellados o con un sellado deficiente.

Estos pozos abandonados (principalmente los profundos) pueden ser un foco directo de contaminación de las aguas subterráneas del acuífero detrítico del Terciario de Madrid. En este estudio se pone de manifiesto el posible impacto de estos pozos abandonados sobre la calidad de las aguas subterráneas del mencionado acuífero que está llamado a jugar un importante papel en el abastecimiento de Madrid durante los periodos de sequía. Sin embargo, el riesgo de contaminación del acuífero de Madrid por el abandono de pozos profundos no se evitará mediante una simple prohibición de la construcción de nuevos pozos, sino con el uso de una tecnología apropiada para su diseño, construcción y abandono.

Palabras clave: Acuífero de Madrid, Terciario, Hidrogeología Urbana, Calidad de aguas, Contaminación, Pozos abandonados, Abastecimiento, Sellado de pozos.

A B S T R A C T

Water shortages in Madrid region at the end of the last drought (1990/93) gave origin to the use of groundwater as an alternative way for public supply. In fact, a good number of municipalities of the Madrid region, as well as some industries and private homes, decided to drill water wells for their self water supply. More than two thousand of wells were constructed in Madrid region during 1992 and 1993. A poor technology was used in a good number of these water wells and they will be probably abandoned when problems arise (pumping of sands, polluted groundwater because of cross contamination, etc.). Besides, other water wells that had been constructed previously have been abandoned without a properly plugging.

These abandoned deep wells may be a direct source for groundwater pollution of the large Madrid Tertiary arkosic aquifer. In this study, we make an attempt to analyse and to show the impact of these abandoned wells on the groundwater quality of the Madrid aquifer that is called to cope with water scarcity during droughts. Nevertheless, the risk of pollution of the Madrid aquifer by abandoned deep wells will not avoided by a simple prohibition of new wells construction but requiring the use of an appropriate technology for their design, construction and abandonment.

Key words: Madrid Aquifer, Tertiary, Urban Groundwater, Groundwater quality, Groundwater Pollution, Abandoned Wells, Water Supply, Plugging of water Wells.

(*) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid. España.

(**) Departamento de Física Aplicada. E.T.S Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad de Cantabria. Avda. de los Castros s/n, 39005 Santander. España.

INTRODUCCION Y OBJETIVOS

La Comunidad de Madrid padeció restricciones de agua al final de la última sequía (1990/93). Estas restricciones dieron origen al uso de las aguas subterráneas como una forma alternativa de abastecimiento, de tal forma que numerosos particulares, industrias, colegios, así como diversos ayuntamientos de la Comunidad optaron por el autoabastecimiento mediante pozos (cf. HERNANDEZ GARCIA y LLAMAS, 1995; LLAMAS *et al.*, 1996). Dada la construcción masiva de pozos durante 1992 y 1993 (se perforaron más de dos mil pozos en la Comunidad de Madrid) y teniendo en cuenta que en la construcción de un buen número de ellos pudo haberse empleado una tecnología inadecuada con objeto de abaratar el coste final, surge el temor de que la excelente calidad de las aguas subterráneas del acuífero detrítico del Terciario de Madrid se pueda ver modificada (HERNANDEZ GARCIA *et al.*, 1995).

Los pozos de captación de aguas subterráneas construidos de una forma apropiada no constituyen una fuente de contaminación. Sin embargo, cuando estos pozos se construyen con una tecnología deficiente (ver CUSTODIO, 1981) como por ejemplo, pozos con ausencia de sello sanitario en la parte superior del anular y cuando son abandonados de forma incontrolada por los usuarios (con frecuencia a causa de los problemas derivados de una mala construcción, ver HERNANDEZ y LLAMAS, 1994), los pozos comienzan a actuar como conductos a través de los cuales los contaminantes pueden viajar verticalmente y penetrar en otras zonas acuíferas hasta entonces protegidas de la contaminación de forma natural. Tenemos conocimiento de que algunos de los pozos construidos durante la última sequía ya han sido abandonados. Otros pozos construidos anteriormente también se han abandonado sin haber sido sellados o con un sellado deficiente. A pesar de que el acuífero detrítico del Terciario de Madrid presenta una protección natural frente a la contaminación de origen superficial gracias a su estructura formada por lentejones de arenas inmersas de modo aleatorio en una matriz arcilloso-limosa, los pozos abandonados (principalmente los profundos) pueden suponer una forma de contaminación directa al acuífero extremadamente peligrosa. En este estudio se pone de manifiesto el posible

impacto de estos pozos abandonados sobre la calidad de las aguas subterráneas del mencionado acuífero y se proponen una serie de medidas para su protección basadas en el uso de una tecnología apropiada para el diseño, construcción y abandono de captaciones de aguas subterráneas.

MARCO GEOLOGICO E HIDROGEOLOGICO

Desde el punto de vista geológico la Cuenca de Madrid corresponde a una de las depresiones intracontinentales de edad terciaria existentes en la Península Ibérica (fig. 1). Esta depresión tectónica alberga el Sistema Acuífero de Madrid-Talavera 03.05 (SERVICIO GEOLOGICO, 1990) de unos 6.000 km² de extensión y con una potencia que oscila entre los 200 metros en los alrededores de Talavera de la Reina hasta los 3.000 metros en el área de El Pardo. De acuerdo con CALVO SORANDO Y GARCIA YAGÜE (1985), el análisis sedimentológico de las facies observadas en el área de Madrid conduce al establecimiento de un modelo evolutivo en un clima semi-árido y en ambiente continental de carácter progradante, desde depósitos de abanicos aluviales de naturaleza arcósica (facies detríticas medias y distales) a depósitos palustres arcillosos, carbonatados y sepiolíticos (orla de abanico) y depósitos lacustres evaporíticos (de centro de cuenca).

Aunque se puede considerar que todo el conjunto del Terciario funciona como un único acuífero, las facies detríticas son las más interesantes desde el punto de vista del aprovechamiento de sus aguas subterráneas, tanto por la cuantía de los caudales obtenidos como por la buena calidad de sus aguas. Al realizar un sondeo de captación de agua subterránea en las facies detríticas, se busca la explotación de los lentejones arcósicos permeables que se encuentran inmersos de modo aleatorio en una matriz de carácter arcilloso-limosa. Los materiales detríticos terciarios que forman la Cuenca de Madrid constituyen un único sistema acuífero, libre, de gran espesor, heterogéneo y anisótropo. La permeabilidad media horizontal del acuífero detrítico es del orden de 0,1 a 0,25 m/día y la permeabilidad media vertical equivalente para el conjunto alterante de capas arenosas y arcillosas es unas 50 a

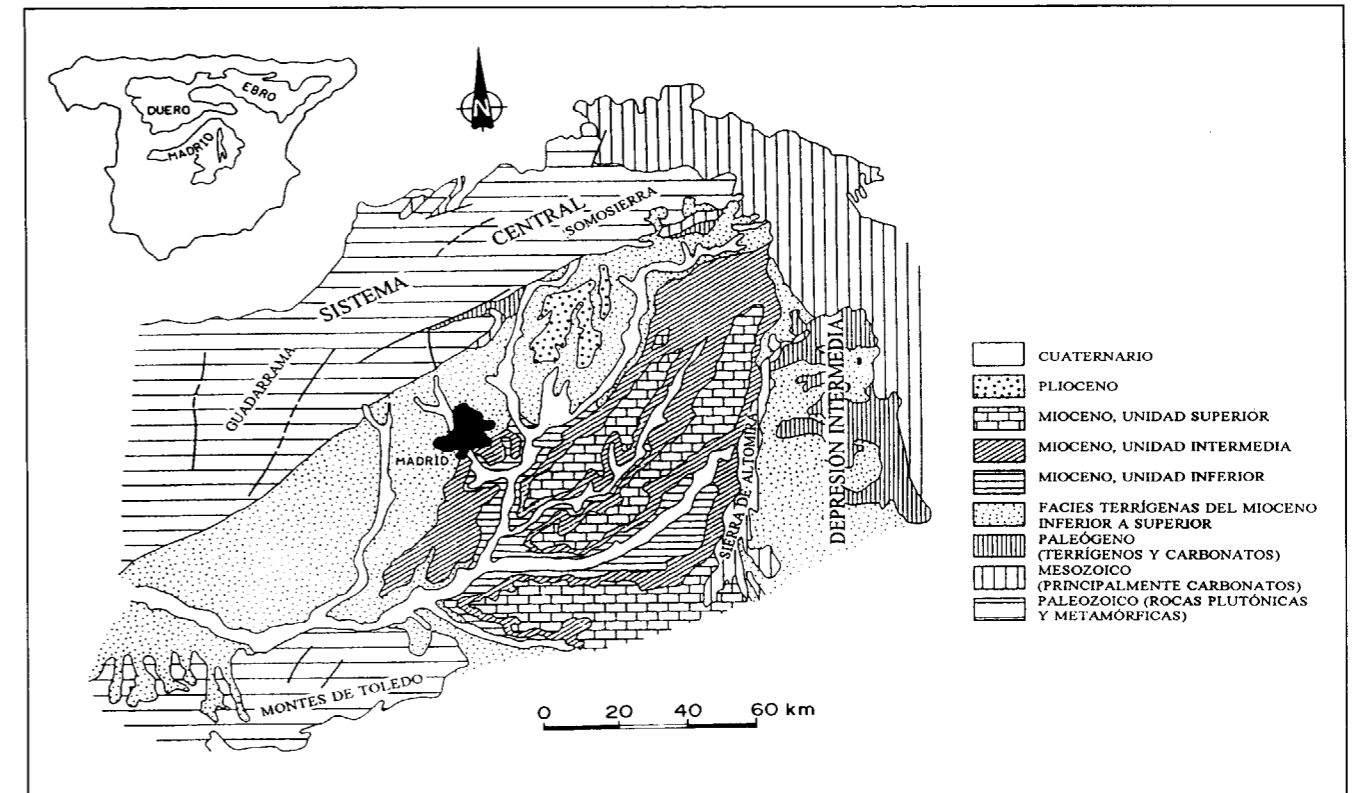


Fig. 1.- Encuadre geológico de la Cuenca de Madrid (modificado de ALONSO ZARZA *et al.*, 1989)

200 veces inferior que la horizontal. Su baja permeabilidad vertical le confiere un comportamiento hidráulico más parecido a un acuitardo que a un acuífero en sentido estricto (cf. LLAMAS, 1986). En el acuífero detrítico de Madrid existe una componente vertical de flujo muy importante asociada al funcionamiento hidrogeológico basado en que el potencial hidráulico disminuye con la profundidad en las zonas de interfluvio, que actúan como zonas de recarga, aumentando el potencial con la profundidad en el fondo de los valles principalmente, que actúan como zonas de descarga (cf. SAMPER *et al.*, 1992). Con todo ello se debe tener en cuenta el importante efecto que puede jugar la existencia de gradientes verticales naturales descendentes en zonas de recarga en el transporte de contaminantes de origen superficial a través de pozos abandonados o de deficiente construcción, provocando la extensión de la contaminación hacia la parte profunda del acuífero (fig. 2).

PROBLEMATICA DEL ABANDONO DE POZOS EN EL ACUIFERO DETRITICO DEL TERCIARIO DE MADRID

La causa más extendida de abandono de pozos de producción de agua en Madrid es atribuible al uso de una tecnología inadecuada en su construcción. En unos casos los pozos de construcción deficiente dan aguas de mala calidad al no presentar un sello sanitario adecuado en su parte superior. En otros casos el abandono se produce porque el pozo bombea arenas debido a una mala selección de la abertura de los filtros y de la granulometría del macizo de gravas y/o falta de desarrollo en los pozos. La presencia de arenas erosiona los rodetes de las bombas y atasca los aspersores; éste último hecho impide la aplicación del agua para el riego de césped. En la mayoría de los casos se opta por la construcción de un nuevo pozo como solución al problema, con lo cual el pozo anterior se abandona. En no

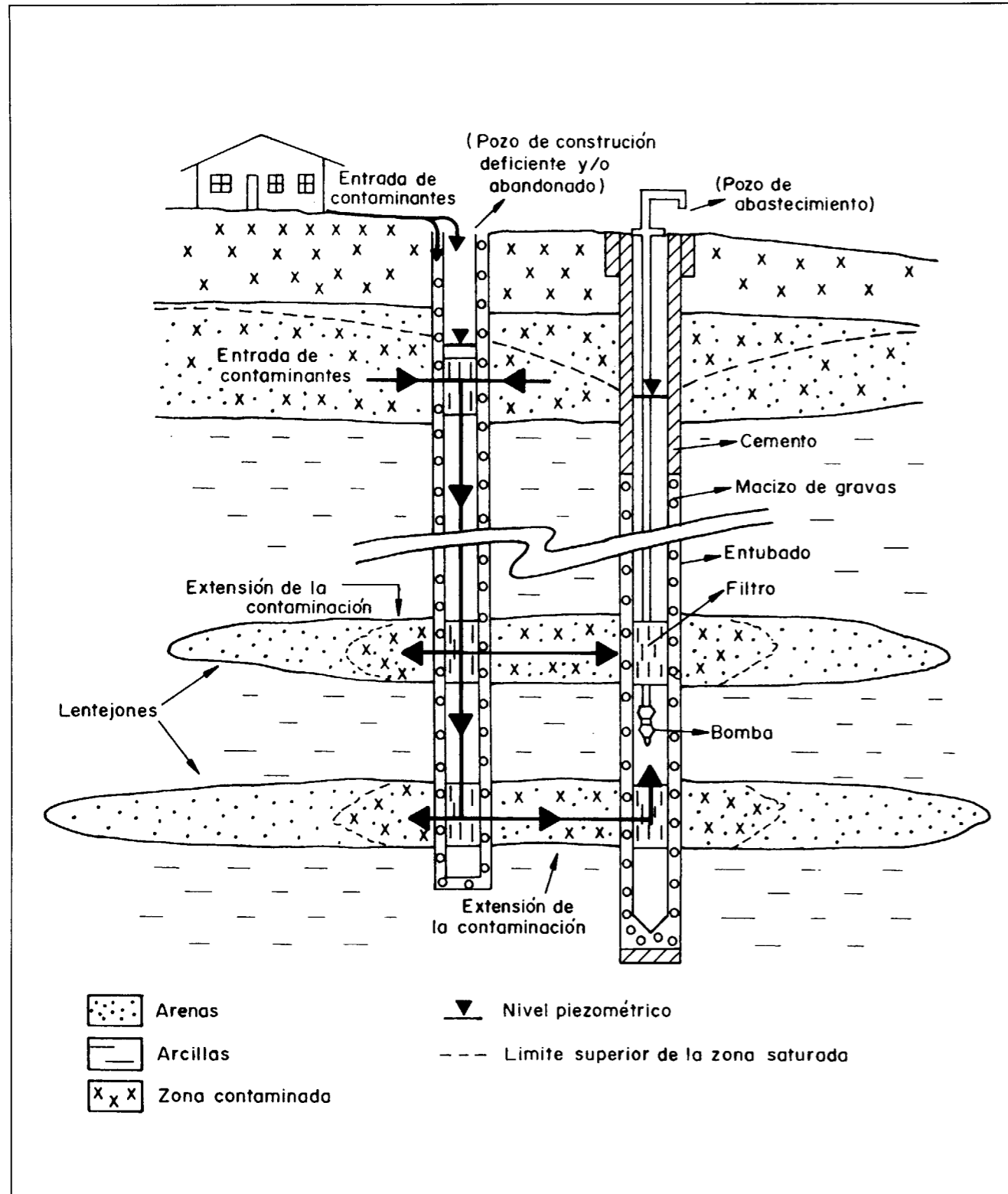


Fig.2. Extensión de la contaminación de origen superficial a través de un pozo de construcción deficiente y/o abandonado en presencia de flujos verticales.

pocas ocasiones, una construcción deficiente provoca la oclusión de gran parte de la superficie abierta de las rejillas, con la consiguiente pérdida de productividad de los pozos, ya sea por crecimientos bacterianos, por ausencia de desarrollo, etc.

Cuando un pozo se abandona por cualquiera de los motivos antes expuestos, o por otros, en muchas ocasiones se abandona con la bomba incluida; en otros casos se saca la bomba y se coloca una tapa de madera o de metal en la emboquilladura (ésta última a veces soldada o a veces no), aunque muchas veces se queda abierto. En muy contadas ocasiones el pozo se rellena de arena. Todos éstos son débiles intentos de asegurar que el pozo no suponga un peligro público; desafortunadamente tales procedimientos fallan puesto que la mera existencia de un pozo abandonado de forma incontrolada supone una vía directa de inyección de contaminantes en el acuífero (bien por el interior del entubado, bien a través del anular si el sello sanitario es deficiente o está ausente) al permitir la entrada de aguas superficiales contaminadas y facilitar el flujo entre la parte más superficial del acuífero (contaminada, sobre todo en la zona del casco urbano) y la parte profunda (en principio exenta de contaminación). Además, un pozo abandonado llega a ser con frecuencia un receptáculo para el vertido esporádico de basuras y otros residuos (se introducirá en el pozo todo aquello que estorbe y pueda caber en él, incluyendo animales muertos, baterías de coches, etc) o para el vertido más o menos continuo, de tal modo que lo que acostumbraba a ser un pozo de abastecimiento pasa a ser un pozo negro con vertido de residuos domésticos, industriales, aceites del motor de vehículos, etc. Por otro lado, parte de los pozos abandonados no son accesibles actualmente al estar cubiertos por edificios, autopistas y otras estructuras, con el correspondiente riesgo de que se conviertan en focos de contaminación al acuífero ya imposibles de controlar.

En la zona urbana de la villa de Madrid el problema de los pozos abandonados constituye una fuente potencial de contaminación al acuífero detrítico que se añade a los focos de contaminación propios de un ámbito urbano como son las

pérdidas en la red de alcantarillado, fosas sépticas y pozos negros, industrias, fugas en tanques de combustible, etc. Estos problemas de hidrogeología urbana en la villa de Madrid requieren una aproximación integral para su investigación y evaluación, tema que constituye en gran medida la tesis doctoral de la primera de los firmantes de este artículo. Como base de esta tesis doctoral se realizó un inventario de puntos de agua en el área de afloramiento de las facies detríticas dentro del municipio de Madrid, (constituido por unos 1200 puntos) y se comprobó su estado *in situ*. Del total de pozos excavados y perforados (que suponen un 24% y un 31% del inventario, respectivamente) se ha distinguido entre pozos actualmente en uso y pozos abandonados. En éste último grupo se han englobado a) los pozos que han dejado de usarse, b) los pozos cegados y c) los pozos que dejaron de usarse para abastecimiento y que actualmente sirven como receptáculo de residuos domésticos o de otros tipos (podríamos decir que sirven como pozos negros). En la tabla 1 se muestra la situación en que se encuentran los pozos existentes en el área mencionada. Si nos centramos en los pozos perforados por ser más profundos y por tanto más peligrosos en caso de ser abandonados, las cifras hablan por sí solas. El 24% de los pozos perforados que existen en el municipio de Madrid han sido abandonados de forma incontrolada. El 1% recibe residuos de forma más o menos continua; debido a la introducción de estos contaminantes la calidad natural de las aguas subterráneas en las proximidades de los puntos de vertido ya está siendo modificada, según hemos podido comprobar mediante el análisis de aguas de pozos cercanos. El 23% restante son susceptibles de ser una vía directa de inyección de contaminantes en el acuífero, si no son ya.

Tipo de Pozo	% Pozos en Desuso	% Pozos Cegados	% Pozos que reciben residuos	% Total Pozos Abandonados	% Total Pozos en Uso
Pozos excavados	11	26	6	43	57
Pozos perforados	10	13	1	24	76

Tabla 1.- Situación actual de los pozos existentes en el municipio de Madrid.

NECESIDAD DEL USO DE UNA TECNOLOGIA APROPIADA DE CONSTRUCCION Y ABANDONO DE POZOS PARA LA PROTECCION DEL ACUIFERO.

Como se ha mencionado anteriormente, cuando los pozos se construyen con una tecnología deficiente (por ejemplo, ausencia de sello sanitario en la parte superior del anular) y cuando son abandonados de forma incontrolada por los usuarios (con frecuencia a causa de los problemas derivados de una mala construcción), comienzan a actuar como conductos a través de los cuales los contaminantes pueden viajar verticalmente y penetrar en otros acuíferos hasta entonces protegidos de la contaminación de forma natural. Este es el caso de los pozos que se vienen construyendo en Madrid para usos particulares. En general todos suelen presentar análogas deficiencias con objeto de reducir el coste final: no se efectúan análisis granulométricos para dimensionar el macizo de grava y la abertura idónea de las rejillas, no se realizan labores de desarrollo, el sello sanitario de la parte superior del anular suele ser deficiente o está ausente, etc. En resumen, con objeto de abaratar el precio, la mayoría de estos pozos se construyen sin Pliego de Prescripciones Técnicas y sin Director de obra. La realización de un pozo "barato" y deficiente no sólo pone en peligro el futuro rendimiento del mismo (por entrada de arenas en el sondeo o aumento de las pérdidas de carga) sino que además potencia el riesgo de contaminación del acuífero de Madrid. Este problema no se evitará mediante una simple prohibición de la construcción de nuevos pozos, sino con el establecimiento y la aplicación de una Normativa adecuada para el diseño, construcción y abandono de captaciones de aguas subterráneas que exija la realización de unos Pliegos de Prescripciones Técnicas que se adapten a cada caso concreto, que definan la obra a ejecutar y que obliguen a que ésta presente la calidad adecuada (HERNANDEZ GARCIA y LLAMAS, 1994).

Las agencias norteamericanas American Water Works Association (ver AWWA, 1969) y la National Water Well Association (ver U.S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1975) llevan varias décadas recomendando el seguimiento de unos estándares para la construcción y abandono de pozos de producción de agua con la

intención de que cada estado americano los considere como un requerimiento mínimo necesario. Siguiendo las recomendaciones de estas agencias, los métodos más efectivos para prevenir que los pozos lleguen a convertirse en vías de conducción de la contaminación son, por un lado una cementación adecuada de la parte superior del espacio anular durante la construcción de los pozos y por otro lado un sellado apropiado de los pozos abandonados. La cementación de la parte superior del espacio anular además de prolongar la vida útil del entubado al protegerlo de la corrosión exterior, protege el pozo frente a la infiltración de aguas superficiales contaminadas y evita la migración vertical de aguas no deseadas a través del anular que pueden distorsionar la calidad natural del agua del pozo (fenómeno de "cross contamination"). Los métodos de cementación pueden consultarse en DRISCOLL (1986) y ALLER *et al.* (1989).

Por otro lado, el sellado de pozos abandonados permitirá la restauración (en la medida posible) de las condiciones geológicas vigentes antes de que se perforara o se construyera el pozo; de este modo se evitará una futura contaminación del acuífero. Además, los procedimientos de abandono de pozos deberán adaptarse a las condiciones hidrogeológicas y al diseño específico de cada pozo. Los materiales de sellado pueden ser de dos tipos: materiales impermeables, que permiten obtener condiciones de estanqueidad en el pozo (tales como el cemento, el hormigón y la bentonita en determinados casos) y materiales de relleno, que se emplean en zonas ya estancas gracias a la aplicación de materiales impermeables y que ayudan a reducir el coste de las operaciones de sellado (como la arena, grava, arcilla o la mezcla de ellos) (cf. GORDON, 1989). Es conveniente aplicar estos materiales desde el fondo hasta la superficie mediante diferentes métodos que impidan la segregación o dilución de material (U.S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, 1975). Antes de iniciar las operaciones de sellado del pozo, debería comprobarse que no existen obstáculos que dificulten un sellado efectivo; puede ser necesario retirar la tubería para asegurar el sellado y si ésto no fuera posible habría que proceder a rajarla para permitir la aplicación de un sello adecuado. En caso de que el pozo no tuviera cementada la parte superior del espacio anular, al menos los tramos superiores

de la tubería deberían ser eliminados con objeto de evitar la entrada de aguas superficiales al interior del pozo, para posteriormente proceder al sellado. Sería necesario además desinfectar los pozos previamente al abandono, así como todos los equipos y materiales (agua, arena, gravas) usados en la operación de abandono, para evitar la introducción de bacterias no deseables en los acuíferos (GASS *et al.*, 1977).

En el caso del acuífero detrítico de Madrid, los pozos abandonados deberían ser sellados para alcanzar los siguientes objetivos: 1) evitar la penetración de aguas superficiales por el interior del pozo o a través del espacio anular si éste no se encuentra debidamente cementado; 2) evitar que los pozos actúen como canal de intercomunicación entre la parte más superficial del acuífero, con presencia de contaminantes y la parte profunda, con aguas de excelente calidad y 3) en el caso de los pozos surgentes que aún existen en las riberas de los principales ríos (Jarama, Manzanares) un sellado adecuado debería confinar las aguas subterráneas a las formaciones de las que provenían originariamente, evitándose las pérdidas innecesarias de agua y manteniéndose así el potencial hidráulico. Los tipos de sellado más empleados para aislar zonas con diferentes características hidráulicas se pueden consultar en U.S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (1975) y ALLER *et al.* (1989). Finalmente convendría efectuar un acabado del sellado para restaurar la zona de superficie, proteger el sello de cemento y facilitar el futuro uso del terreno (ALLER *et al.*, 1984).

CONCLUSIONES

En la Comunidad de Madrid se perforaron más de dos mil pozos entre 1992 y 1993, coincidiendo con las restricciones de agua decretadas a causa de la última sequía. Buena parte de ellos pueden ser abandonados próximamente de forma incontrolada (algunos lo han sido ya) debido a los bajos rendimientos motivados por el uso de una tecnología poco apropiada y "barata". Se pone de manifiesto el peligro potencial que suponen estos pozos ya que pueden actuar como conductos a través de los cuales los contaminantes pueden viajar verticalmente para después propagarse por la parte más profunda del acuífero

detrítico del Terciario, hasta entonces protegido de la contaminación de forma natural. Por ello, surge la necesidad de establecer y aplicar una Normativa adecuada para el diseño, construcción y abandono de captaciones de aguas subterráneas que exija la realización de unos Pliegos de Prescripciones Técnicas que se adapten a cada caso concreto, que definan la obra a ejecutar y que obliguen a que ésta presente la calidad adecuada en su diseño, construcción y sellado en caso de ser abandonada. Además se hace necesario el control de la Confederación Hidrográfica del Tajo para que el cumplimiento de dichos Pliegos de Prescripciones Técnicas se lleve a cabo. De no hacerlo así, continuará incrementándose el riesgo de contaminación de este acuífero que, sin duda, está llamado a jugar un importante papel en el abastecimiento de Madrid durante los períodos de sequía. La realización de un pozo bien diseñado y con un Pliego de Prescripciones Técnicas que defina adecuadamente la obra a ejecutar exige una mayor inversión económica inicial. Esa mayor inversión económica inicial será económicamente ventajosa a medio plazo para el usuario de ese pozo y es más solidaria con las generaciones futuras, en el sentido de que reduce el peligro de contaminación del gran acuífero detrítico del Terciario de Madrid.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido preparado en el marco del proyecto CICYT AMB94-0997-CO2-O2.

REFERENCIAS

ALLER, L.; BENNETT, T. W.; HACKETT, G.; PETTY, R. J.; LEHR, J. H.; SEDORIS, H.; NIELSEN, D. M. & DENNE, J. E. (1989). *Handbook of Suggested Practices for the Design and Installation of Ground-Water Monitoring Wells*. EPA 600/4-89/034. National Water Well Association. 398 pp.

ALONSO ZARZA, A. M.; CALVO SORANDO, J. P.; GARCIA DEL CURA, M. A.; HOYOS GOMEZ, M.; ORDOÑEZ DELGADO, S.; POZO RODRIGUEZ, M.; SANZ MONTERO, E. (1989). *Sistemas Lacustres Miocenos de la Cuenca de Madrid*. Guía de Campo. V Reunión del Grupo Español de Trabajo. Madrid. 78 pp.

AWWA (1969). *American Water Works Association, Standards for Deep Wells*. American Water Works Association and National Water Well Association. Publicado en lengua española (traducción de M. R. Llamas y A. Faura) en el Boletín nº 30 del Servicio Geológico de Obras Públicas. 54 pp. Madrid.

CALVO SORANDO, J. P. y GARCIA YAGÜE, A. (1985). Nuevos Sondeos de Investigación Geológica en el Area de Madrid. *Estudios Geológicos*, nº 41: 25-31.

CUSTODIO, E. (1981) La Protección de la Calidad de las Aguas Subterráneas en su Relación con la Legislación y Normativa. *Jornadas sobre Análisis y Evolución de la Contaminación de las Aguas Subterráneas en España*. Barcelona, 19-23 de Octubre de 1981. pp 913-925. CIHS y AIH - Grupo Español.

DRISCOLL, F. G. (1986). *Groundwater and Wells*. Johnson Division. 2ª edición. 1089 pp.

GASS, T. E.; LEHR, J. H. & HEISS, H. W. (1977). *Impact of Abandoned Wells on Groundwater*. EPA-600/3-77-095. National Water Well Association. 52 pp.

GORDON, D. L. (1989). Plugging Abandoned Wells. *Iowa Geology*, nº 14: 18-19.

HERNANDEZ GARCIA, Mª E. (1994). *La Hidrogeología del Municipio de Madrid con especial Énfasis en la Utilización de las Aguas Subterráneas para el Riego de los Parques y Jardines de la Villa*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid. 252 pp.

HERNANDEZ GARCIA, Mª E. y LLAMAS, M. R. (1994). Pliegos de Prescripciones Técnicas para la Construcción de Pozos en Materiales no Consolidados. *Nuevas Técnicas de Construcción de Pozos en Terrenos no Consolidados* (Editor: Fermín Villarroja). 14 pp. y Anexo. ICOG y AIH -Grupo Español. Madrid.

HERNANDEZ GARCIA, Mª E. y LLAMAS, M. R. (1995).

Contribución al Conocimiento de las Sequías de Madrid. *Ingeniería del Agua*, vol. 2, junio 1995: 17-36.

HERNANDEZ GARCIA, Mª E., VILLARROYA, F. y LLAMAS, M.R. (1995). Estudio de las Posibilidades de Utilización de las Aguas Subterráneas para el Riego de los Parques y Jardines de la Villa de Madrid. *Equipamientos y Servicios Municipales*, vol. de noviembre-diciembre de 1995: 9-22.

LLAMAS, M. R. (1986). Las Aguas Subterráneas de Madrid: Esperanzas y Preocupaciones, Datos e Incertidumbres, Posibles Líneas de Acción. *Jornadas sobre la explotación de aguas subterráneas en la Comunidad de Madrid.*, vol 12: 11-36. Plan Integral de Aguas de Madrid. Comunidad de Madrid. Madrid

LLAMAS, M. R., VILLARROYA, F. & HERNANDEZ GARCIA, Mª E. (1996). Causes and Effects of Water Restrictions in Madrid during the Drought of 1991/93. *Hydrology and Hydrogeology of Urban and Urbanizing Areas*. 1996 AIH Annual Meeting, Boston, Massachusetts, April, 21-26: WQD10-WQD19. American Institute of Hydrology.

SAMPER, F. J., LLAMAS, M. R., GALARZA, G. y CRUCES DE ABIA, J. (1992). Analysis of Steady-State Flow to Multiscreened Wells under Natural Vertical Flow Conditions. *Applied Hydrogeology*, vol 1: 47-55.

SERVICIO GEOLOGICO (MOPU) (1990) *Unidades hidrogeológicas de la España peninsular e islas Baleares*, nº 52. Madrid.

UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (1975). *Manual of Water Well Construction Practices*. EPA 570/9-75-001. National Water Well Association. 156 pp.

PROBLEMAS CON EL MODELADO A GRAN ESCALA DE LA INTRUSION DE AGUA SALADA EN 3D.⁽¹⁾

Por G. H. P. OUDE ESSINK (*) y R. H. BOEKELMAN (*)

RESUMEN

En esta comunicación se exponen las restricciones del modelado tridimensional (3D) de la intrusión de agua salada en acuíferos (homogéneos) costeros a gran escala. Los códigos de ordenador, cuya solución de la ecuación convectiva-dispersiva se basa en métodos estándar de elementos finitos o diferencias finitas, no se pueden aplicar para la modelación de acuíferos costeros de gran escala. La razón es que esos códigos deben satisfacer una condición de discretización espacial caracterizada por el denominado número de Péclet de malla. Este número fuerza a que las dimensiones de los elementos de la malla no sean mayores que unas pocas veces la magnitud de la dispersividad longitudinal, porque si no se produciría dispersión numérica. Además, los ordenadores personales no son todavía lo suficientemente rápidos como para ejecutar modelos con varios cientos de miles de elementos de malla. Finalmente, en muchos casos no se dispone de datos fiables y suficientes de aguas subterráneas, que se precisan para la calibración y la verificación. En conclusión, el modelado 3-D de la intrusión de agua subterránea en acuíferos costeros de gran escala será técnicamente posible en el plazo de algunos años, aunque la disponibilidad de datos siempre limitará de algún modo las aplicaciones prácticas.

Palabras clave: Acuífero costero, Intrusión marina, Modelación, Simulación numérica, Fluido de densidad variable.

ABSTRACT

In this paper, the restrictions of three-dimensional (3D) modelling of salt water intrusion in large-scale coastal (homogeneous) aquifers are discussed. Computer codes, of which the solution of the advection-dispersion equation is based on standard finite element or finite difference techniques, cannot yet be applied to model large-scale coastal aquifers. The reason is that these codes must satisfy a condition of spatial discretization, characterized by the so-called grid Peclet number. This number imposes that the dimension of the grid block should be not greater than a few times the magnitude of the longitudinal dispersivity, as otherwise numerical dispersion will occur. In addition, stand-alone personal computers are not yet fast enough to execute models with several hundreds of thousands of grid blocks. Finally, reliable and sufficient groundwater data, required for calibration and verification, are not available in most cases. In conclusion, 3D-modelling of salt water intrusion in large-scale coastal aquifers is technically possible within some years, though the availability of data will always restrict practical applications to a certain extent.

Key words: Coastal aquifer, Seawater intrusion, Modelling, Numerical simulation, Density dependent flow.

1. INTRODUCCION

En esta comunicación se expondrán los siguientes puntos: intrusión del agua marina, teorías

(¹) Trabajo publicado con ocasión del XIII Salt Water Intrusion Meeting (SWIM) con el título "Problems with large-scale modelling of salt water intrusion in 3-D". Traducción de Javier Custodio, ICCP. Revisado por E. Custodio.

(*) Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering, Hydrology & Ecology Group, P. O. Box 5048, 2600 GA Delft, the Netherlands.
e-mail: g.oude.essink@ct.tudelft.nl
r.boekelman@ct.tudelft.nl

básicas, aproximaciones analíticas, hidrodinámica, soluciones en estado estacionario y transitorio, y finalmente modelado matemático. No es posible, sin embargo, tratar todos los puntos en una comunicación breve. Por lo tanto, sólo se discute extensamente un punto que se está volviendo cada vez más importante: *problemas con el modelado tridimensional de la intrusión de agua salada en acuíferos de gran escala*. Los acuíferos costeros de gran escala se definen aquí como sistemas acuíferos a lo largo de la costa de varios centenares a pocos millares de kilómetros cuadrados. En estos sistemas aparecen principalmente distribuciones de densidad no uniformes.

El desarrollo en el modelado está causado principalmente por los (todavía emergentes) avances en técnicas de cálculo y las mejoras en las posibilidades de los ordenadores personales. Los dispositivos y herramientas, como los módulos gráficos sofisticados, pre- y postprocesadores están disponibles en el mercado. Ahora debe continuar el conocimiento y la experiencia sobre el modelado tridimensional (3D). Además, muchos procesos geo(hidro)lógicos en acuíferos costeros en donde aparecen principalmente distribuciones no uniformes de la densidad, se deberían simular actualmente con más precisión que lo que se ha simulado hasta ahora. Por ejemplo, el efecto de diferentes escenarios de recarga en pozos profundos o la salinización de los recursos de agua dulce debido a la sobreexplotación no debería ser simulado más con sólo modelos de interfaz neta (3D) o modelos de transporte de solutos 2D. En cambio, se precisa el modelado en 3D de la intrusión de agua salada, que se basa en el flujo del agua subterránea considerando la densidad del fluido y del transporte de solutos.

Algunas personas podrían pensar que, en el cambio de milenio, la posibilidad de modelar, simular y visualizar el flujo 3D del agua subterránea y el transporte 3D de la sal y otros constituyentes hidroquímicos es práctica común. Sin embargo, el futuro próximo es probablemente menos alagüeño, porque, en la práctica, el modelado 3D de la intrusión de agua salada en acuíferos costeros de gran escala está limitado. En esta comunicación se exponen los aspectos de las tres restricciones más importantes. En primer lugar, para eliminar la *dispersión numérica*, que con métodos de solución que aplican el método estándar de los elementos finitos (MEF) y el método estándar de las diferencias finitas (MDF), las dimensiones del elemento de malla deben ser pequeñas. Esto significa que sólo se pueden modelar geometrías de gran escala con una cantidad enorme de elementos de malla. En segundo lugar, el modelado 3D de geometrías de gran escala está limitado por la capacidad de la memoria y de la velocidad del ordenador: esto es lo que ha sido llamado el *problema de la máquina*¹. En tercer

lugar está el problema de la *disponibilidad de datos*, puesto que el modelado 3D requiere una gran cantidad de conjuntos de datos para la calibración y la verificación, donde los conjuntos de datos fiables son, en la práctica, raros.

En la sección 2 se presentan diferentes tipos de modelos de intrusión de agua salada. En la sección 3 la formulación matemática de la intrusión de agua salada viene dada por medio de la ecuación de transporte de solutos. En la sección 4 se resumen algunas técnicas de solución. En la sección 5 se discuten brevemente algunos modelos de intrusión de agua salada. Por consiguiente, las discusiones se centran en tres problemas: el problema de la dispersión numérica (sección 6); el problema de la máquina (sección 7), y el problema de la disponibilidad de datos (sección 8). Para concluir se esbozan algunas conclusiones.

2. TIPOS DE MODELOS DE INTRUSION DE AGUA SALADA.

En el pasado, el comportamiento del flujo de agua subterránea que depende de la densidad ha sido investigado tanto por medio de modelos analógicos como por modelos analíticos. Sin embargo, desde que aparecieron los ordenadores, los modelos matemáticos han ganado en importancia². En la actualidad se dispone de gran número de modelos matemáticos, que son capaces de manejar el flujo de agua subterránea dulce y salada en sistemas acuíferos. El U.S. Geological Survey es la principal institución en el desarrollo de modelos de flujo de agua subterránea en 2D y 3D. Algunos de los distribuidores de códigos informáticos asequibles son, entre otros, el International Group Water Modeling Center [IGWMC: Golden, EE.UU., 1995] y el Scientific Software Group, Washington D.C., EE.UU. [1995]. La bibliografía sobre aguas subterráneas dulces y saladas y códigos de ordenador y modelos disponibles puede encontrarse por ejemplo en REILLY y GOODMAN [1985], CUSTODIO et al. [1987], STRACK [1989] y MAIDMENT [1993]. Obviamente, en todas las comunicaciones del

(²) "Un modelo matemático simula indirectamente el flujo del agua subterránea mediante una ecuación de gobierno [...] para representar los procesos físicos que acontecen en el sistema." [Anderson & Woessner, 1992].

Salt Water Intrusion Meeting (SWIM) se presenta un gran número de casos de estudio con diferentes tipos de modelos.

2.1 Modelos bidimensionales y modelos tridimensionales

Los modelos de flujo de agua subterránea bidimensionales, que también simulan el transporte de solutos, requieren cierto esfuerzo antes de que sean completamente comprendidos. Aunque se pueden aplicar en varias situaciones, las aplicaciones prácticas son más bien limitadas. La restricción más importante de esos modelos es obviamente que sólo se pueden simular secciones verticales. Por lo tanto se debe seleccionar cuidadosamente una sección adecuada.

En muchos casos, sin embargo, el flujo de agua subterránea perpendicular a la costa se altera de tal manera que ya no es admisible la esquematización y el modelado de la situación real con una sección vertical. Tal situación sucede, por ejemplo, en zonas de polder, en donde el control de los niveles freáticos de aguas subterráneas conduce a modelos de flujo radial, en las zonas con geometrías geohidrológicas complejas o en la proximidad de pozos singulares en donde se extrae o recarga agua subterránea. En estas circunstancias se deben aplicar modelos 3D para simular el flujo del agua subterránea con influencia de la densidad. Obviamente, los modelos 3D requieren incluso más esfuerzo de comprensión, implementación y utilización que los modelos 2D. Por ejemplo, no se deberían subestimar los problemas derivados de la visualización del flujo del agua subterránea y el transporte de solutos en 3D en un monitor 2D (color). Por otra parte, el problema de la *dispersión numérica* restringirá también la aplicación práctica de los modelos de intrusión de agua salada en 3D (vea sección 3 para más detalles). La aplicación de esos modelos 3D a gran escala está todavía en un estadio de desarrollo incipiente.

2.2 Modelos de interfaz neta frente a modelos de transporte de solutos

Los modelos de interfaz neta se basan en la suposición de que una interfaz brusca entre el agua

subterránea dulce y salada representa la situación real. Este es el muy conocido *principio de Badon Ghyben-Herzberg*. Los sencillos modelos de interfaz neta se pueden aplicar como un medio educativo para tener una idea del comportamiento del agua subterránea dulce y salada en sistemas acuíferos costeros. Como tales, los modelos de interfaz neta se utilizan todavía ampliamente, como se puede deducir de muchas comunicaciones presentadas durante los SWIM. Con todo, se deberían considerar las restricciones en la aplicabilidad del principio:

1. En primer lugar, el principio sólo aproxima la existencia real del agua subterránea dulce, salobre y salina en el subsuelo. De hecho, la zona salobre entre el agua dulce y salada sólo se debería simplificar suponiendo una interfaz cuando el espesor máximo de la zona salobre sea del orden de sólo varios metros. Esta condición sólo es aplicable en las raras situaciones en que el lentajeón de agua dulce es debido a la recarga natural, como sucede en zonas de dunas arenosas o en islas (de coral).

2. En segundo lugar, el principio supone equilibrio hidrostático, cuando en realidad el sistema acuífero puede desviarse considerablemente de esta situación de equilibrio. En esos casos, p.ej. en masas de agua dulce cerca de la costa, no se debe aplicar el principio de Badon Ghyben-Herzberg, porque la posición calculada de la interfaz neta se desvía significativamente de la posición real al aproximarse a la costa.

En muchos sistemas acuíferos costeros aparece una zona de transición relativamente amplia entre el agua subterránea dulce, salobre y salada debida a varios procesos durante la historia geológica. Además, la zona de transición también se incrementa como resultado de la circulación del agua salobre debido a la entrada de agua salada, el régimen de mareas y las actividades antrópicas, como la recarga (artificial) y la extracción de agua subterránea con caudales altos y variables. Bajo tales condiciones se requieren modelos más sofisticados que los modelos con formulaciones para interfaces netas: a saber, modelos que tienen en cuenta la densidad variable. En esta comunicación se hará referencia a estos modelos como *modelos de transporte de solutos* o *modelos de intrusión de agua salada*. Ellos utilizan la

ecuación advectiva-dispersiva para convertir la concentración de solutos (o sólidos totales disueltos) en densidad. Son capaces de simular, entre otros, los cambios en la concentración de solutos (p.ej. cerca de pozos de bombeo debido al ascenso del cono), cambio en los volúmenes de agua dulce en zonas de dunas arenosas y cambios en la salinidad de la filtración en zonas de polder deprimidas. Como los modelos de transporte de solutos generalmente utilizan esquemas numéricos, se pueden utilizar también para simular sistemas acuíferos con geometrías complicadas e inversiones de agua subterránea dulce y salina.

3. FORMULACION MATEMATICA DEL TRANSPORTE DE SOLUTOS

La ecuación tridimensional para el transporte de solutos en medios porosos homogéneos puede ser escrita como:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (C V_i) + \frac{(C - C') W}{m} + \frac{\psi}{m} \quad (1)$$

donde:

C = concentración de solutos disueltos ($M L^{-3}$),

t = tiempo (T),

D_{ij} = coeficiente de dispersión hidrodinámica (vea sección 6) ($L^2 T^{-1}$),

$V_i = q_i / m$ = velocidad eficaz del agua subterránea en la dirección de x_i ($L T^{-1}$),

C' = concentración de los solutos disueltos en una fuente o sumidero ($M L^{-3}$),

$W(x, y, z, t)$ = término general de fuentes y sumideros (T^{-1}),

m = porosidad eficaz del medio (—)

ψ = fuente o sumidero por reacción química por unidad de volumen ($M L^{-3} T^{-1}$). Incluye la adsorción o intercambio iónico de equilibrio y reacciones irreversibles de primer orden (desintegración radioactiva).

A la ecuación 1 se la conoce como la *ecuación de transporte de solutos*, la *ecuación de advección-dispersión* o la *ecuación del transporte-disper-*

sión. El primer término a la derecha de la igualdad representa el cambio en la concentración de solutos debido a la dispersión hidrodinámica. El segundo término representa el efecto del transporte advectivo, que es el movimiento de los solutos debido al transporte por el agua subterránea circulante. El tercer término representa la adición o eliminación de solutos debido a las fuentes y sumideros de fluido, mientras que el cuarto término representa las reacciones químicas. Con respecto al transporte de un soluto conservativo, p.ej., sal, se supone que ψ es igual a cero.

4. METODOS DE SOLUCION

Se han desarrollado varios métodos para resolver tanto la ecuación de flujo del agua subterránea como la (complicada) ecuación del transporte de solutos. Los códigos de ordenador con métodos de solución adecuados ya están disponibles desde hace al menos dos décadas. En esta comunicación se mencionarán brevemente algunos métodos de solución:

Método analógico

Los modelos analógicos se han aplicado para investigar el comportamiento del agua subterránea dependiente de la densidad. Los modelos analógicos se basan en el hecho de que varios procesos físicos están gobernados por ecuaciones que son similares a las ecuaciones del flujo de agua subterránea. Por lo tanto esos procesos son análogos al flujo del agua subterránea. Si tal proceso se puede efectuar y medir, se puede aplicar para estudiar el flujo de agua subterránea en una situación determinada mediante la interpretación y conversión de las constantes físicas a las constantes del flujo del agua subterránea. Por desgracia, en la mayoría de los casos no se pueden aplicar modelos analógicos. Para simular el movimiento de contaminantes en el agua subterránea. Algunos modelos analógicos bien conocidos son el Hele Shaw, el de la membrana, el térmico y el eléctrico.

(3) También la teoría del vórtice tiene un carácter analítico. Resuelve el flujo del agua subterránea en combinación con una interfaz neta.

Métodos analíticos

Los modelos analíticos³ se basan en transformaciones (p. ej. Laplace) y en el método de la hodógrafa (por medio de la transformación conforme). Además, la derivación de fórmulas analíticas de fenómenos físicos análogos fue un enfoque eficaz en su tiempo. La similitud entre el flujo del agua subterránea y la conducción del calor en sólidos pareció ser muy conveniente [v.gr. CARSLAW y JAEGER, 1959]. En este proceso físico, varias soluciones analíticas son similares a las del flujo de agua subterránea en acuíferos. La aplicación de modelos analíticos está limitada en tanto que las soluciones analíticas sólo están disponibles para problemas relativamente sencillos (p.ej., acuíferos homogéneos, 1D o 2D, régimen permanente, interfaz neta). Por desgracia, las soluciones analíticas raramente están disponibles para problemas con flujo de agua subterránea con influencia de la densidad, en que el transporte de solutos está regido por la ecuación advectiva-dispersiva. Un caso raro de este tipo es el problema de HENRY [1964], en donde el agua salina penetra en un acuífero hipotético rectangular y se mezcla con un coeficiente de dispersión constante. El problema de HENRY se usa como prueba para los modelos de flujo de agua subterránea en 2D que pueden simular el transporte de solutos y el flujo con densidad variable [SEGOL, 1994]⁴.

Método de los elementos analíticos

Estos métodos se basan en la teoría de STRACK [1989]. Las soluciones analíticas se determinan para la altura piezométrica y la descarga que satisfacen las ecuaciones de gobierno de flujo y las condiciones de contorno especificadas en el acuífero. La ventaja más importante frente a los métodos numéricos convencionales es la ausencia de una malla fija. Por ejemplo, es posible ampliar el modelo a cualquier distancia para que incorpore características regionales sin que se

(4) Parece que actualmente ningún método ha tenido éxito en la reproducción de la solución de régimen permanente de Henry. Henry resolvió las ecuaciones mediante el método de Galerkin usando series de Fourier. Las imprecisiones de las soluciones de Henry son probablemente la consecuencia de los limitados dispositivos informáticos de la época [SEGOL, 1994].

sacrifique la precisión en la zona de interés. Además se puede conseguir fácilmente el refinamiento de la discretización y el detalle sobre un problema local.

Método de las diferencias finitas (MDF)

Este método es uno de los métodos más antiguos y más ampliamente usado. Se basa en la expansión de las series de Taylor para la determinación de las aproximaciones de las derivadas primeras y segundas de los parámetros en cuestión. No se usa a menudo para la resolución de la ecuación advectiva-dispersiva porque fácilmente en el esquema en diferencias finitas⁵ se puede presentar dispersión numérica. Para más información véase KONIKOW y BREDEHOEFT [1978]; y KINZELBACH [1987a].

Método de los elementos finitos (MEF)

Este método numérico (aplicado ya a principios de los 1950 a problemas de mecánica de sólidos) es un método muy bien conocido para la resolución de las ecuaciones diferenciales de gobierno. Una ventaja de este método es que es más fácil cambiar una malla de elementos finitos que una malla de diferencias finitas, porque los nodos pueden ser añadidos muy fácilmente en la malla de elementos finitos sin rediseñar la malla entera. Por ejemplo, se prefiere el MEF al MDF si es importante la representación exacta del contorno. La descripción de este método va más allá del objetivo de esta comunicación; sin embargo, se puede encontrar información importante en ZIENKIEWICZ [1971]; PINDER & GRAY [1977]; KINZELBACH [1987a] y BEAR & VERRUIJT [1987].

Método de las características

Este método se puede aplicar en problemas de intrusión de agua salada para la resolución de la ecuación advectiva-dispersiva (hiperbólica) para el flujo del agua subterránea. Al desacoplar las componentes advectivas y dispersivas de la ecuación, y resolviéndolas secuencialmente, se

(5) Parece que hay esquemas en diferencias finitas (de cinco puntos) que tienen en cuenta la aproximación de segundo orden. No aparece la dispersión numérica ni las oscilaciones, como tales.

puede eliminar en una gran proporción la dispersión numérica. Se presentan puntos móviles en este método, es decir, partículas, que pueden ser rastreadas por el campo de flujo en las coordenadas estacionarias de la malla de diferencias finitas. A este proceso se le denomina *seguimiento de partícula* ("particle tracking"). Para más información, véase GARDER, PEACEMAN & POZZI [1964]; KONIKOW & BREDEHOEF [1978] y KINZELBACH [1987a, 1987b].

Método del camino aleatorio.

El método del camino aleatorio también emplea el método de seguimiento de partículas. Cada partícula representa una masa fija de contaminante. Tanto el transporte advectivo como el dispersivo están representados por los movimientos de las partículas. El primer paso en esta técnica es el seguimiento de las partículas en la dirección del campo de flujo, mientras que la segunda etapa consiste en la adición de un movimiento aleatorio mediante las propiedades estadísticas para tener en cuenta el transporte dispersivo. Sólo la superposición de los itinerarios de las partículas y el recuento de la masa, revela la concentración en cada celda de la malla. El método del camino aleatorio puede ser usado para simular el transporte de contaminantes del agua subterránea cuando el número de Peclet es grande (ver sección 6.1). Una ventaja de este método es que las partículas sólo se introducen donde hay presencia de contaminantes. Para más información, véase KINZELBACH [1987a, 1987b] y UFFINK [1990].

Parece que la mayoría de modelos de intrusión de agua salada se basan en el MEF o en el MDF. En la actualidad, no obstante, toman importancia el método de las características y el método del camino aleatorio. Estos métodos pueden simular el flujo del agua subterránea en combinación con el transporte (complicado) de solutos sin los problemas de la dispersión (numérica). Este problema se discutirá en la sección 6.

5. MODELOS DE INTRUSION DE AGUA SALADA TRIDIMENSIONALES

Ya hay unos cuantos códigos de ordenador 3D disponibles que pueden hacer frente a la intru-

sión de agua salada en acuíferos costeros. Aquí se comentan algunos códigos seleccionados:

HST3D [KIPP, 1986] es un programa de diferencias finitas que puede simular el transporte de calor y de solutos. OSSENKOPPELE [1993] mostró que el modelado de la zona de dunas arenosas de las obras de captación para el abastecimiento de agua de Amsterdam a lo largo de la costa holandesa (dimensiones: 12 000 · 20 000 m² por 160 m) con el HST3D resultó ser bastante complicado. Se tuvieron que tomar dispersividades elevadas (v.gr. $\alpha_L=200$ m) pues de otra manera la ecuación del transporte de solutos no convergía hacia una solución. Como consecuencia, la dispersión hidrodinámica excesiva creó zonas salobres extensas y no realistas, que no concuerdan con la situación real.

SWICHA [HUYAKORN *et al.*, 1987; LESTER, 1991] es un código de elementos finitos 3D. Puede simular el flujo de fluido de densidad variable y procesos de transporte de solutos en medios porosos saturados. El rango de aplicación oscila desde el transporte unidimensional al complicado flujo acoplado tridimensional y transporte de solutos. Las ecuaciones de flujo de agua subterránea y de solutos se resuelven con el método de Galerkin. Para tratar la no linealidad de los problemas se utiliza un esquema iterativo de Picard implícito. Para la solución transitoria del problema de intrusión de agua marina se utiliza un esquema de intervalos temporales de Crank-Nicholson para hacer frente a la discretización temporal. La discretización espacial se realiza usando elementos triangulares o rectangulares. La ecuación de transporte de solutos no converja hacia una solución si se excede en un bloque de malla el llamado *número de Pécelet crítico*. Para resolver este problema SWICHA ofrece un truco opcional para el usuario: se añade una dispersión numérica (la llamada *dispersión artificial*) a la matriz de la ecuación de transporte de solutos. Entonces se eliminan las oscilaciones espaciales y ya no se supera el número de Pécelet crítico en este bloque de malla. Por consiguiente la solución convergerá. Parece que las dificultades en cuanto a la convergencia aparecen especialmente cuando se emplean dispersividades pequeñas, a menos que: (1) se añada mucha dispersión artificial a la matriz (entonces la dispersión global es grande de nuevo), ó (2) se refine la

malla para evitar las oscilaciones numéricas locales que acompañan al método de Galerkin.

METROPOL [SAUTER *et al.*, 1983] ("Method for the Transport of Pollutants") simula el flujo de agua subterránea de densidad variable y transporte simultáneo de contaminantes. Se basa en el método de los elementos finitos. METROPOL ha sido desarrollado por el Instituto Nacional Holandés de Salud Pública y Protección Ambiental (RIVM). Se ha empleado para simular la evaluación de la seguridad de cementerios geológicos de residuos nucleares en formaciones de sal (altamente salinas).

MVAEM [STRACK, 1995] es el modelo analítico MLAEM que ha sido ampliado con un módulo de densidad variable. MVAEM es capaz ahora de calcular la distribución tridimensional de presiones del agua en condiciones en que se conozcan la distribución de densidad en 3D en un acuífero. De LANGE [1996] ha aplicado el método de los elementos analíticos para desarrollar el "National Groudwater Model" (NAGROM) para sistemas acuíferos con densidad variable en los Países Bajos. Hay que hacer notar que, en la actualidad, MVAEM tiene algunos inconvenientes. En primer lugar no es posible (todavía) la simulación la dispersión hidrodinámica y la anisotropía. En segundo lugar todavía es un modelo de régimen permanente para la simulación del flujo de agua subterránea con densidad variable. El desplazamiento de los puntos con densidades a través de

distribuciones de velocidad conocidas no se ha resuelto todavía. Por ejemplo no es posible simular la intrusión de agua salada en función del tiempo. En tercer lugar, parece que el conocido como interpolador multicuadrático-biarmónico, que se emplea para proporcionar la distribución de densidad 3D inicial en un acuífero (mediante dos parámetros, Δ y h_{escala}) y para controlar la suavidad y comportamiento espacial de la distribución, puede que no sea lo suficientemente robusto como para producir distribuciones de densidad 3D fiables en todos los casos [VAN GERVEN & de LANGE, 1994].

SWIFT [WARD, 1991] ("Sandia Waste-Isolation Flow and Transport model") es un modelo 3D para simular el flujo de agua subterránea y el transporte de calor (energía), salmueras y radionúclidos en medios porosos y fracturados [MAIDMENT, 1993]. Las ecuaciones para el flujo, calor y salmueras están acopladas con la densidad del fluido, la viscosidad y la porosidad. Las ecuaciones se resuelven con el método de diferencias finitas.

6. EL PROBLEMA DE LA DISPERSION NUMERICA

Las aproximaciones numéricas de las derivadas de la ecuación del transporte de solutos no lineal puede introducir *errores de truncamiento* y *errores de oscilación* (véase fig. 1). Como tales, estos errores limitan las técnicas que resuelven la

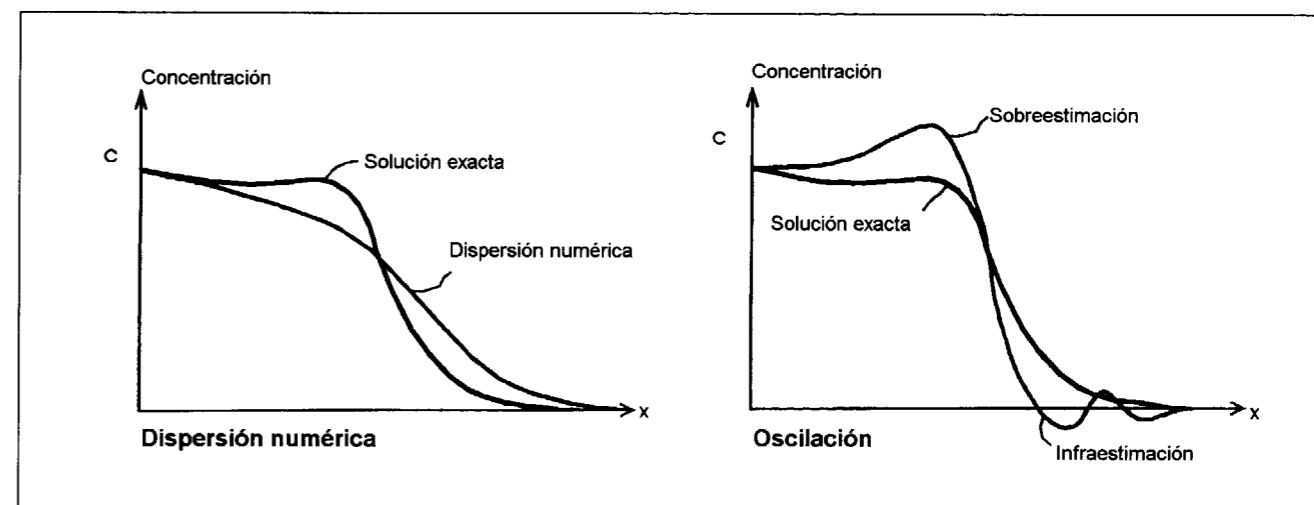


Fig. 1.- Esquema de la dispersión numérica y oscilación

ecuación en derivadas parciales. El error de truncamiento tiene el aspecto de un término adicional de tipo dispersivo, llamado *dispersión numérica*, que puede predominar sobre la precisión numérica de la solución. Las *oscilaciones* pueden producirse en la solución de la ecuación del transporte de solutos como resultado de la sobre e infraestimación de los valores de las concentraciones de solutos. Si las oscilaciones alcanzan valores inaceptables, la solución puede volverse incluso inestable.

Hay una relación estrecha entre la precisión numérica (dispersión numérica) y la estabilidad (oscilación) [PEACEMAN, 1977; PINDER & GRAY, 1977]. De hecho la dispersión numérica hace estabilizar la solución de la ecuación de transporte de solutos. La dispersión numérica esparce el frente brusco al generar una solución que aplica una dispersión mayor que la dispersión hidrodinámica. Para eliminar la dispersión numérica se puede adaptar el esquema numérico (tanto espacialmente como temporalmente). Mientras tanto este esquema puede llevar a la sobre e infraestimación, y por consiguiente se puede amplificar la oscilación. Por estas razones se debe escoger cuidadosamente el esquema de discretización para controlar tanto la precisión numérica como la estabilidad. En esta comunicación el interés se centra en la discretización espacial, que es en gran medida responsable de la dispersión numérica.

6.1 Análisis del error de truncamiento

Para cuantificar la precisión numérica se debería efectuar un *análisis de valores propios* de la ecuación advectiva-dispersiva. Esta clase de análisis demostrará la importancia del tamaño del bloque de malla [vease, p.ej. FRIND & PINDER, 1983]. Cuál de los términos de la ecuación advectiva-dispersiva es más dominante depende del tamaño relativo de los flujos advectivos y dispersivos al nivel del elemento de discretización [KINZELBACH, 1987a]. Se puede aplicar el número de Péclet de malla para evaluar el proceso dominante. Para números de Péclet de malla pequeños ($Pe_{malla} < 1$) predominan los flujos dispersivos (el aspecto parabólico de la ecuación advectiva-dispersiva), mientras que para números de Péclet de malla grandes ($Pe_{malla} > 2$) domina

el flujo advectivo (el aspecto hiperbólico). En problemas de campo predomina la mayoría de las veces el transporte advectivo de solutos sobre el transporte dispersivo. La resolución numérica (por medio del MEF o MDF estándar) de una ecuación de naturaleza hiperbólica es más difícil que la resolución de una ecuación de naturaleza parabólica.

A menudo se emplea un esquema unidimensional de la ecuación advectiva-dispersiva estándar para demostrar, en el caso del método de las diferencias finitas⁶, de manera fácil el principio de comprobación de errores de truncamiento [p.ej. BEAR y VERRUIJT, 1987]. Las aproximaciones de las derivadas de primer orden generan errores del orden de magnitud de las derivadas segundas. Esto se ve usando expansiones en series de Taylor [p.ej., LANZ, 1971; INTERCOMP, 1976; BEAR y VERRUIJT, 1987]. Los errores de truncamiento dependen del esquema de aproximación numérica escogido (p.ej., la diferencia regresiva, central o progresiva en el espacio y en el tiempo). Para el análisis del error de truncamiento, se define el llamado *número de Péclet de malla*:

$$Pe_{malla} = \frac{V\Delta x}{D_h} \quad (2)$$

donde:

Pe_{malla} = número de Péclet de malla (—)
 V = velocidad efectiva del agua subterránea (LT^{-1})
 Δx = dimensión del bloque de malla (L)
 D_h = dispersión hidrodinámica (L^2T^{-1}).

Los números de Péclet de malla (y números de Courant⁷) se mencionan en varias descripciones cuantitativas. El que se elimine la dispersión numérica o no depende del método de discretización empleado [v.gr. JENSEN y FINLAYSON, 1978; VOSS y SOUZA, 1987]. En resumen, parece

⁽⁶⁾ El análisis de los errores (de truncamiento y oscilación) causados por la dispersión numérica y oscilación mediante aproximaciones en diferencias finitas centrales para el MDF es similar para el MEF [PINDER y GRAY, 1977; KINZELBACH, 1987a].

⁽⁷⁾ La condición de Courant $C_0 = V\Delta t / \Delta x$ se interpreta físicamente como el cociente entre la distancia del transporte convectivo durante un intervalo de tiempo y la discretización temporal.

que para obtener valores propios reales y diferentes, la discretización espacial debe cumplir la condición [DAUS *et al.*, 1985]:

$$\begin{aligned} Pe_{malla} \leq 2 & \text{ Algoritmo de diferencias finitas, central en el espacio} \\ Pe_{malla} \leq 2 & \text{ Algoritmo de elementos finitos, funciones de base lineales} \\ Pe_{malla} \leq 4 & \text{ Algoritmo de elementos finitos, funciones de base cuadráticas} \end{aligned} \quad (3)$$

La solución de la ecuación advectiva-dispersiva se enfrenta con dificultades, ya que los modelos basados en el MEF y MDF estándares pueden conducir a resultados inverosímiles si no se cumplen las condiciones de discretización espacial. Ambos métodos, ampliamente usados, tienen en común que producen resultados malos con grandes números de Péclet (de malla). Como tal es curioso que este bien conocido hecho no reciba una mayor atención en la práctica del modelado numérico del transporte de contaminantes del agua subterránea [UFFINK, 1990].

6.2 El coeficiente de dispersión

La dispersión hidrodinámica D_h se define como el efecto combinado de dos procesos, la dispersión mecánica y la difusión molecular:

$$D_h = D_m + D_d \quad (4)$$

donde:

D_m = coeficiente de dispersión mecánico (o advectivo, L^2T^{-1}). Este proceso está causado por la variación de velocidades a escala microscópica. La extensión superficial depende tanto del flujo del fluido como de las características del sistema poroso en el que se produce el flujo,

D_d = coeficiente de difusión molecular (L^2T^{-1}). Este proceso está causado por el movimiento aleatorio de las moléculas del fluido y depende de los gradientes de concentraciones, las propiedades del fluido y el terreno.

En condiciones de flujo del agua subterránea nor-

males, la difusión molecular es de importancia marginal con respecto a la dispersión mecánica. La subdivisión de la dispersión hidrodinámica en dispersión mecánica y difusión molecular es artificial. El coeficiente de dispersión hidrodinámico, que es un tensor simétrico de segundo orden, se puede definir para un acuífero isótropo en función de dos constantes:

$$\begin{aligned} D_L &= \alpha_L |V| \\ D_T &= \alpha_T |V| \end{aligned} \quad (5)$$

donde:

α_L = dispersividad longitudinal del acuífero (L)
 α_T = dispersividad transversal del acuífero (L).

La determinación exacta de la dispersión hidrodinámica es muy difícil, si no imposible, pues depende de muchos efectos (v.g. efectos de escala, digitaciones, efectos transitorios [ANDERSON y WOESSNER, 1992]). De hecho, cuanto más se conoce la distribución de la conductividad hidráulica y de la porosidad y, por consiguiente, la distribución exacta de la velocidad, más converge el valor de la dispersión hidrodinámica al valor de la difusión molecular. Como tal, se debe modelar el medio heterogéneo y anisótropo con tanta precisión como sea posible. Sin embargo, como no es posible determinar la distribución de la conductividad hidráulica exacta así como la distribución de velocidades, no se puede dar el valor exacto del coeficiente de dispersión. Por esta razón, la dispersión mecánica que se introduce en el modelo, puede (de alguna manera) ser incrementada para tener en cuenta esas incertidumbres en los parámetros del subsuelo. Cuanto menos se sepa, más altas tendrán que ser las dispersividades del modelo.

GELHAR *et al.* [1992] revisó 59 emplazamientos de campo diferentes para clasificar los datos de dispersividad en tres grupos de confianza. La escala representativa de los casos variaban de 10^{-1} a 10^5 m. Encontró que para esos casos la dispersión longitudinal oscilaba de 10^{-2} a 10^4 m. En resumen, la variación de la dispersividad refleja la influencia de los diferentes grados de heterogeneidad del acuífero en diferentes emplazamientos. Concluyó que, en general, las dispersividades longitudinales en la parte inferior del

rango indicado son probablemente más realistas para aplicaciones de campo. Por consiguiente, la llamada *dependencia de escala* de las dispersividades ($\alpha_L=0,1 L$, donde L es la distancia recorrida por el contaminante), determinada mediante datos de campo se debe revisar críticamente. Además, indicaba que se carece de experimentos a largo plazo y a muy gran escala, que se extiendan a varios kilómetros.

En contraste con algunos lugares, especialmente en EE.UU. (véase, p.ej. los casos en GELHAR *et al.*, 1992), las mejores estimaciones de las dispersiones longitudinales de los sistemas acuíferos de gran tamaño holandeses y belgas, con sedimentos holocenos y pleistocenos de origen marino y fluvial parecían indicar valores más bien pequeños. Esta observación se basa en varios casos de estudio, como los de LEBBE [1983], KOOIMAN *et al.* [1986], STUYFZAND [1991]; WALRAEVENS *et al.* [1993]; y OUDE ESSINK [1993]. Por ejemplo, los cálculos indican que si se simula una dispersión hidrodinámica grande (que implica grandes dispersividades) durante tiempos de simulación elevados, se generan soluciones no realistas [OUDE ESSINK,

1996]. En la fig. 2 se evalúa el efecto de la dispersividad longitudinal α_L al compararla con el resultado de las simulaciones con cuatro valores diferentes de α_L : 0,02 m, 0,2 m, 2,0 m y 20,0 m.

La distribución del cloruro de la sección corresponde a un tiempo de simulación de 134 años: de 1854 hasta el final de 1987. La sección está situada en una zona de dunas arenosas de la costa holandesa donde se ha formado un lentejón de agua dulce. La distribución en cloruros concuerda mejor con la distribución observada si se emplean dispersividades longitudinales pequeñas, es decir $\alpha_L=0,02$ m y $\alpha_L=0,2$ m. Por el contrario, el caso con $\alpha_L=2,0$ m muestra un lentejón de agua dulce que es demasiado ancho, mientras que el caso con $\alpha_L=20,0$ m ya no es capaz de simular el lentejón de agua dulce: el sistema acuífero sólo consiste en una ancha zona de agua salobre. Esta situación no responde a la realidad.

6.3 El tamaño del bloque de malla

Si la dispersión mecánica predomina sobre la

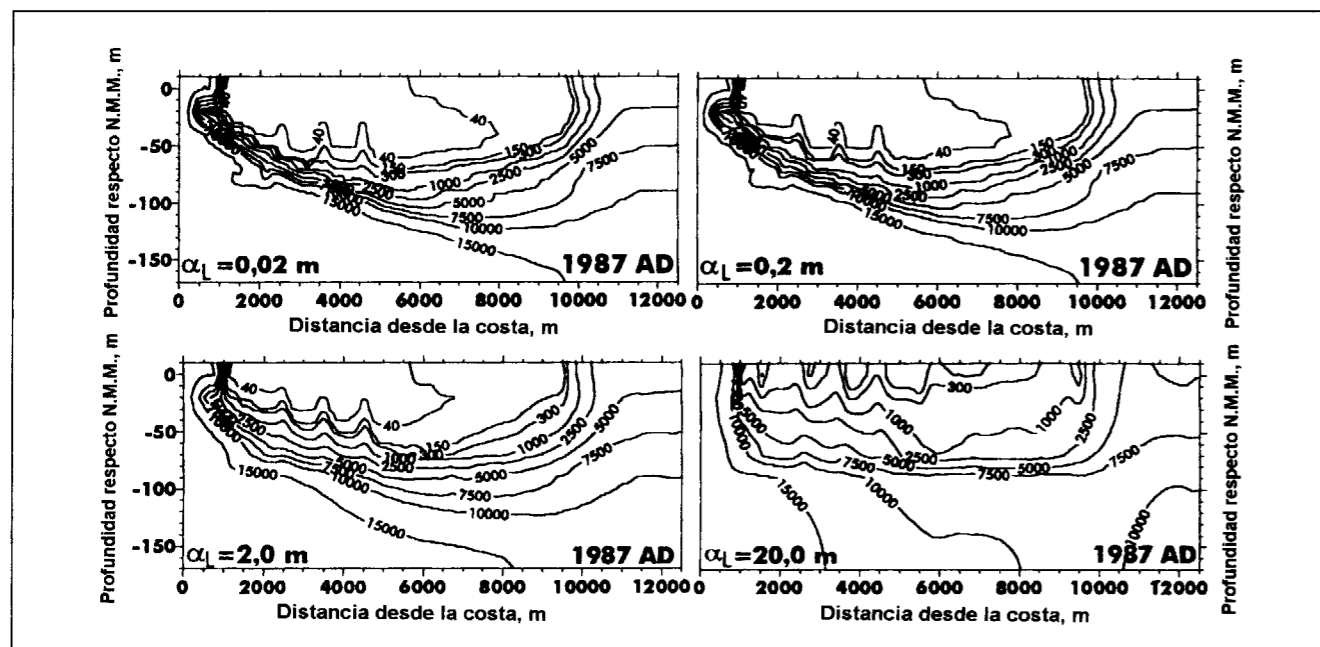


Fig. 2.- Distribución del cloruro (en mg Cl/L) en 1987 en una sección de la zona de dunas arenosas de las captaciones de abastecimiento de agua de Amsterdam, Holanda, calculada con MOC [KONIKOW y BREDEHOEFT, 1978] (adaptada para diferencias de densidad para poder modelar secciones verticales) [OUDE ESSINK, 1996]) para cuatro dispersividades longitudinales diferentes: $\alpha_L=0,02$ m, $\alpha_L=0,2$ m, $\alpha_L=2,0$ m y $\alpha_L=20,0$ m. Sólo se simula un lentejón de agua dulce de gran espesor con pequeñas dispersividades.

difusión molecular, la dispersión hidrodinámica D_h de la ecuación 2 se puede expresar como

$$D_h = \alpha_L |V|$$

y por consiguiente la ecuación 3 se convierte en:

- $\Delta x \leq 2\alpha_L$ Algoritmo de diferencias finitas, central en el espacio
- $\Delta x \leq 2\alpha_L$ Algoritmo de elementos finitos, funciones de base lineales
- $\Delta x \leq 4\alpha_L$ Algoritmo de elementos finitos, funciones de base cuadráticas (6)

Observese que se obtienen soluciones aceptables con valores hasta $\Delta x \leq 10\alpha_L$ ⁸. Como tal, esta restricción no es muy obligatoria. En estas circunstancias, la solución puede ser todavía sufi-

⁽⁸⁾ SUDICKI [1989] incluso obtuvo soluciones altamente precisas para números de Péclet de malla en exceso de 30 para el método de los elementos finitos, basado en una transformación de Laplace de las derivadas temporales.

cientemente satisfactoria aunque en algunos lugares aparezca sobre e infraestimación (o sea, oscilación).

De las formulas en la ecuación 6 se puede deducir que la aplicación para la modelación de la intrusión de agua salada en acuíferos costeros de gran tamaño está limitada para códigos de ordenador 3D que estén basados en el MEF y MDF estándares (véase fig. 3). De hecho, la limitación implica que la dimensión del bloque de malla no puede ser mayor que cuatro veces la magnitud de la dispersividad longitudinal. Por desgracia, la dispersión longitudinal es para muchos sistemas acuíferos del orden de (como máximo) metros, y, por consiguiente, las dimensiones del bloque de malla debe ser del orden de (decenas de) metros. Por consiguiente, se precisa de un gran número de bloques de malla para la modelación de zonas de gran tamaño, de varios kilómetros cuadrados. Por ahora, el número total de bloques de malla está limitado por la capacidad de memoria y el tiempo de ejecución de ordenador. En conclusión, cuando se emplean el MEF y el MDF estándares, el modelado de la intrusión de agua salina

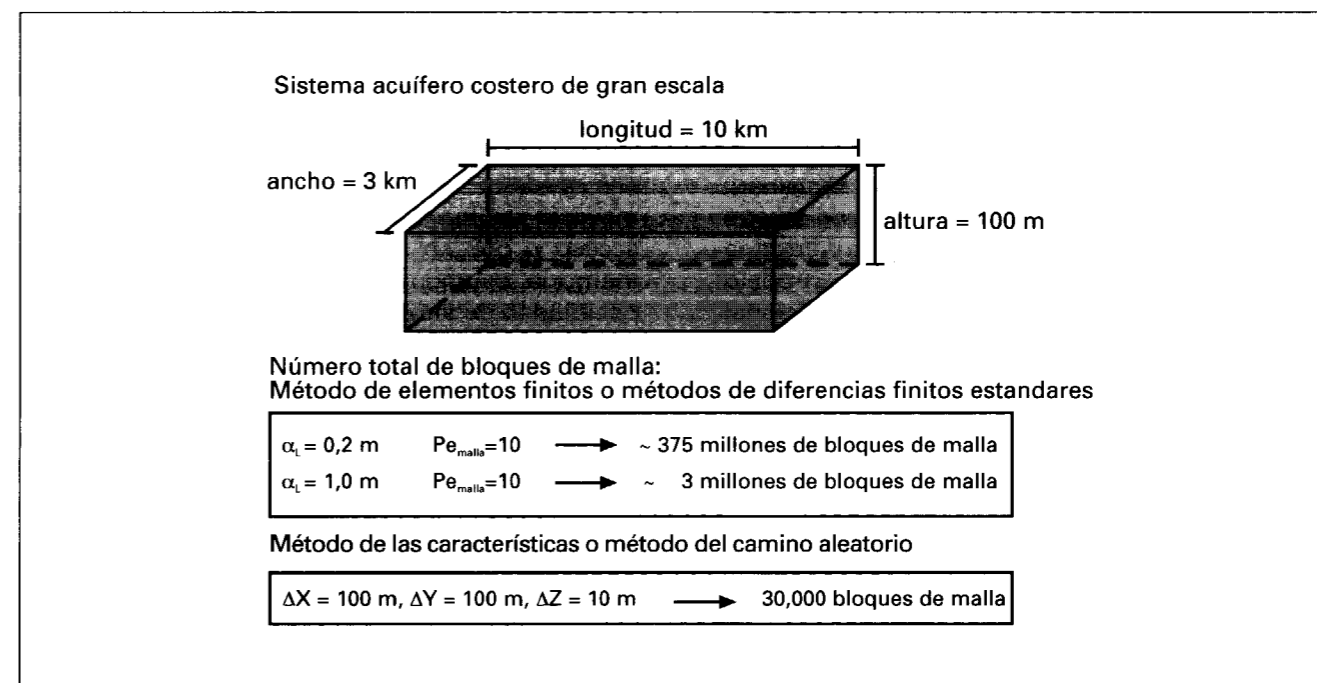


Fig. 3.- Efecto de la dispersividad longitudinal α_L en el número total de bloques de malla que se requieren para simular un acuífero costero de gran escala mediante un modelo basado en método de elementos finitos, o de diferencias finitas estándares y un modelo basado en el método de las características o en el método del camino aleatorio (o sea sin que afecte α_L)

3D en sistemas acuíferos costeros es, por ahora, posible sólo en la escala de pequeñas geometrías, como islas pequeñas.

6.4 Remedio para el problema de la dispersión numérica

Para evitar los problemas de dispersión numérica asociados con las soluciones de elementos finitos y diferencias finitas de las ecuaciones advec-tivas-dispersivas, se deben usar soluciones de seguimiento de partículas, como el método de las características (seguimiento de partícula para la convección con una solución de diferencias finitas para la parte dispersiva) o el método del camino aleatorio (para reproducir una distribución gaussiana de partículas para simular la dispersión). Como tal, pensamos que un modelo interconectado del bien conocido MODFLOW [MCDONALD y HARBAUGH, 1984] y MT3D [ZHENG, 1990] pueden evitar el problema de la dispersión numérica (véase fig. 3). MODFLOW es el modelo de flujo de agua subterránea más ampliamente usado en el mundo. Un modelo lanzado recientemente (1994) es el modelo de transporte 3D modular llamado MT3D que es completamente compatible con MODFLOW. MT3D emplea el método de las características, el método modificado de las características o un híbrido de estos dos métodos. Se ha desarrollado para simular el transporte de solutos⁹ sin las complejidades de los efectos de calor y densidad. Sin embargo, el modelo combinado se puede adecuar para simular el flujo de agua subterránea con efectos de densidad adaptando el modelo original de MODFLOW con un término adicional al flujo específico vertical de Darcy en la ecuación de flujo de agua subterránea, llamado *flotabilidad o velocidad de gradiente de densidad vertical*. Esta adaptación se ha realizado ya con éxito para el modelo 2D MOC [LEBBE, 1983; OUDE ESSINK, 1996]. SCHAARS [1996] ha adaptado ya MODFLOW para diferencias de densidad al convertir, con ayuda de MATLAB (un paquete que es capaz de manipular y mostrar matrices), los parámetros del subsuelo estándares a parámetros del subsuelo dependientes de la densidad (basado en un artículo de MAAS y EMKE [1989]). En la

actualidad ese modelo es de régimen permanente, y por lo tanto no se puede simular aún la intrusión de agua salina en función del tiempo.

Además, se están investigando métodos de resolución más efectivos basados en el método de los elementos finitos con el propósito de reducir la dispersión numérica [SUDICKY, 1989; VAN ESCH, comunicación personal, 1996].

7. EL PROBLEMA DE LA MAQUINA

Hasta hace algunos años, el modelado 3D de la intrusión de agua salada en acuíferos costeros de gran escala no era posible en la práctica debido a las limitaciones de las posibilidades informáticas¹⁰. Los motivos principales que restringen su aplicación son el problema de la memoria (memoria limitada para almacenar los datos de un modelo 3D) y el problema de la velocidad (velocidad de cálculo limitada para ejecutar un modelo 3D transitorio). Es de opinión general el que esta situación está cambiando muy rápidamente.

7.1 El problema de la memoria

Se precisa de un sistema informático con suficiente *memoria de acceso aleatorio* (RAM) para almacenar datos y arreglos durante la ejecución del modelo. Hasta hace unos pocos años la mayoría de los compiladores FORTRAN tenían acceso a 640 kb de RAM, que es el límite de memoria estándar del MS-DOS. Como tal, la posibilidad de almacenamiento de grandes cantidades de datos estaba limitada. De este modo, los conjuntos que representan los parámetros y el número de celdas de malla no se debían dimensionar demasiado grandes. El problema de memoria insuficiente se ha resuelto recientemente. Desde finales de la década de 1980 se dispone de mucha más memoria en los ordenadores personales: la llamada *RAM de memoria extendida* (EM RAM). Los ejecutables de los códigos

⁽¹⁰⁾ El modelado 3D del comportamiento de los yacimientos de petróleo y gas por las industrias del petróleo existe desde hace muchos años: aparentemente la rentabilidad en la predicción de yacimientos de petróleo y gas ha sido mayor.

⁽⁹⁾ Notar que MT3D no está libre de errores: parece que el error en el balance de solutos no es todavía despreciable.

gos informáticos pueden direccionar esta EM RAM más allá del límite de la RAM de 640 kb normal del DOS mediante compiladores sofisticados (p.ej., el compilador Lahey Fortran F77L-EM/32 junto con el sistema operativo Lahey/Ergo/Phar-Lab 386). Como tal, incluso los ordenadores personales aislados pueden acomodar un número mucho mayor de bloques de malla que con los 640 kb de RAM convencional.

La tabla 1 muestra el número de elementos de malla de algunos códigos. Por ejemplo, originalmente el número de celdas de malla en el modelo MOC¹¹ [KONIKOW y BREDEHOEFT, 1978] era de

⁽¹¹⁾ Hoy en día se conoce al modelo MOC como USGS 2-D TRANSPORT.

400 (20 por 20 celdas de malla) que requerían cerca de 302 kb de RAM. Como el número máximo de celdas de malla con 640 kb de RAM era de sólo 900 celdas (591 kb de RAM), la aplicación de MOC para geometrías de gran escala estaba bastante limitada. Incluso se debe almacenar más datos para modelos 3D. Por ejemplo, NAVOY [1991] empleó 52 470 bloques de malla para modelar un área de 60 km x 45 km con MODFLOW (5 capas, 160 columnas y 99 filas). El área de dunas arenosas de las captaciones para el abastecimiento de agua de Amsterdam en los Países Bajos, que tiene una geometría de 19 000 m x 12 000 m por 160 m se ha esquematizado con 40 000 bloques de malla usando MODFLOW [SCHAARS, 1996], y con 11 408 bloques de malla usando HST3D y METROPOL

Código informático	Memoria extendida RAM (Mb)	Número de elementos (2D) o bloques de malla (3D)
MOC (2D), adaptado* para diferencias de densidad por OUDE ESSINK (1996)	†0,3	‡400
	†0,6	900
	3,5	10 000
	6,7	20 000
	16,4	50 000
MOC DENSE (2D)♣	2,5	2 500
SUTRA (2D)♥	4	1 300
	8	2 175
	16	6 525
HST3D (3D)	4	2 500
	8	7 000
	16	14 000
MODFLOW (3D)	♣4	60 000

*: MOC (USGS 2D TRANSPORT) está adaptado para simular la intrusión de agua salada en secciones verticales (OUDE ESSINK, 1996)

†: con 640 kb de RAM convencional, el límite de memoria estándar del DOS.

‡: en el caso con 400 celdas de malla, el número de partículas por celda de malla es 8, mientras que para los otros casos el número de partículas es 9.

♣: MOC DENSE (SANDFORD y KONIKOW, 1985) es una versión adaptada de MOC, desarrollada para secciones verticales (basada en presiones).

♥: la principal razón para este número pequeño de celdas de malla en comparación con MOC es que SUTRA (VOSS, 1984) tiene que asignar conjuntos adicionales para las características del subsuelo.

♣: también es posible emplear un sistema de memoria virtual que usa almacenamiento en el disco para complementar la memoria del computador. Sin embargo, téngase en cuenta que entonces la velocidad del computador disminuirá significativamente.

Tabla 1. El número de elementos o bloques de malla de programas de ordenador ejecutables depende de la memoria RAM extendida libre (EM RAM) del ordenador (Fuente: Scientific Software Group, 1995). Téngase en cuenta por ej. en un ordenador de 8 Mb de EM RAM sólo algo de los 7 Mb está libre para asignación de memoria.

[OSSENKOPPELE, 1993]. Para modelar una geometría de gran escala con las dimensiones 10 000 m x 20 000 m por 150 m con MODFLOW (adaptado e interconectado con MT3-D, véase subsección 6.4), se requieren 300 000 bloques de malla de dimensión¹² 100m x 100m x10m. Como tal, la memoria para el almacenaje de los datos debe incrementarse significativamente: hasta varias decenas de Mb de RAM. Actualmente, la EM RAM de un ordenador se puede incrementar sin grandes dispendios. Por ejemplo, 4 Mb de EM RAM cuesta sólo unos 130 US\$ (verano 1996¹³). Los sistemas informáticos estándares contienen varias (decenas de) Mb de EM RAM, por lo que se ha eliminado el problema de la memoria para los problemas 2D y algunos de los 3D. En cualquier caso, ahora (1996) la utilización a una escala amplia de modelos 3D para geometrías extensas y complejas está todavía en pañales.

7.2 El problema de la velocidad

A la cantidad de tiempo necesaria para ejecutar los cálculos con el programa informático para el conjunto de datos de entrada dado de un pro-

⁽¹²⁾ Tengan en cuenta que en las zonas donde los cambios en la distribución de la salinidad futura estén limitados, la malla puede ser más grosera, lo que reducirá el número de bloques de malla.

⁽¹³⁾ En septiembre de 1995, 4 Mb de EM RAM costaban unos 260 US\$, mientras que en primavera de 1990 costaba unos 2500 US\$.

Sistema informático	Tiempo de ejecución	Velocidad (en relación con un PC)
PC	49 min 43 s	1
XT	26 min 13 s	1,9
286 (AT)	7 min 7 s	7,0
386 16 MHz	5 min 8 s	9,7
386 25 MHz	5 min 2 s	9,9
486 25 MHz	1 min 40 s	29,8
486 33 MHz	1 min 16 s	39,3
486 50 MHz †	±1 min	49,7
Pentium 120 Mhz †	±16 s	186,4

†: Basado en la experiencia particular de los autores.

Tabla 2. Tiempo de ejecución de diferentes sistemas informáticos (procesadores) con diferentes MHz para un problema de prueba (ANDERSON y WOESSNER, 1992)

blema geohidrológico se la conoce como *tiempo de ejecución*. Este tiempo de ejecución depende de cuatro factores:

a. La velocidad del computador

La tabla 2 ilustra cómo actúan algunos tipos de sistemas informáticos. La diferencia en MHz no importa mucho. Como se puede apreciar, los nuevos sistemas informáticos con procesadores (velocidad de disco) más rápidos abren la utilización del modelado 3D de geometrías de gran escala.

b. El tamaño del modelo

El número de bloques de malla y la clase de ecuaciones de gobierno que se resuelven determina el tamaño del modelo. Cuanto mayor es el número de bloques de malla, mayor será el tiempo de ejecución

c. La eficiencia del compilador

Para ejecutar un modelo se debe construir un archivo ejecutable del código de ordenador con un compilador apropiado. El compilador lee el código fuente y genera órdenes de código de máquina para el soporte físico del computador. Algunos compiladores se comportan frente a las instrucciones y la información de manera más eficiente que otros. Por ejemplo, el compilador Lahey Fortran (F77L-EM/32) es capaz de una compilación muy rápida de códigos FORTRAN. Este

compilador puede ya direccionar la memoria extendida de la RAM desde, como mínimo, a finales de la década de 1980.

d. El tipo de dispositivo de salida

Algunos modelos esperan la entrada por teclado durante la ejecución o escriben frecuentemente en el monitor o incluso en un fichero de salida. Estas acciones incrementan el tiempo de ejecución (archivos de salida grandes de varios Mb pueden incrementar el tiempo de ejecución significativamente). Los dispositivos de salida se pueden reducir estableciendo las opciones de impresión a una salida mínima.

8. EL PROBLEMA DE LA DISPONIBILIDAD DE DATOS

Obviamente, un modelo numérico que se emplea para simular el flujo del agua subterránea y el transporte de solutos en un acuífero costero, debe ser calibrado y verificado con datos de agua subterránea disponibles para probar su capacidad predictiva, precisión y estabilidad. Ejemplos de datos de agua subterránea son los parámetros del subsuelo (p.ej, la conductividad hidráulica, la posición exacta de los acuitardos; la porosidad eficaz; la anisotropía y la dispersión hidrodinámica), caudales de extracción del agua subterránea, y salinidad y distribución de los niveles piezométricos en función del tiempo y del espacio. Lamentablemente, en muchos casos no se dispone de suficientes datos fiables. La disponibilidad de suficientes datos fiables es incluso más acuciante para modelos 3D que para modelos 2D. Por esta razón, el empleo de códigos informáticos 3D está seriamente limitado.

8.1 Extrapolación de datos de 1D y 2D a 3D

De hecho, la toma de datos es uni o bidimensional. La información geohidrológica se obtiene principalmente en una fuente puntual (p.ej. nivel del agua subterránea de un piezómetro) o de una fuente lineal (información geohidrológica de una columna geohidrológica). Esta información debe ser extrapolada o interpolada a una distribución 3D de los parámetros del subsuelo. Este paso obviamente se enfrenta con algunas dificultades.

8.2 Series temporales largas de constituyentes hidroquímicos.

Otro problema es que la calibración de los modelos de flujo del agua subterránea con salinidades cambiantes en el espacio y en el tiempo es bastante laboriosa. Como el flujo del agua subterránea y, por consiguiente, el transporte de los componentes hidroquímicos son procesos lentos, se necesitan algunos años para que se pueda detectar una salinización. Como tal se necesitan series temporales relativamente largas de salinidades (de algunas decenas de años o incluso más) para calibrar con precisión la intrusión de agua salada en 3D en acuíferos costeros de gran escala. Por desgracia sólo ocasionalmente se dispone de estas series temporales y las medidas fiables son escasas en muchos casos. En consecuencia, la calibración será menos fiable. Se tiene que tomar muchos datos durante muchos años antes de que se pueda lograr una buena calibración.

8.3 Remedio para el problema de la disponibilidad de datos

Se debería intensificar la toma y el análisis de datos fiables de agua subterránea, que varían desde parámetros del subsuelo a registros de concentraciones de solutos y niveles piezométricos en función del tiempo y del espacio. Los procesos de salinización actuales deberían ser seguidos en función del tiempo para detectar cambios a largo plazo. Se debería determinar y describir la geometría y los parámetros hidráulicos de los sistemas acuíferos costeros, en especial para aquéllos que son vulnerables y sensibles a procesos naturales y antrópicos.

Para resolver el problema de la disponibilidad de datos en cierta medida pueden ser de gran utilidad los llamados *Sistemas de Información Geohidrológicos* (GIS). En estos sistemas se pueden almacenar todos los datos geohidrológicos importantes. Al analizar estos sistemas se pueden detectar inmediatamente las zonas con carencia de datos. En 1990, institutos de investigación, organizaciones gubernamentales y compañías de abastecimiento de agua potable de los Países Bajos, comenzaron el desarrollo del llamado Sistema de Información Geohidrológico Regional ("Regional Geohydrologic Information

System", REGIS). En REGIS se dispone de una base de datos para suministrar toda clase de información geohidrológica de importancia, tales como datos geoelectrónicos, niveles del agua subterránea (datos de piezómetros), datos químicos, columnas litológicas, información topográfica, datos de ensayos de bombeo y piezómetros, localización de contaminantes, etc. En la actualidad el sistema está en funcionamiento y ya ha demostrado que es provechoso.

CONCLUSIONES

Aunque el modelado 3D de la intrusión del agua salada en acuíferos costeros de gran escala es técnicamente viable, aparecen un cierto número de problemas prácticos.

En primer lugar, para eliminar los errores de truncamiento y de oscilación en la solución de la ecuación advectiva-dispersiva, los modelos basados en el MEF o MDF estándar deben cumplir la condición de que la discretización espacial (o sea, la dimensión del bloque de malla) no sea mayor que unas pocas veces la magnitud de la dispersividad (longitudinal), representada por la dispersión hidrodinámica. Cuando la dimensión del sistema acuífero en cuestión es grande y la dispersividad (longitudinal) es pequeña (p.ej., del orden decimétrico para los sedimentos holocenos y pleistocenos de origen marino y fluvial), las dimensiones de los bloques de malla deben ser del orden de (decenas de) metros. Esta condición de discretización espacial restringe considerablemente la utilización práctica de los códigos informáticos 3D con transporte de solutos dispersivo, como HST3D, SWICHA y METROPOL, en la simulación de la intrusión de agua salada en 3D en acuíferos (homogéneos) costeros de gran escala. Sin embargo, un modelo interconectado de MODFLOW (adaptado para simular el flujo del agua subterránea con efecto de densidad) y el modelo de transporte MT3D probablemente evitará el problema de la dispersión numérica.

En segundo lugar, el número de bloques de malla requeridos para modelar acuíferos (homogéneos) costeros de gran escala es enorme, p.ej., de varios centenares o millares de bloques de malla. Por ahora, el computador (personal o mini) que se emplea para ejecutar un modelo con este

número de bloques de malla no es todavía lo suficientemente rápido, pero lo será dentro de pocos años. La asignación de memoria ya no es más un problema, pues ya se dispone en gran cantidad de computadores con algunas decenas de Mb de memoria extendida.

En tercer lugar, el gran número de datos de agua subterránea que se requieren para la calibración y la verificación no está disponible en la mayoría de los casos. Por lo tanto, se debe incrementar la toma de datos. Sin embargo, se tiene que aceptar que la recogida de datos siempre estará rezagada respecto a los avances en las prestaciones de los computadores.

REFERENCIAS

- ANDERSON, M. P. & WOESSNER, W. W. 1992. Applied groundwater modeling. Simulation of flow and advective transport. *Academy Press, Inc., San Diego*.
- BEAR, J. & VERRUIJT, A. 1987. Modeling Groundwater Flow and Pollution. *D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, the Netherlands, 414 p.*
- CARSLAW, H. S. & JAEGER, J. C. 1959. Conduction of Heat in Solids. *Oxford University Press, London*.
- CUSTODIO, E. & BRUGGEMAN, G. A. (eds). 1987. Groundwater Problems in Coastal Areas. *Studies and Reports in Hydrology. UNESCO, International Hydrological Programme, Paris*.
- DAUS, A. D., FRIND, E. O. & SUDICKY, E. A. 1985. Comparative error analysis in finite element formulations of the advection-dispersion equation. *Adv. in Water Resour., 8: 86-95*.
- ESCH, J. M. VAN. 1996. *Delft Geotechnics. P. O. Box 69, 2600 AB Delft, the Netherlands*.
- FRIND, E. O. & PINDER, G. F. 1983. The principle direction technique for solution of the advection-dispersion equation. *Proc. 10th IMACS World Congress on Systems Simulation and Scientific Computation, Concordia University, Montreal, Canada, Aug. 1982. pp. 305-313*.
- GARDNER, A. O., Jr., PEACEMAN D. W. & POZZI, A. L., Jr. 1964. Numerical calculation of multidimensional miscible displacement by the method of characteristics. *Soc. of Petroleum Eng. J., 4 (1): 26-36*.
- GELHAR, L. W., WELTY, C. & REHFELDT, K. R. 1992. A Critical Review of Data on Field-Scale Dispersion in Aquifers. *Water Resour. Res., 28 (7): 1955-1974*.
- GERVEN, M. W., VAN & LANGE, W. J., DE 1994. Experiences with the new variable density module of MLAEM in a well-

defined test area. *Proc. 13th Salt Water Intrusion Meeting, Cagliari, Italy, 5-10 June 1994. (in press)*.

HUYAKORN, P. S., ANDERSEN, P. F., MERCER, J. W. & WHITE, H. O., Jr. 1987. Saltwater Intrusion in Aquifers: Development and Testing of a Three-Dimensional Finite Element Model. *Water Resour. Res., 23 (2): 293-312*.

IGWMC. 1995. Ground-water software catalog. Summer. *International Ground Water Modeling Center. Colorado School of Mines, Golden, CO 80401-1887, U.S.A.*

INTERCOMP. 1976. A model for calculating effects of liquid waste disposal in deep saline aquifers. *Resource Development and Engineering, Inc. U.S.G.S. Water Resources Investigations Report 76-96, 263 p.*

JENSEN, O. K. & FINLAYSON, B. A. 1978. Solution of the convection-diffusion equation using a moving coordinate system. *Second Int. Conf. on Finite Elements in Water Resour., Imperial College, London, July. pp. 4.21-4.32*.

KINZELBACH, W. K. H. 1987a. Numerische Methoden zur Modellierung des Transports von Schadstoffen im Grundwasser. (In German.) *Schriftenreihe GWF Wasser-Abwasser. Band 21. R. Oldenbourg Verlag GmbH, Munchen*.

KINZELBACH, W. K. H. 1987b. Methods for the simulation of pollutant transport in ground water. A model comparison. In: *Proc. Solving Ground Water Problems With Models. Conference and Exposition. Vol. 1, Denver Colorado, U.S.A., Feb. 1987. pp. 656-675*.

KIPP, K. L. Jr. 1986. HST3D. A Computer Code for Simulation of Heat and Solute Transport in Three-dimensional Groundwater Flow Systems. *IGWMC, International Ground Water Modeling Center. U.S.G.S. Water-Resources Investigations Report 86-4095*.

KONIKOW, L. F. & BREDEHOEFT, J. D. 1978. Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground water. *U.S.G.S. Techniques of Water-Resources Investigations, Book 7, Chapter C2, 90 p.*

KOOIMAN, J. W. 1989. Modelling the salt-water intrusion in the dune water-catchment area of the Amsterdam Waterworks. *Proc. 10th Salt Water Intrusion Meeting, Ghent, Belgium, May 1988. pp. 132-142*.

LANTZ, R. B. 1971. Quantitative Evaluation of Numerical Diffusion (Truncation Error). *Transactions AIME, Soc. of Petroleum Eng. J., 251: 315-320*.

LANGE, W., DE. 1996. Groundwater modeling of large domains with analytic elements. *Ph. D. thesis. Delft University of Technology. 237 p.*

LEBBE, L. C. 1983. Mathematical model of the evolution of the fresh-water lens under the dunes and beach with semi-diurnal tides. *Proc. 8th Salt Water Intrusion Meeting, Bari, Italy. Geologia Applicata e Idrogeologia, Vol. XVIII, Parte II: 211-226*.

LESTER, B. 1991. SWICHA. A Three-Dimensional Finite-Element Code for Analyzing Seawater Intrusion in Coastal Aquifers. *Version 5.05 GeoTrans, Inc., Sterling, Virginia,*

U.S.A. IGWMC, International Ground Water Modeling Center, Delft, the Netherlands. 178 p.

MAAS, C. & EMKE, M. J. 1989. Solving varying density groundwater with a single density computer program. *Proc. 10th Salt Water Intrusion Meeting, Ghent, Belgium, May 1988. pp. 132-142*.

MAIDMENT, D. R. (ed). 1993. Handbook of Hydrology. *McGraw-Hill, Inc.*

MCDONALD, M. G. & HARBAUGH, A. W. 1984. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *U.S.G.S. Open-File Report 83-875, 528 p.*

NAVOY, A. S. 1991. Aquifer-estuary interaction and vulnerability of groundwater supplies to sea level rise driven saltwater intrusion. *Ph. D. thesis. Pennsylvania State University, U.S.A. 225 p.*

OSSENKOPPELE, H. 1993. Modelling the distribution and the movement of fresh, brackish and saline groundwater in the sand-dune area of Amsterdam Waterworks. (in Dutch). *M. Sc. thesis at the Delft University of Technology, the Netherlands. 84 p.*

OUDE ESSINK, G. H. P. 1993. A sensitivity analysis of the adapted groundwater model MOC. *Proc. 12th Salt Water Intrusion Meeting, Barcelona, Spain, Nov. 1992. pp. 407-420*.

OUDE ESSINK, G. H. P. 1996. Impact of sea level rise on groundwater flow regimes. A sensitivity analysis for the Netherlands. *Ph. D. thesis. Delft University of Technology. 411 p.*

PEACEMAN, D. W. 1977. Fundamentals of numerical reservoir simulation. *Developments in Petroleum Science 6, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam*.

PINDER, G. F. & GRAY, W. G. 1977. Finite element simulation in surface and subsurface hydrology. *Academic Press, 295 p.*

REILLY, Th. E. & GOODMAN, A. S. 1985. Quantitative analysis of saltwater relationships in ground-water systems -a historical perspective. *J. of Hydrol., 80: 125-160*.

SANFORD, W. E. & KONIKOW, L. F. 1985. MOC-DENSE. A two-constituent solute-transport model for ground water having variable density. *U.S.G.S. Water-Resources Investigations Report 85-4279*.

SAUTER, F. J., LEIJNSE, A. & BEUSEN, A. H. W. 1993. METROPOL. User's Guide. *Report number 725205.003. National Institute of Public Health and Environmental Protection. Bilthoven, the Netherlands*.

SCHAARS, F. 1996. Implementation of a method for spatial modelling of simultaneous flow of fresh, brackish and saline groundwater in the sand-dune area of Amsterdam Waterworks. (in Dutch). *M. S. thesis at the Delft University of Technology, the Netherlands. 102 p.*

SCIENTIFIC SOFTWARE GROUP. 1995. Catalog Environment Software & Publications. 1995-1996. *P. O. Box 23041, Washington, D. C., 20026-3041, U.S.A.*

SEGOL, G. 1994. Classic groundwater simulations. Proving and improving numerical models. *Prentice-Hall, Inc. New York*. 531 p.

STRACK, O.D.L. 1989. *Groundwater Mechanics. Prentice Hall, New Jersey, U.S.A.* 732 p.

STRACK, O.D.L. 1995. A Dupuit-Forcheimer model for three-dimensional flow with variable density. *Water Resour. Res.*, 31 (12): 3007-3017.

STUYFZAND, P. J. 1991. Composition, genesis and quality variations of shallow groundwater in coastal dunes. (in Dutch). *KIWA SWE-91.008*, 175 p.

SUDICKY, E. A. 1989. The Laplace Transform Galerkin Technique: a time-continuous finite element theory and application to mass transport in groundwater. *Water Resour. Res.*, 25 (8): 1833-1846.

UFFINK, G. J. M. 1990. Analysis of dispersion by the random

walk method. *Ph. D. thesis. Delft University of Technology*. 150 p.

VOSS, C. I. 1984. SUTRA -A finite element, fluid-density-dependent ground-water flow with energy transport or chemically reactive single-species solute transport. *U.S.G.S. Water Resources Investigations Report 84-4369*, 409 p.

WALRAEVENS, K., LEBBE, L. C. et al. 1993. Salt/fresh flow and distribution in a cross-section at Oostduinkerke (Western Coastal Plain of Belgium). *Proc. 12th Salt Water Intrusion Meeting, Barcelona, Spain, Nov. 1992*. pp. 407-420.

WARD, D. S. 1991. Data Input for SWIFT/386, version 2.50. *Geotrans Technical Report, Sterling, Va.*

ZIENKIEWICZ, O. C. 1971. The finite element method in engineering science. *McGraw-Hill, London*, 521 p.

ZHENG, C. 1990. MT3D. A modular three-dimensional transport model. *S. S. Papadopolous and Associates, Bethesda, Md.*

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

Precio suscripción anual (6 números): Año 1998: 6.000 ptas. Igual precio para años anteriores

DIRECCION Y ADMINISTRACION

Instituto Tecnológico Geomínero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 - Madrid. España

Fax (91) 349 57 62

Nombre

Organismo o Empresa

Dirección Teléfono

Ciudad C.P.

País FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería
Agua subterráneas, y Disciplinas conexas*



GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOLOGIA MARINA



RECURSOS MINERALES

EXPLORACION MINERA E INVESTIGACION DE YACIMIENTOS
METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS
PROCESOS, TECNOLOGIA Y ECONOMIA MINERAS
NORMATIVA Y SEGURIDAD MINERA



AGUAS SUBTERRANEAS

CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS



INGENIERIA GEOAMBIENTAL

RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
ESTUDIOS MEDIOAMBIENTALES



LABORATORIOS Y ENSAYOS

ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
GEOFISICA Y TELEDETECCION APLICADA
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS MECANICOS Y ENSAYOS DE BOMBEO



INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
LITOTECA
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES

CARTOGRAFIA TEMATICA A DIVERSAS ESCALAS
PUBLICACIONES SOBRE GEOLOGIA, MINERIA Y CIENCIAS CONEXAS
«BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO»
«REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGIA»



MUSEO GEOMINERO

PALEONTOLOGIA Y MINERALOGIA
CATALOGACION Y GESTION DE COLECCIONES GEOLOGICAS
EXPOSICIONES: TEMPORALES Y PERMANENTES
DIVULGACION CIENTIFICA

Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID

☎: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)

☎: 803 22 00