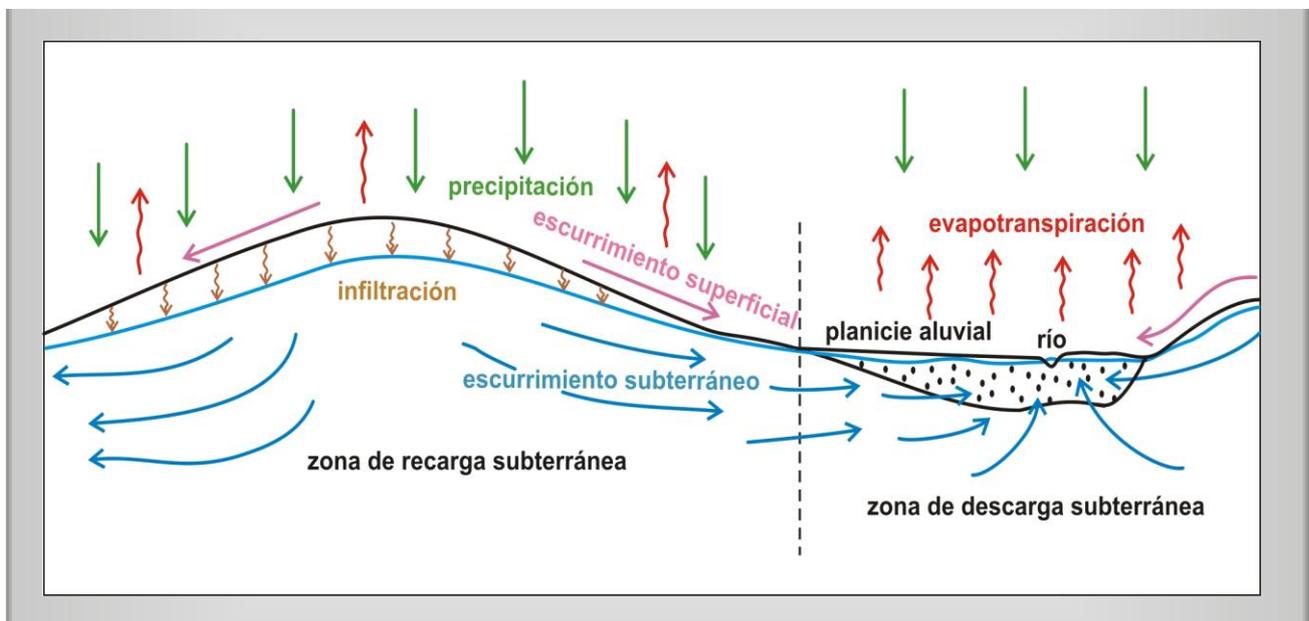


HIDROGEOLOGÍA DE LLANURAS



Dr. Geól. MIGUEL AUGE

PROFESOR TITULAR DE HIDROGEOLOGÍA

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

miguelauge66@gmail.com

BUENOS AIRES 2009

TEMAS

1. LLANURAS	1
1.1. LLANURAS ALUVIALES	3
1.1.1. DELTA	8
1.1.2. LLANURAS PEDEMONTANAS	9
1.1.3. VALLES INTERMONTANOS	9
1.1.4. LLANURAS MARINAS	10
1.2. CARACTERES HIDROGEOLÓGICOS	10
1.2.1. LLANURAS ALUVIALES	10
1.2.2. GRANDES LLANURAS ALUVIALES	13
1.2.3. LLANURAS PEDEMONTANAS	14
1.2.4. VALLES INTERMONTANOS	16
1.2.5. LLANURAS ALUVIALES ENCAUZADAS	21
1.2.6. LLANURAS COSTERAS	22
1.3. MÉTODOS Y TÉCNICAS PARA LOS ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS	24
1.3.1. RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES	24
1.3.2. RELEVAMIENTO HIDROGEOLÓGICO	29
1.3.3. ENSAYOS HIDRÁULICOS	29
1.3.4. PROSPECCIÓN HIDROGEOLÓGICA	30
1.3.5. CARTOGRAFÍA HIDROGEOLÓGICA	35
1.4. HIDROQUÍMICA	45
1.4.1. CONTROLADORES DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA	46
1.4.2. SALES APORTADAS POR LAS ROCAS	47
1.4.3. EVOLUCIÓN	48
1.5. VULNERABILIDAD	49
1.5.1. DEFINICIONES	50
1.5.2. MÉTODOS	51
1.5.2.1. QUE MÉTODO ELEGIR	61
1.5.2.2. COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS	63
1.5.3. REPRESENTACIÓN CARTOGRÁFICA	64
1.5.4. CONCLUSIONES GENERALES	68
1.6. BIBLIOGRAFÍA	82

FIGURAS

1. PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL	2
2. EXCESO HÍDRICO MEDIO ANUAL	2
3. NIVEL DE BASE	3
4. NIVEL DE BASE LOCAL	4
5. PERFIL DE EQUILIBRIO	4
6. LÍNEA NEUTRA	5
7. ABANICO ALUVIAL	5
8. PIEDEMONTE	6
9. ALTERNANCIA GRANOMÉTRICA	6
10. TERRAZAS FLUVIALES	7
11. DELTA	8
12. RÍO MEANDROSO	9
13. VALLE INTERMONTANO	9
14. FLUJO SUBTERRÁNEO EN LLANURAS HÚMEDAS	11
15. RELACIÓN FLUJO SUBTERRÁNEO – SALINIDAD	12
16. DELTA DEL PARANÁ	13
17. SALINIDAD EN DELTAS	13
18. PIEDEMONTE	15
19. VALLE INTERMONTANO ALUVIAL	17
20. VALLE INTERMONTANO TECTÓNICO	17
21. SITIOS FAVORABLES PARA LA CAPTACIÓN	19
22. TERRAZAS FLUVIALES	19
23. MIGRACIÓN FLUVIAL	20
24. RELACIÓN PERMEABILIDAD – GRANOMETRÍA	20
25. PERFIL DE UN VALLE PATAGÓNICO	22
26. RELACIÓN AGUA DULCE – SALADA	23
27. MAPA HIDROGEOLÓGICO	26
28. MAPA GEOLÓGICO	26
29. FOTOGRAFÍAS AÉREAS - COBERTURA	26
30. DISPOSICIÓN ELECTRÓDICA - SCHLUMBERGER Y WENNER	32
31. PERFIL Y MAPA FREATIMÉTRICO	36
32. PERFIL Y MAPA PIEZOMÉTRICO	37
33. SUPERFICIE HIDRÁULICA PLANA	37
34. SUPERFICIE HIDRÁULICA CILÍNDRICA	37
35. SUPERFICIE HIDRÁULICA RADIAL - CONVERGENTE	38
36. SUPERFICIE HIDRÁULICA RADIAL - DIVERGENTE	38

37. PERFIL HIDRÁULICO LINEAL	38
38. PERFIL HIDRÁULICO PARABÓLICO	38
39. PERFIL HIDRÁULICO HIPERBÓLICO	38
40. RED DE FLUJO SUBTERRÁNEO	40
41. MAPA DE PROFUNDIDAD HIDRÁULICA	41
42. MAPAS DE ESPESOR SATURADO Y FACIES	42
43. MAPAS DE ESPESOR SATURADO Y PERMEABILIDAD	43
44. MAPAS EQUIPOTENCIAL Y DE OSCILACIÓN DE LA SUPERFICIE FREÁTICA	45
45. EVOLUCIÓN HIDROQUÍMICA EN EL FLUJO REGIONAL	49
46. VULNERABILIDAD SINTACS	52
47. VULNERABILIDAD GOD	53
48. POTENCIALES HIDRÁULICOS NATURALES - ACUÍFERO LIBRE Y SEMICONFINADO	57
49. CONTAMINACIÓN POR BOMBEO – ACUÍFERO SEMICONFINADO	58
50. FLUJO A TRAVÉS DEL ACUITARDO – POTENCIALES HIDRÁULICOS NATURALES	59
51. FLUJO A TRAVÉS DEL ACUITARDO – POTENCIALES HIDRÁULICOS ARTIFICIALES	59
52. FLUJO A TRAVÉS DEL ACUITARDO POR VARIACIÓN DE LA TRANSMISIVIDAD VERTICAL	60
53. PERFIL HIDROGEOLÓGICO	70
54. ACUÍFERO PUELICHE - RED DE FLUJO	71
55. ACUÍFERO PAMPEANO - RED DE FLUJO	72
56. ACUÍFERO PUELICHE – NITRATOS	73
57. ACUÍFERO PAMPEANO – NITRATOS	74
58. VULNERABILIDAD ACUÍFERO PAMPEANO - PROFUNDIDAD DE LA SUPERFICIE FREÁTICA	75
59. VULNERABILIDAD ACUÍFERO PUELICHE - ESPESOR DEL ACUITARDO	76
60. VULNERABILIDAD ACUÍFERO PUELICHE - DIFERENCIA DE POTENCIAL HIDRÁULICO	77
61. VULNERABILIDAD ACUÍFERO PUELICHE - PROFUNDIDAD DEL TECHO	78
62. VULNERABILIDAD ACUÍFERO PUELICHE - DIFERENCIA DE POTENCIAL HIDRÁULICO - CARGA CONTAMINANTE ZONA URBANA Y RURAL	79
63. VULNERABILIDAD ACUÍFERO PAMPEANO - PROFUNDIDAD DE LA SUPERFICIE FREÁTICA	80
64. VULNERABILIDAD ACUÍFERO PAMPEANO - CARGA CONTAMINANTE ZONA URBANA Y RURAL	81

T A B L A S

I. VULNERABILIDAD AVI	55
II. VULNERABILIDAD E_{Kv} - ESPESOR ZONA SUBSATURADA	56
III. VULNERABILIDAD E_{Kv} - PERMEABILIDAD VERTICAL ZONA SUBSATURADA	56
IV. VULNERABILIDAD E_{Kv} – DIAGRAMA PARA ACUÍFEROS LIBRES	56
V. VULNERABILIDAD DE UN ACUÍFERO SEMICONFINADO POTENCIAL HIDRÁULICO RESPECTO AL DEL LIBRE ASOCIADO	60
VI. VULNERABILIDAD DE UN ACUÍFERO SEMICONFINADO RESPECTO A LA TRANSMISIVIDAD VERTICAL DEL ACUITARDO SOBREPUESTO	61
VII. MÉTODOS PARA EVALUAR VULNERABILIDAD DE ACUÍFEROS	61
VIII. CLASIFICACIÓN DE ESCALAS	64

1. LLANURAS

En términos generales puede definirse a una llanura como un ámbito de escaso relieve, o sea con desniveles poco marcados, en contraposición a las áreas montañosas o serranas, en las que las diferencias de altura son mucho más acentuadas.

Pese a su relativa chatura, las llanuras nunca son totalmente planas, presentando altos denominados lomas o divisorias de agua y bajos, conocidos como depresiones, donde se emplazan los cuerpos de agua (ríos, lagos, lagunas, bañados, esteros, etc).

Resulta difícil establecer el entorno de magnitudes del gradiente topográfico para tipificar a una llanura, pues el mismo depende fundamentalmente de la posición de ésta respecto a las cadenas orográficas. Sin embargo, se pueden tomar como extremos más comunes valores de 10/1.000 y 0,5/1.000. El primero, característico de llanuras pedemontanas, puede crecer sin embargo hasta 80/1.000 en los abanicos aluviales proximales mientras que el segundo, puede descender por debajo de 0,2/1.000 en llanuras deprimidas como la del Salado en la Provincia de Buenos Aires.

Las llanuras se pueden identificar de diferentes maneras, según sea el evento generador o las formas que las caractericen.

Así, desde el punto de vista genético, se las puede clasificar en: **aluviales** cuando derivan fundamentalmente de la acción fluvial; **eólicas** cuando el agente constructor principal es el viento; **marinas** cuando deben su formación a la actividad del mar y **glaciales** cuando el hielo se constituye en el principal agente de formación.

Normalmente, debido a la amplitud del tiempo que insume la evolución de las llanuras (millones de años), interviene más de un proceso en su modelación. Por ello se las denomina **fluvioeólica, glacifluvial, glacimarina**, etc.

Otra forma de agrupar a las llanuras, de uso muy frecuente en hidrogeología, es la que se basa en los rasgos climáticos. Siguiendo este criterio se las clasifica en **llanuras húmedas** que son aquellas que observan un exceso hídrico al cabo de un año hidrológico completo, esto es el período que abarca a los meses de máximo aporte meteórico (estación lluviosa) y a aquellos de mínima precipitación (estación seca). Por otra parte para que una llanura pueda clasificarse como húmeda, el excedente hídrico debe ser la tendencia predominante a través de la mayor parte de los años hidrológicos considerados y el déficit, en el caso de existir, la excepción a dicha regla.

Los excesos se computan relacionando la precipitación media anual a la evaporación potencial, que es el volumen de agua que la atmósfera está en condiciones de evaporar y las plantas pueden transpirar de un suelo con un contenido óptimo de humedad. De acuerdo a lo expresado, si la precipitación supera a la evaporación potencial, existe excedente hídrico y si esto predomina a través de

la mayoría de los años hidrológicos, la **llanura puede denominarse húmeda**. Como contraparte, cuando al cabo del año hidrológico existe déficit hídrico y si esta es la tendencia generalizada a través del tiempo, se dice que la **llanura es árida**.

Llanura semiárida, es aquella en la que imperan algunos períodos con déficit y otros con excesos hídricos, siendo más frecuentes los primeros. En las **llanuras semihúmedas** también se produce exceso y déficit hídrico, pero los excesos son más frecuentes en las series históricas.

En la figura 1, se reproduce mediante isohietas la precipitación media anual del país (Burgos y Vidal, 1951), observándose en la misma dos zonas con precipitaciones mayores de 1.500 mm anuales.

En el noreste (NE), el ámbito considerado ocupa toda la Provincia de Misiones mientras que en el sudoeste (SO), abarca una estrecha franja meridiana en coincidencia con la Cordillera Austral o Patagónica.

La comarca de menor índice de pluviosidad, se emplaza en el noroeste de la Argentina con menos de 100 mm anuales.

En la figura 2 se indica mediante curvas, el exceso hídrico medio anual (Burgos y Vidal, 1951). En la misma se visualizan 2 grandes zonas con excedentes hídricos (NE y SO) que coinciden aproximadamente con aquellas de mayor pluviosidad.

Figura 1
PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL

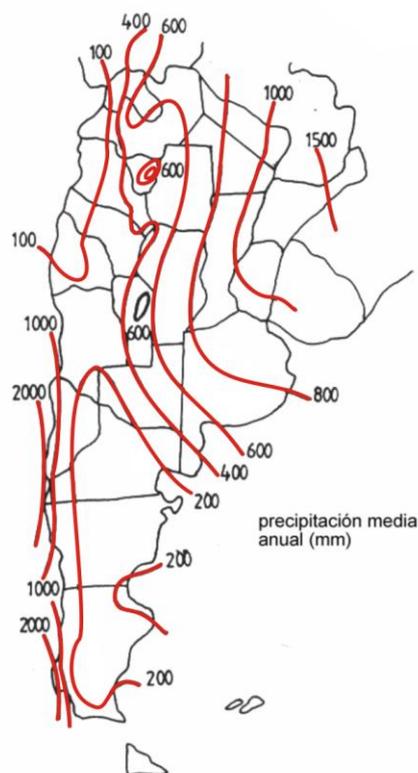
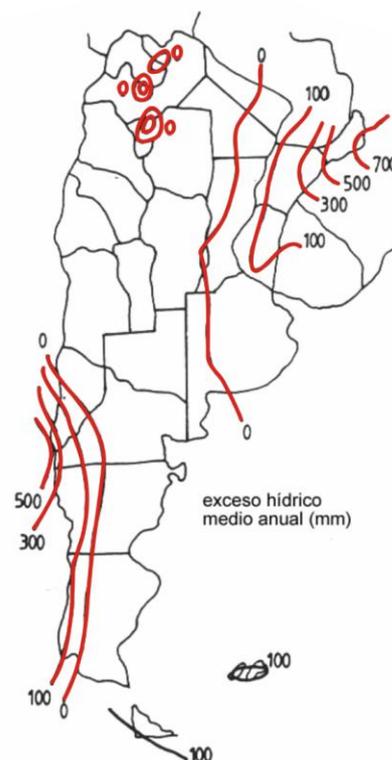


Figura 2
EXCESO HÍDRICO MEDIO ANUAL



Respecto a dinámica del agua subterránea, las llanuras se caracterizan por un notorio predominio de los movimientos verticales respecto de los laterales, por lo que dominan los procesos de infiltración, evapotranspiración y oscilación de la superficie freática, sobre el flujo lateral (Auge y Hernández, 1984). En relación al agua superficial, predomina la acumulación areal (lagunas, bañados, esteros, etc) sobre la escorrentía que se encauza a través de ríos y arroyos.

1.1. LLANURAS ALUVIALES

Son superficies más o menos planas generadas por la acción de los ríos. Las llanuras aluviales son formas de acumulación o sedimentación fluvial a diferencia de las peneplanicies que constituyen formas de degradación o erosión fluvial.

Para comprender los procesos geomórficos fluviales, es necesario definir previamente algunos parámetros y elementos propios o vinculados a los ríos.

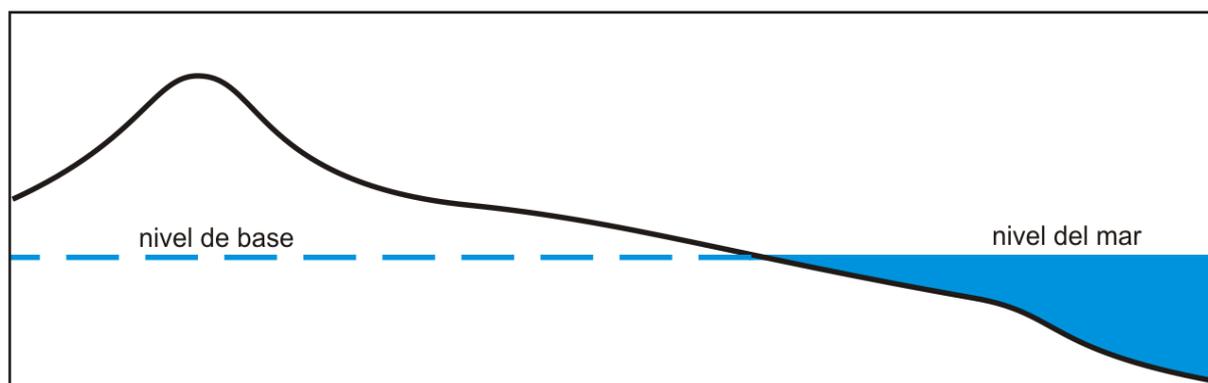
- **Caudal**, es el volumen de agua que pasa por una sección del cauce en la unidad de tiempo.

- **Capacidad de carga o de transporte**, es la carga sólida máxima que puede llevar un curso de agua para una determinada velocidad. Si el volumen sólido transportado supera a la capacidad de carga, el excedente se deposita. Por el contrario, si el volumen sólido es menor que la capacidad de carga el río erosiona (degrada) su propio cauce.

- **Nivel de base**, es el nivel por debajo del cual los ríos no pueden erosionar su lecho. El nivel de base general de todos los ríos es el nivel del mar y su prolongación por debajo de los continentes (figura 3).

Figura 3

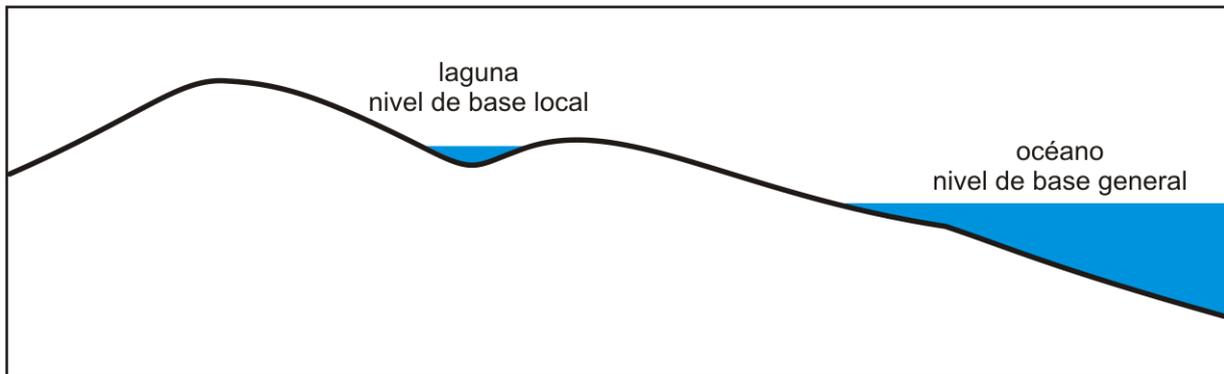
NIVEL DE BASE



Niveles de base locales pueden situarse por encima o por debajo del nivel del mar. Así, un río que desagüe en un lago o laguna más altos que el nivel del mar, tendrá a ese lago o laguna como nivel de base local (figura 4). Depresiones cerradas de alturas menores que el nivel del mar, si bien bastante menos frecuentes, también constituyen niveles de base locales. (Ej. Laguna Chasicó en la Provincia de Buenos Aires).

Figura 4

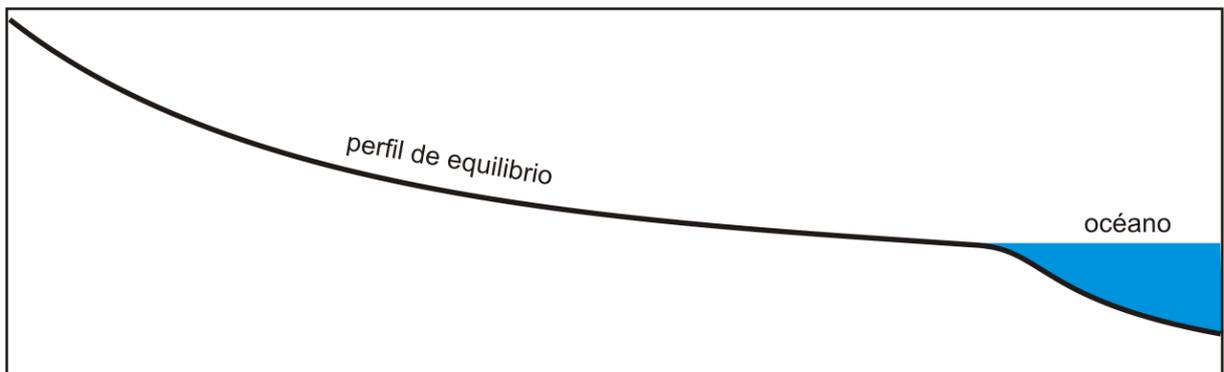
NIVEL DE BASE LOCAL



- **Perfil de equilibrio**, es la forma que tiende a adoptar el lecho de un río en su perfil longitudinal, según la cual, a lo largo de su recorrido, no debería producirse erosión ni sedimentación. Esta situación rara vez se da en la naturaleza, aunque ciertos ríos tienen perfiles relativamente cercanos al equilibrio. Esquemáticamente el perfil de equilibrio es una curva cóncava hacia arriba, más empinada hacia las nacientes y tangente a la horizontal hacia la desembocadura (figura 5).

Figura 5

PERFIL DE EQUILIBRIO

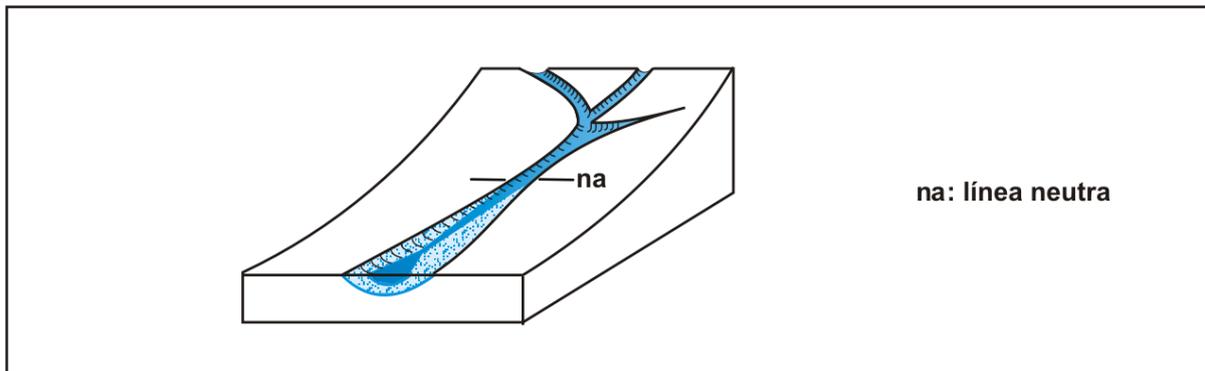


- **La erosión producida por un río** se inicia en las partes bajas de su cauce para luego remontarlo (la erosión es retrocedente); siendo la actividad erosiva mayor cuanto mayor es la pendiente topográfica.

- **Todo río posee un límite** por encima del cual erosiona y por debajo del cual deposita sus acarreos. Dicho límite se denomina **línea neutra** (Aubouin et al, 1980) (figura 6).

Figura 6

LÍNEA NEUTRA



- La **acumulación fluvial** se produce cuando el peso material transportado supera la capacidad de carga del río. La capacidad de carga o de transporte de una corriente, está directamente relacionada con la energía cinética de la misma ($E_c = \frac{1}{2} m \cdot v^2$) o sea aumenta linealmente con el incremento de la masa de agua en movimiento y en relación cuadrática respecto de la velocidad. Por ello, cuando un río de montaña ingresa en el piedemonte vecino reduce bruscamente su velocidad debido a la disminución de la pendiente topográfica, originando depósitos característicos de grava y arena denominados **abanico aluvial** (figura 7).

Figura 7

ABANICO ALUVIAL

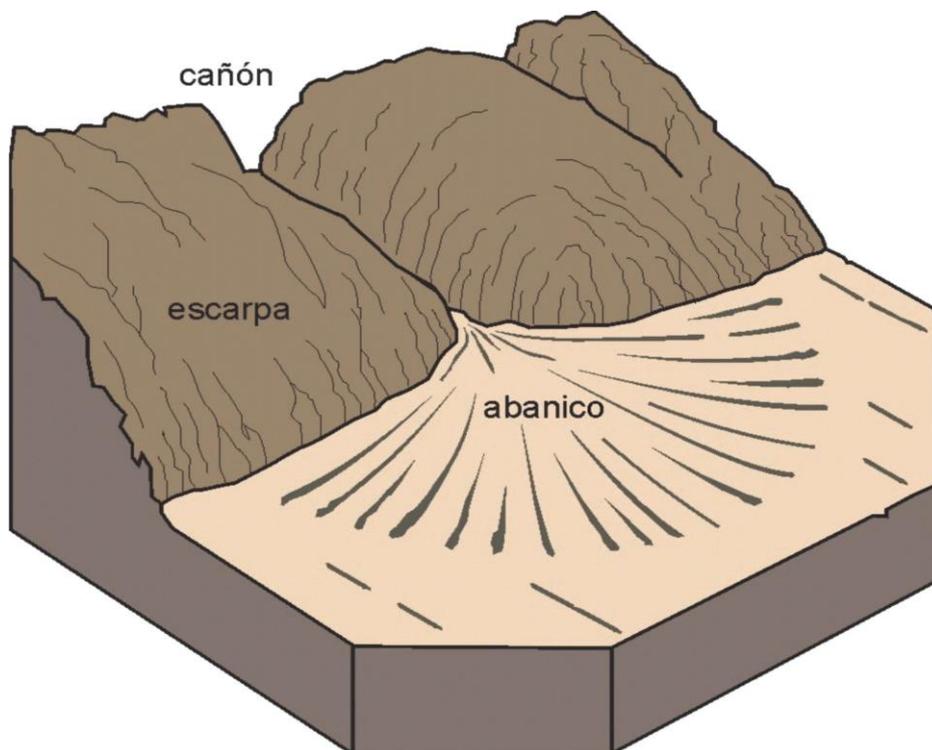
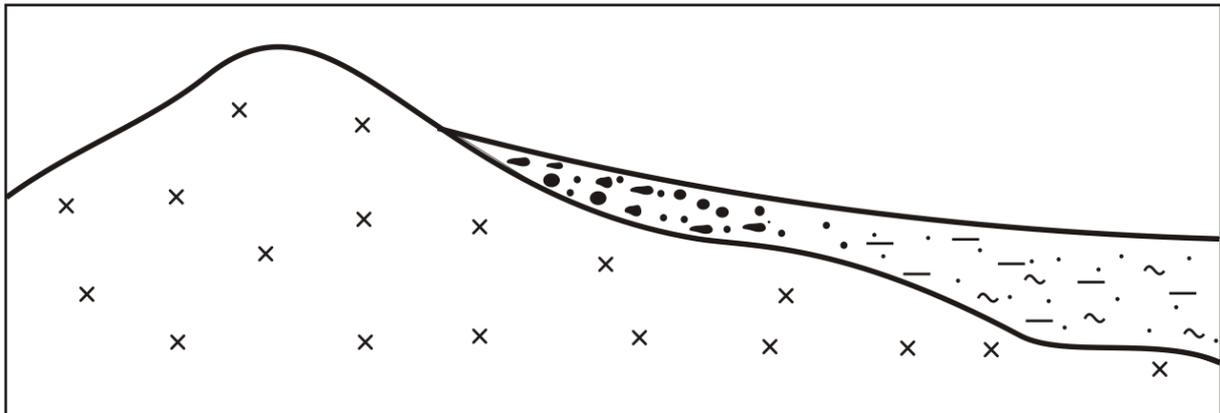


Figura 8

PIEDEMONTE

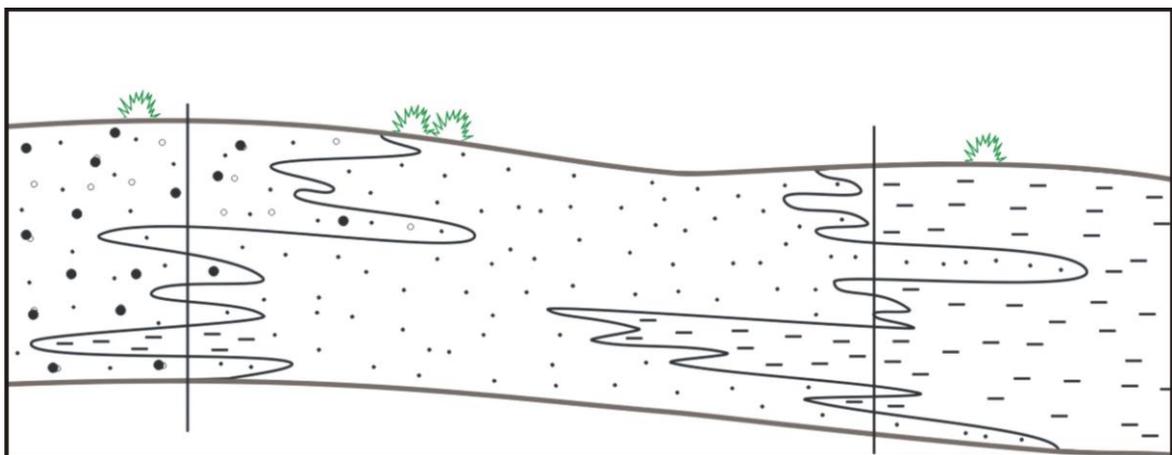


Ya dentro de la llanura aluvial, y a medida que aumenta la distancia al cuerpo montañoso, la capacidad de transporte de los cursos de agua disminuye, dando lugar a una reducción en el tamaño de sus depósitos (figura 8).

Por lo tanto, a medida que nos alejamos del ámbito montañoso, los depósitos gruesos (grava) se transforman en medianos (arena) para dominar finalmente los finos (limo y arcilla). Sobre una misma posición vertical, sin embargo, es frecuente encontrar alternancia de materiales de diferentes tamaños debido a las variaciones en la capacidad de carga de los ríos (Auge, 2008 a) (figura 9).

Figura 9

ALTERNANCIA GRANOMÉTRICA



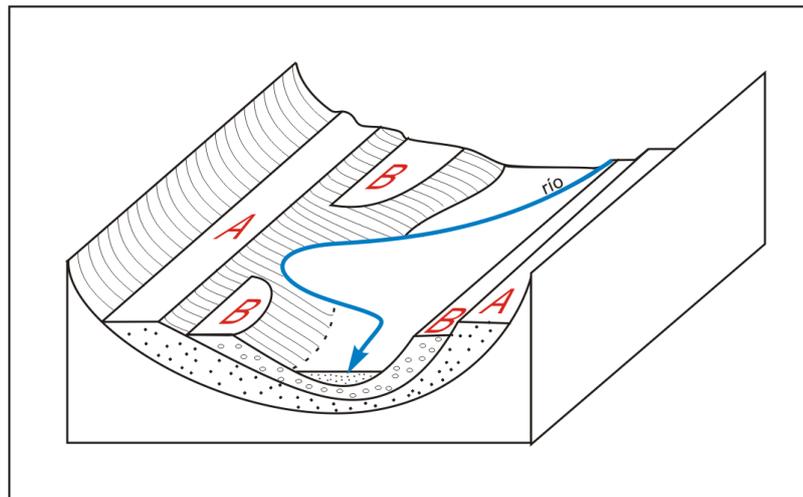
Es fácil comprender que durante su periodo de crecida, un río será capaz de arrastrar más sedimentos y de mayor tamaño que durante el estiaje. Por ello, las acumulaciones de gruesos se corresponden con la crecida y las de finos con la del agua baja o normal. La modificación en la posición del nivel de base, también se traduce en un cambio en la capacidad de transporte de los ríos. Así, si un curso

cercano a su perfil de equilibrio (escasa erosión y deposición) sufre un ascenso en su ámbito de cabeceras o un descenso de su nivel de base, como la producida por la bajante del nivel medio del mar durante las glaciaciones, se modifica su estabilidad hidrodinámica reiniciándose un proceso erosivo aguas arriba de la línea neutra y otro de sedimentación aguas debajo de la misma. Las **terrazas fluviales** son formas derivadas de procesos de acumulación y posterior erosión hídrica.

AA y BBB son terrazas fluviales. El par más antiguo AA se ubica en una posición topográfica más alta que el trío más moderno BBB (figura 10).

Figura 10

TERRAZAS FLUVIALES



Los ríos que construyeron llanuras aluviales cercanas a las costas marinas resultaron controlados en su actividad por las variaciones del nivel de los mares acaecidas durante el Cuaternario. En los últimos 1,5 millones de años se produjeron 5 grandes glaciaciones y otras 5 interglaciaciones la última de las cuales transcurre actualmente. Los periodos glaciales generaron un descenso general del nivel marino, en virtud de que el exceso de agua que formó las masas de hielo provino de los océanos. El descenso del nivel de base favoreció la erosión y ensanchamiento de los cauces. En los periodos interglaciales (cálidos), el ascenso del nivel de base dio origen a un relleno por acumulación en los cauces exhondados durante la etapa glacial. La reiteración de estos ciclos también resultó en la formación de terrazas fluviales en las zonas costeras, denominadas **eustáticas** pues son producto de la oscilación de nivel del mar.

El ascenso tectónico de los ambientes montañosos, se traduce en un descenso relativo del nivel de base y en el predominio de un periodo erosivo. La nivelación subsiguiente del relieve y el relleno de los valles y cauces, puede interrumpirse con una nueva elevación, situación que también genera terrazas llamadas **tectónicas**. Las terrazas que derivan de la alternancia de crecidas (acumulación) y bajantes (erosión) se denominan **climáticas**. La crecida de un río

puede responder a un exceso de pluviosidad sobre su cuenca, al aporte de agua de deshielo en la época estival, o a ambos procesos.

1.1.1. DELTA

Es un tipo de llanura aluvial que puede formarse en las desembocaduras de los ríos en mares, océanos, lagos o estuarios. Los deltas son más frecuentes en aquellos mares cerrados o protegidos, donde las corrientes marinas no son tan fuertes (Mar Mediterráneo). El Río Paraná al desembocar en el Estuario del Plata da origen a un importante delta (Delta del Paraná en Argentina); el nombre delta proviene de la letra griega por su similitud con la forma del Delta del Nilo.

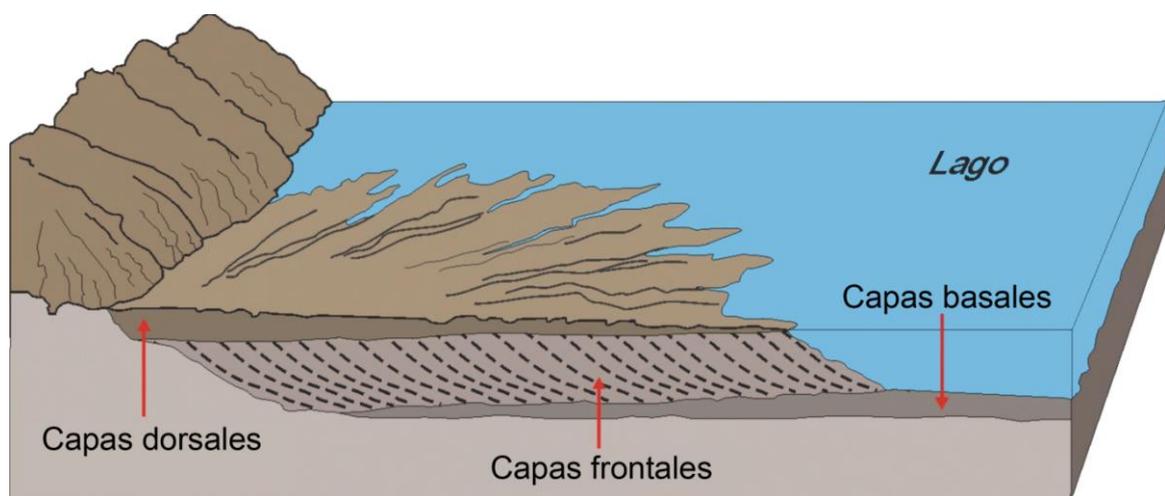
El material transportado por un río se deposita, al perder velocidad la corriente en su desembocadura. En los lugares más cercanos a la costa se acumulan los sedimentos más gruesos (grava y arena), mientras que los finos (limo y arcilla) son llevados a distancias y profundidades mayores.

En la constitución litológica de un delta, participan tres tipos de capas:

- **Basales.** Integradas por materiales finos que se depositan mar adentro, conformando el fondo de la bahía o el estuario sobre el que se está construyendo el delta.
- **Frontales.** Formadas por sedimentos más gruesos que representan el frente del delta que avanza y constituyen la mayor parte de su volumen.
- **Dorsales.** Emplazadas por encima de las frontales, conforman una prolongación de la llanura aluvial de la cual el delta es su porción terminal (figura 11).

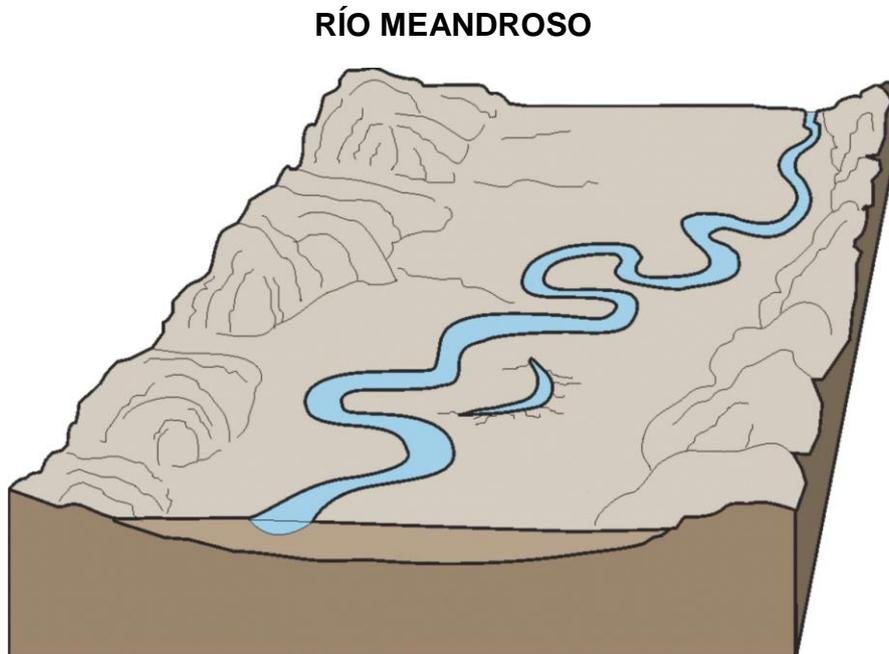
Figura 11

DELTA



Meandros. En la evolución geomórfica fluvial, el meandro corresponde a la etapa de senectud o vejez del paisaje. Pendientes muy suaves, relieve poco marcado y ríos divagantes son los responsables de la formación de meandros (curvas amplias y pronunciadas en los cursos fluviales) (figura 12).

Figura 12



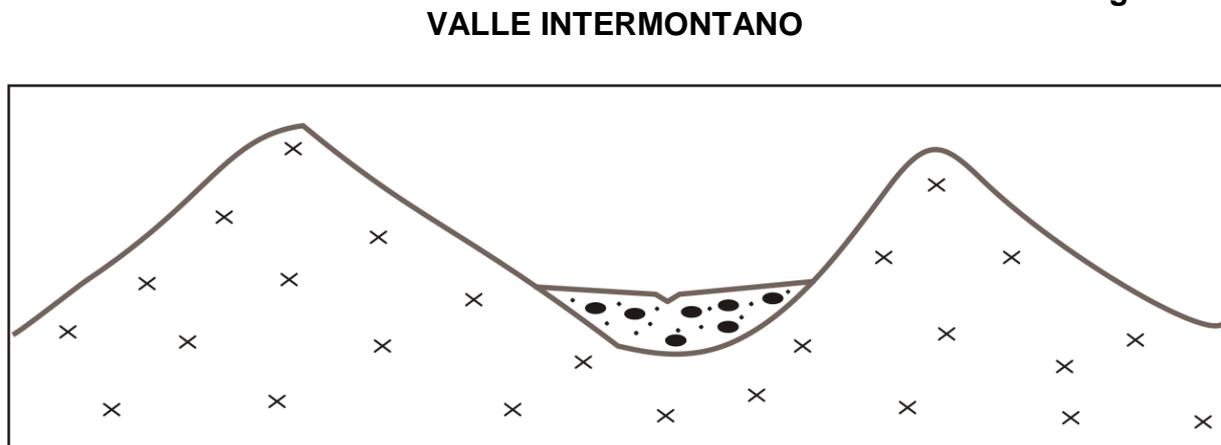
1.1.2. LLANURAS PEDEMONTANAS

Se forman por coalescencias laterales de varios abanicos aluviales.

1.1.3. VALLES INTERMONTANOS

Son formas lineales deprimidas, limitadas lateralmente por cordones serranos o montañosos (figura 13).

Figura 13



La mayoría de los valles intermontanos en realidad son depresiones de origen tectónico pues sus flancos, en el contacto con los elementos positivos, están limitados por fallas (Valle San Francisco - Jujuy; Valle de Catamarca, Valle Santa María - Catamarca; Valle Fértil - San Juan; Valle Conlara - San Luis). A estos valles cuando son cerrados, se los denomina bolsones.

1.1.4. LLANURAS MARINAS

Se forman por la acción del mar sobre las costas.

El mar actúa a través de las olas y sus corrientes cuyo origen, en ambos casos, se debe al viento.

La diferencia entre olas y corrientes es que las primeras rompen en las cercanías de la playa y poseen un movimiento oscilatorio. Las corrientes se desplazan a menor velocidad y en una dirección.

De acuerdo a su estabilidad relativa, las costas o líneas de ribera se pueden clasificar en costas de emersión, inmersión y neutras.

Las costas de **emersión** tienden a levantarse (el mar se retira) siendo las formas más comunes los bancos y las barras costeras.

Las costas de **inmersión** tienden a hundirse (el mar avanza sobre el continente); formas más comunes los acantilados.

De gran importancia hidrogeológica en ambientes costeros son los cordones medianosos, denominados dunas por su ubicación litoral, porque en ellos suele emplazarse el agua dulce.

1.2. CARACTERES HIDROGEOLÓGICOS

1.2.1. LLANURAS ALUVIALES

Las llanuras aluviales en sus diferentes tipos (pedemontanas, deltaicas, encauzadas, extensas, intermontanas, etc) y también aquellas que derivan de la acción combinada con otros agentes (eólicos, glaciales, marinos) constituyen los reservorios más importantes de agua subterránea.

Los caracteres hidrodinámicos de los acuíferos emplazados en llanuras aluviales (recarga, circulación, gradientes hidráulicos, descarga, caudales), dependen de sus propiedades físicas (porosidad, permeabilidad, espesor, continuidad lateral, etc), de la forma y magnitud que tienen la recarga y la descarga y de las características morfológicas que tengan dichos ámbitos. Así, en una llanura pedemontana con apreciable pendiente topográfica hacia la serranía aledaña, en cuyo ensamble se genera la mayor recarga, es dable esperar la presencia de acuíferos con elevada presión y caudal, siendo comunes las áreas de surgencia.

A medida que aumenta la distancia al ámbito serrano, se reduce la pendiente topográfica y el tamaño de grano generando esto último, una disminución en la permeabilidad y por ende en los caudales obtenibles.

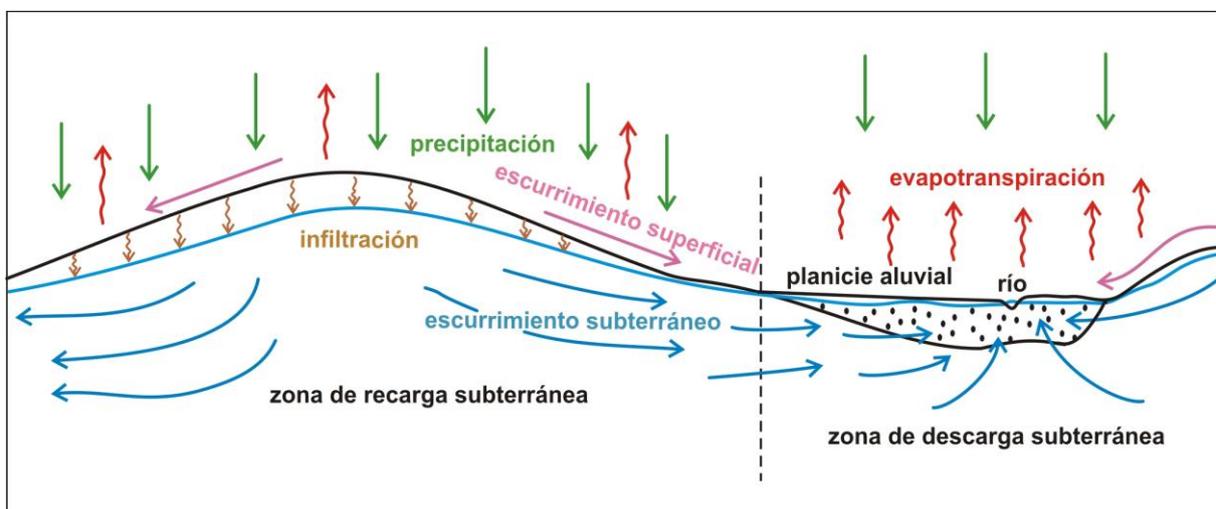
La composición mineralógica del esqueleto de un acuífero incide en la calidad química de sus aguas. Así, los granos de feldespato que son mucho más alterables que los de sílice, pueden ceder cantidades apreciables de Na y K. Los acuíferos emplazados en calizas por su parte, poseen aguas carbonatadas cálcicas y magnésicas.

La geomorfología también incide en la calidad química del agua subterránea. Las pendientes topográficas fuertes (ambientes pedemontanos) se traducen en gradientes hidráulicos y velocidades de flujo importantes. Como contrapartida, en áreas llanas con escasa pendiente topográfica, los gradientes hidráulicos y las velocidades de circulación son bajos. En el primer caso se tendrán aguas con menores tenores salinos que en el segundo.

En áreas con agua freática profunda (llanura árida), las depresiones topográficas son los ámbitos de recarga preferenciales. Sin embargo, no debe perderse de vista el comportamiento de un bajo en relación a la permeabilidad de su fondo pues si ésta es pequeña, la infiltración se dificulta y se facilita la evaporación. En ambientes con nivel freático cercano a la superficie topográfica (profundidades menores de 10 m) (llanura húmeda), los cursos fluviales y los bajos (lagunas, bañados) generalmente son efluentes o sea constituyen zonas de descarga del agua freática. En éstos ámbitos, la recarga normalmente se produce en las partes topográficamente elevadas o intermedias (Auge, 2008 a) (figura 14).

Figura 14

FLUJO SUBTERRÁNEO EN LLANURAS HÚMEDAS

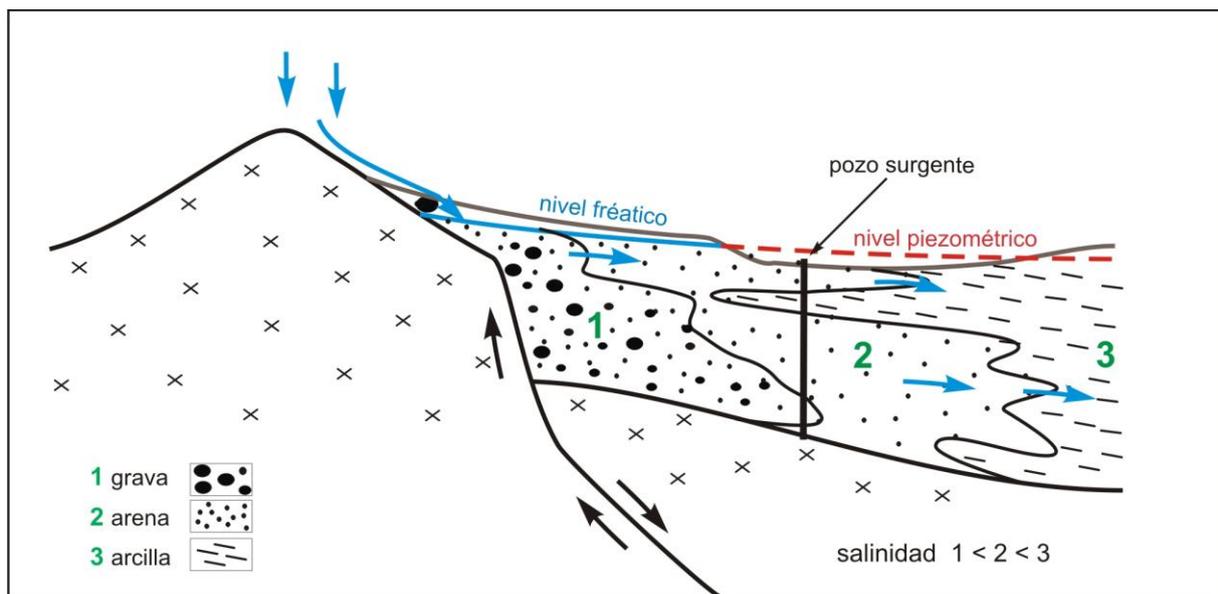


La calidad del agua subterránea depende de la granometría de las capas por donde circula, de su composición mineralógica, de la extensión del recorrido subterráneo, de los caracteres morfológicos y de las condiciones climáticas de la zona. A esto, suele agregarse la intervención antrópica, que en general produce un desmejoramiento en la calidad.

Los acuíferos integrados por fracciones sueltas, gruesas y medianas de buena permeabilidad, favorecen la circulación disminuyendo la superficie y el tiempo de contacto entre el agua y los componentes sólidos, lo que dificulta la disolución de minerales y se traduce en una baja concentración salina. Al aumentar la distancia recorrida, el agua incorpora mayor cantidad de sales en solución y su calidad desmejora. Por ello, en las zonas de recarga o en sus cercanías, el agua subterránea posee menor salinidad que en las de descarga (figura 15).

Figura 15

RELACIÓN FLUJO SUBTERRÁNEO - SALINIDAD



Si los acuíferos están compuestos por materiales finos (limos) o si los mismos integran la matriz de otros mas gruesos (arenas limosas o arcillosas), la velocidad de circulación disminuye, aumenta el tiempo y la superficie de contacto y por ende la concentración salina.

Finalmente, el clima es otro de los factores que controla la salinidad. Bajo climas áridos y semiáridos, se incrementa el tenor salino de las aguas subterráneas, fundamentalmente de aquellas poco profundas, debido a la concentración por evaporación y a la falta de dilución.

De lo expuesto, se desprende que los caracteres dinámicos y químicos de las aguas subterráneas en las llanuras aluviales están controlados por diferentes factores. El tipo de llanura regula también dichos caracteres. Así, en las llanuras deltaicas que constituyen la porción terminal de una llanura aluvial, el volumen de material sedimentario acumulado es importante y por ende también lo es el del agua almacenada. Esta situación se produce cuando el fondo del mar o estuario donde se forma un delta es subsidente (se hunde), permitiendo el mantenimiento del equilibrio entre el material aportado y el hundimiento. Si la subsidencia supera en magnitud al crecimiento vertical, el delta en su conjunto se hunde desapareciendo por debajo del

nivel del mar (Delta del Amazonas). Si la relación es contraria y las corrientes marinas no son fuertes, el delta progresa mar adentro.

El Río Paraná es de agua dulce, pero la presencia de sedimentos arcillosos de origen marino y de baja permeabilidad, a escasa profundidad por debajo de la cubierta actual del Delta del Paraná, hace que sus aguas subterráneas sean salobres (figura 16). A ello también contribuyen los depósitos finos y la materia orgánica, acumulados en los brazos menos importantes, o fuera de los cauces principales cuando estos desbordan. Los pozos ejecutados en el Delta han brindado caudales interesantes pero de aguas salobres. En los deltas formados en litorales marinos, la influencia de las mareas puede alcanzar varios kilómetros tierra adentro y producir una salinización apreciable de las aguas freáticas dentro del área de incidencia marina (figura 17).

Figura 16

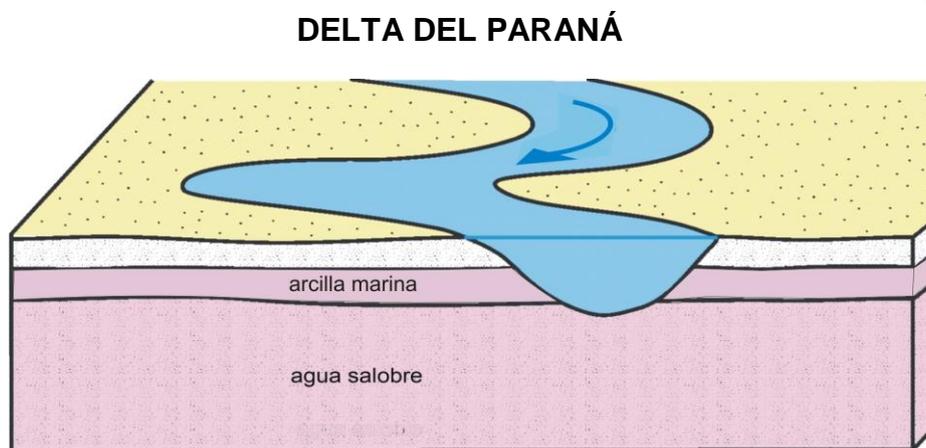


Figura 17



1.2.2. GRANDES LLANURAS ALUVIALES

Como ya se señalara, en su conformación generalmente interviene más de un agente modelador. El ejemplo más conspicuo en nuestro país es la extensa Llanura

Chaco-Pampeana, cuya forma actual deriva de procesos fluviales y eólicos, pero en el pasado (Terciario superior) su forma fue modelada por el mar.

Los caudales más interesantes se obtienen en las cercanías de los abanicos aluviales y llanuras pedemontanas (Santiagoño-Tucumana, Chaco-Salteña y Cordobesa, esta última al Este de las Sierras de Córdoba). También en las vecindades de cursos fluviales importantes (Bermejo, Pilcomayo, Paraná, Salado, Tercero, etc), donde el aluvio esta constituido por sedimentos medianos y gruesos (arena-grava).

En 92.000 km² del NE de la Provincia de Buenos Aires, yace en el subsuelo, a profundidades entre 20 y 90 m, una secuencia de arenas de origen fluvial, de edad Terciaria superior a Cuaternaria inferior ($1,5 \cdot 10^6$ años) con una potencia media de 30 m que contiene al acuífero más importante de la región tanto por su calidad como por su productividad (Acuífero Puelche). La permeabilidad promedio de estas arenas medianas a finas es de unos 30 m/día y su porosidad efectiva del 20% (Auge et al, 2002). Los caudales medios obtenibles en los pozos bien terminados varían entre 40 y 150 m³/h.

En general, el agua subterránea de la Llanura Chaco-Pampeana aumenta su contenido salino a medida que crece la aridez ambiental. También, incrementa su salinidad en profundidad, debido a la presencia de sedimentos arcillosos marinos (depósitos pararianos o Formación Paraná). Localmente, hacia las zonas de descarga, en ámbitos mal drenados, con predominio de sedimentos pelíticos y niveles freáticos cercanos a la superficie (zonas de lagunas, esteros o bañados), también se produce un notorio incremento salino (Laguna Mar Chiquita - Córdoba). Otro sedimento que comúnmente integra esta vasta llanura aluvial es el loess (limo – arenoso de origen eólico) que posee permeabilidades más bajas (1 m/día) que las que presentan las Arenas Puelches, mientras que la salinidad de sus aguas normalmente está controlada por la profundidad del nivel freático y por los caracteres climáticos dominantes (en regiones húmedas aguas de buena calidad y en regiones áridas aguas con elevados tenores salinos). El Loess Pampeano contiene a la capa freática y a veces, debido a variaciones en su permeabilidad tanto verticales como horizontales, puede presentar una o más acuíferas con presión, constituyendo sistemas semiconfinados o un acuífero multiunitario.

1.2.3. LLANURAS PEDEMONTANAS

Están formadas por **abanicos aluviales, bajadas y playas**. Los abanicos o conos aluviales son formas de acumulación originadas por la reducción en la capacidad de transporte de los ríos, al abandonar las comarcas montañosas o serranas. Básicamente su génesis, conformación y geometría, pueden compararse alas de un delta; o sea con materiales más gruesos en cabeceras, intercalaciones de sedimentos de diferentes tamaños en sentido vertical, presencia de una red interconectada de brazos separados por material aluvial (curso anastomosado). Los abanicos aluviales son de forma amplia y extendida con pendientes entre 1 y 5°.

Los conos, menos desarrollados en planta pero más empinados, alcanzan inclinaciones de hasta 15°.

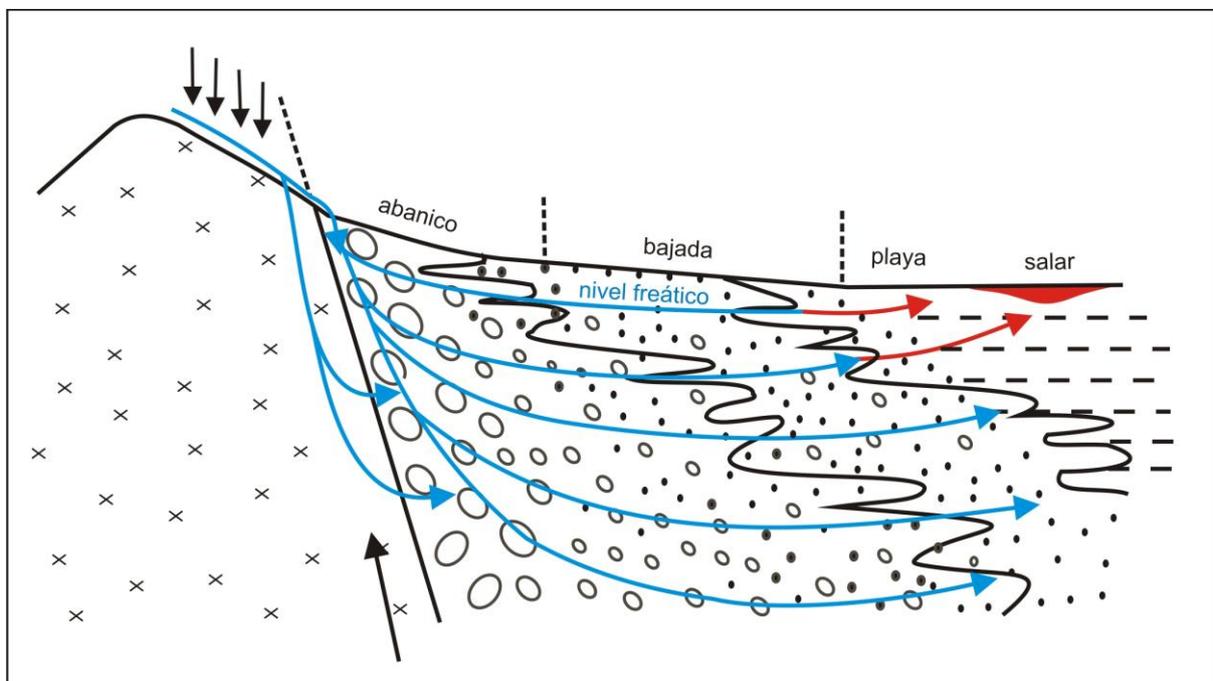
En las cabeceras de los abanicos o conos, se acumulan los materiales gruesos y permeables (rodados y gravas arenosas). La infiltración es importante, sobre todo de las aguas fluviales que bajan de los ámbitos montañosos. La fuerte pendiente topográfica, la elevada permeabilidad y la falta de intercalaciones de material fino, hacen que el agua subterránea se comporte como libre, emplazándose a profundidades significativas (con frecuencia a más de 100 m).

Si bien en las cabeceras de estos abanicos los caudales son considerables y el agua es de buena calidad, la explotación está restringida debido a la profundidad del nivel freático que encarece el bombeo (200 m en el Abanico del Río Mendoza, al pie de la Precordillera) y a la escasez de emplazamientos poblacionales importantes.

A medida que aumenta la distancia al cuerpo montañoso, disminuyen el gradiente topográfico y la granometría, mejora la selección del material y el agua subterránea se ubica a menor profundidad. En este ámbito, denominado **bajada**, con predominio de sedimentos medianos (arena) y gruesos (grava) e intercalaciones de finos (limo-arcilla), generalmente se obtienen aguas de buena calidad en caudales importantes y a profundidades aprovechables desde el punto de vista práctico (menos de 100 m) (figura 18).

Figura 18

PIEDEMONTE



La presencia de intercalaciones limo-arcillosas, si son de extensión regional, puede generar confinamiento y fuertes presiones de surgencia (abanicos aluviales Tucumano-Santiagueño y del Valle de Tulum en San Juan).

Por último, en la zona más alejada del cuerpo serrano, con menor pendiente topográfica y tamaño granométrico que en la bajada, se ubica otra forma denominada **playa**. En la playa dominan los componentes finos, fundamentalmente en superficie, por lo que, si el clima es árido o semiárido dará lugar a la formación de **salares o salinas** debido a la concentración por evaporación de las sales transportadas por las aguas superficiales y por las subterráneas, que se ubican a poca profundidad o afloran y por ello, generalmente son de mediocre o mala calidad. A veces, sin embargo, se alumbran acuíferos de buena calidad como en las cercanías de Mar Chiquita (Córdoba), pero en este caso se trata de unidades bajo confinamiento. El conjunto **abanico-bajada-playa** constituye el **piedemonte**.

El comportamiento hidrogeológico del **piedemonte** puede resumirse diciendo que en los **abanicos** se ubican las áreas de recarga, en las **bajadas** las de conducción o de flujo lateral y en las **playas** las de descarga. La calidad y el rendimiento de los acuíferos se deteriora en la dirección del flujo resultando, a los fines prácticos, las bajadas las zonas más propicias para el alumbramiento y la explotación de agua subterránea.

Las magnitudes de la permeabilidad son sumamente variables debido a la marcada anisotropía tanto vertical como lateral, lo que origina que pozos cercanos puedan brindar caudales muy diferentes. Con el objeto de obtener elevados rendimientos y así reducir los costos de bombeo, resulta fundamental realizar un detallado control de los pozos exploratorios incluyendo: muestreo litológico, cronometraje, perfilajes eléctricos y ensayos hidráulicos de las acuíferas atravesadas (Auge, 2005 a). Las variaciones granométricas, tanto verticales como laterales, hacen que el número de capas productivas pueda variar significativamente en posiciones cercanas, lo que justifica la realización de controles detallados en las perforaciones exploratorias.

Los valores siguientes se brindan a efectos de contar con un orden de magnitud de la permeabilidad en diferentes posiciones morfológicas del piedemonte.

Piedemonte	Permeabilidad (m/día)
Abanico	1.000 a 100
Bajada	500 a 25
Playa	100 a 5

1.2.4. VALLES INTERMONTANOS

Son depresiones longitudinales emplazadas entre elevaciones serranas o montañosas. Estos valles pueden derivar de la actividad tectónica (plegamiento, fallamiento), de la acción erosiva (principalmente fluvial), o de la combinación de ambos procesos (figuras 19 y 20).

La mayoría de los valles intermontanos de Sierras Pampeanas, de la región cuyana y del NO, son de origen tectónico (Valle Fértil - Catamarca, Valle de Tulum - San Juan, Valle de San Francisco - Jujuy, Valle de Lerma - Salta, etc).

A veces puede visualizarse en superficie el fallamiento, en uno o en los dos bordes que limitan una depresión, pero en la generalidad la identificación de las fracturas resulta complicada. Generalmente, el relleno aluvial en un valle de origen fluvial no supera los 50 a 100 m de espesor, mientras que en otro de origen tectónico puede alcanzar de algunos cientos hasta más de 1.000 m de potencia. Por lo tanto, si se cuenta con información de subsuelo sobre la posición de la roca de base en la se asienta el aluvi3n, puede distinguirse con mayor precisi3n la g3nesis del valle intermontano.

Figura 19

VALLE INTERMONTANO ALUVIAL

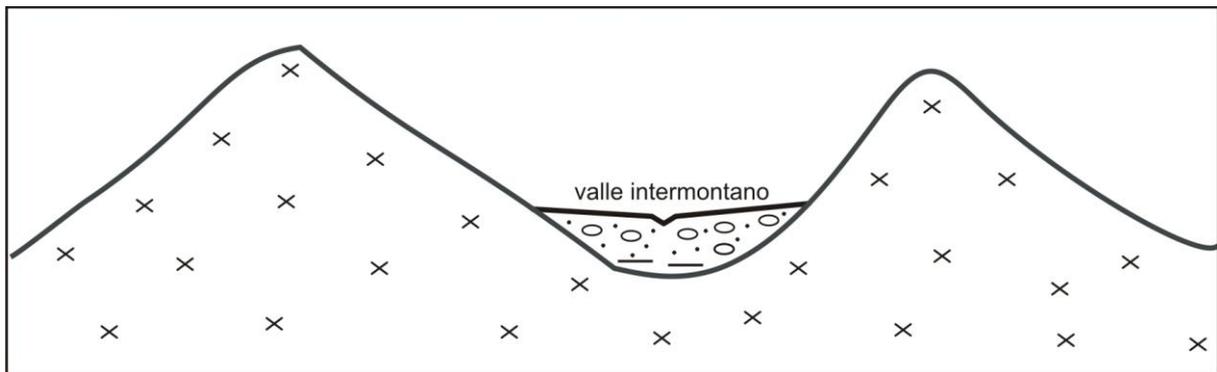
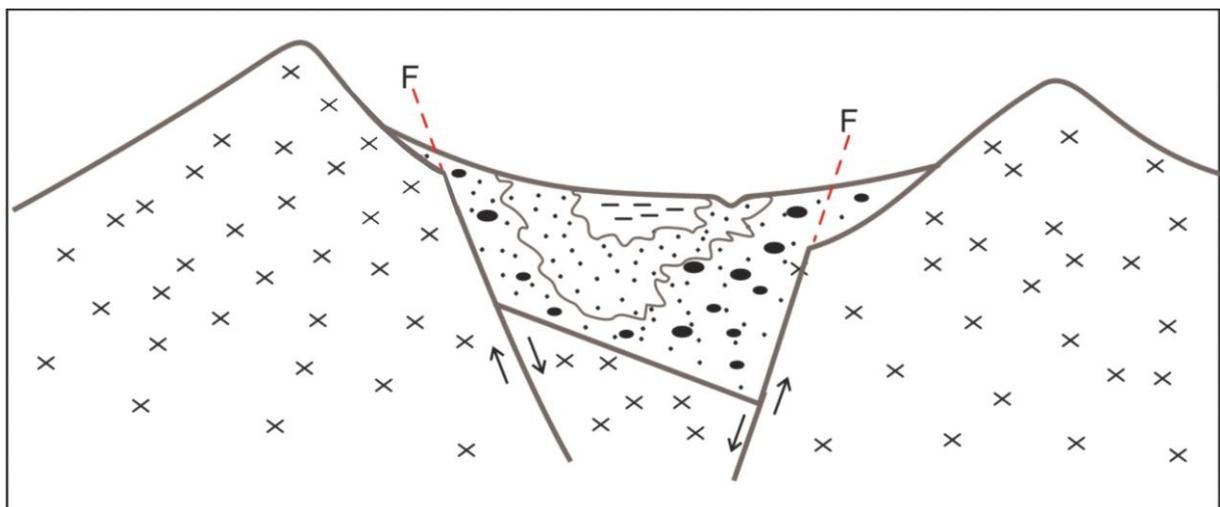


Figura 20

VALLE INTERMONTANO TECT3NICO



Formas de sumo inter3s hidrogeol3gico, asociadas a los valles intermontanos, son las terrazas fluviales o aluviales. Las terrazas constituyen entidades de acumulaci3n, que representan el fondo de antiguos cauces. El ordenamiento

estratigráfico no sigue el principio de superposición, por lo que las terrazas topográficamente más elevadas son las más antiguas.

Las terrazas se originan por modificaciones en la posición del nivel de base para caudales más o menos uniformes, o por fuertes variaciones del caudal en condiciones de estabilidad geomorfológica.

En relación a lo expuesto las terrazas se clasifican en:

- a. **tectónicas**
- b. **eustáticas**
- c. **climáticas**

Tectónicas. Los ascensos orogénicos aumentan las pendientes topográficas, favoreciendo la acumulación de acarreos fluviales y gravitacionales.

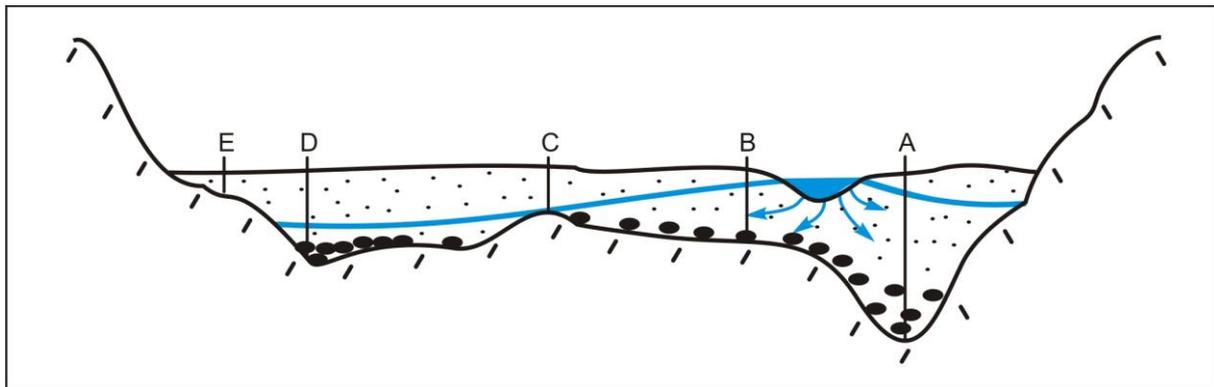
Eustáticas. En los períodos glaciales, el descenso del nivel del mar se tradujo en procesos erosivos dominantes en las partes medias y bajas de los cursos fluviales. Durante los interglaciales, el ascenso del nivel marino derivó en acumulación y relleno de los cauces exhondados en las glaciaciones.

Climáticas. En los períodos lluviosos o de deshielos, aumenta el volumen de agua transportada por un río y por ende su capacidad de carga. Ello se traduce en predominio de procesos de sedimentación o acumulación. En épocas de estiaje o aguas normales domina la estabilidad, o la erosión con tendencia a la exhondación de cauces.

En las depresiones intermontanas los ámbitos más propicios, desde el punto de vista hidrogeológico, se ubican donde existen mayores espesores aluvionales saturados y una recarga efectiva que asegure la reposición de parte o la totalidad del volumen a extraer. Normalmente, en regiones áridas y semiáridas los ríos son influentes de la capa freática por lo que los pozos de explotación más seguros se eligen en las cercanías de sus márgenes (figura 21 - modificada de Davis y de Wiest, 1971).

En las terrazas, que representan los cauces ocupados por el río en épocas pasadas, se obtienen caudales interesantes cuando los espesores sedimentario y saturado son importantes. A estas terrazas se las denomina de relleno o **encajadas**, a diferencia de las **colgadas** en las que las potencias aluvial y saturada son pequeñas y frecuentemente no contienen agua subterránea (figura 22).

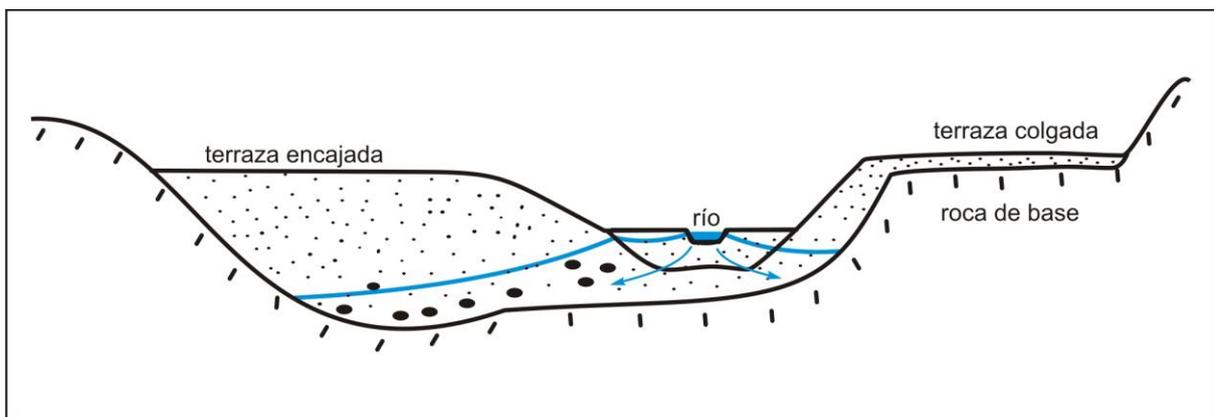
SITIOS FAVORABLES PARA LA CAPTACIÓN



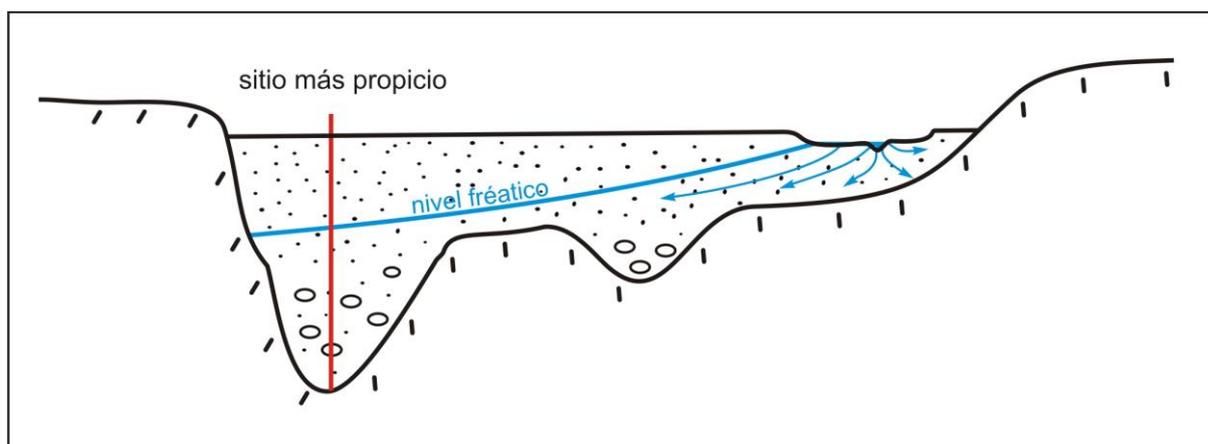
Caudales relativos: pozo A > B > D; pozos C y E estériles

En las terrazas, que representan los cauces ocupados por el río en épocas pasadas, se obtienen caudales interesantes cuando los espesores sedimentario y saturado son importantes. A estas terrazas se las denomina de relleno o **encajadas**, a diferencia de las **colgadas** en las que las potencias aluvial y saturada son pequeñas y frecuentemente no contienen agua subterránea (figura 22).

TERRAZAS FLUVIALES



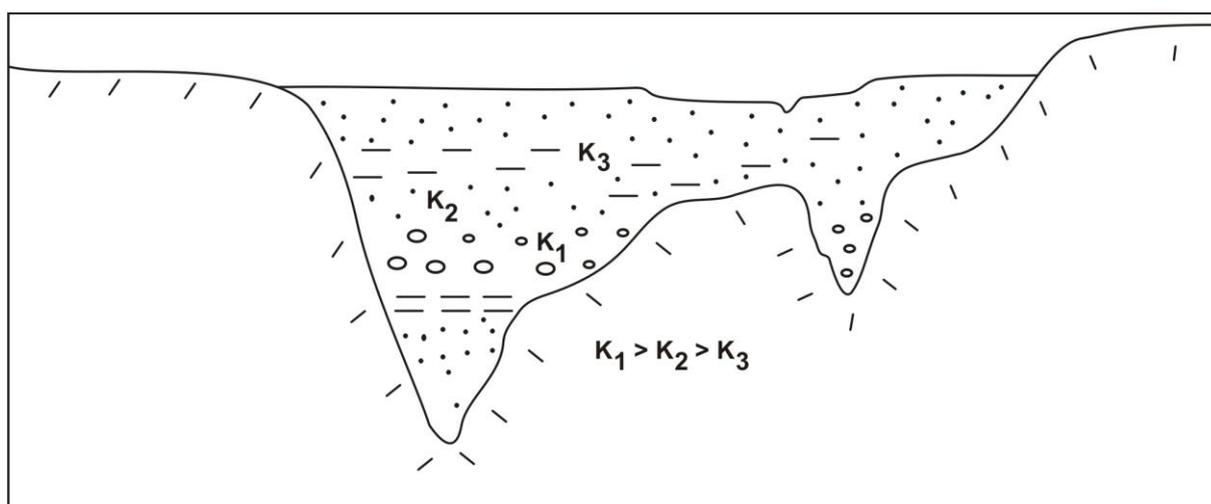
En las depresiones intermontanas suele suceder que los mayores espesores aluviales no coincidan con el curso actual del río, debido a que este migró lateralmente a través del tiempo ocupando otras posiciones en la llanura aluvial. La identificación de estas exondaciones en la roca de base, o sustrato donde se apoya el aluvio, no resulta sencilla; por ello, al empleo de las técnicas convencionales como reconocimiento geológico y geomorfológico de superficie, análisis cartográfico y de vistas aéreas, debe agregarse la utilización de métodos de exploración del subsuelo como geoelectrica, sísmica y perforaciones exploratorias. Si el componente del sustrato es compacto y resistente a la erosión, la presencia de pendientes fuertes o barrancas en una de las márgenes del valle, es un indicio de que el río pudo en algún momento recostarse sobre la misma (figura 23).



En lo referente a homogeneidad e isotropía de los componentes aluviales, caben para las depresiones intermontanas, conceptos similares a los vertidos para los abanicos aluviales. Por lo tanto, los integrantes del esqueleto del acuífero observan una acentuada heterogeneidad y anisotropía, tanto lateral como vertical, debido a su génesis fluvial en ambientes de apreciables pendientes topográficas. Los sedimentos más gruesos y por ende con mejores perspectivas hidrogeológicas coinciden con los antiguos cursos, observando una disminución lateral de la granometría hacia lo que fue la llanura de inundación del río. Verticalmente, se presenta una alternancia de gruesos y finos en concordancia con los periodos de crecidas y bajantes respectivamente (figura 24).

Figura 24

RELACIÓN PERMEABILIDAD – GRANOMETRÍA



La permeabilidad, presenta variaciones acordes con la anisotropía del aluvio, siendo frecuentes valores entre 700 y 20 m/día para depósitos gruesos (grava) y medianos (arena). Los finos (limo, arcilla) generalmente no superan 0,1 m/día.

La calidad del agua fluvial controla la del agua subterránea cuando los ríos son influentes. En estos casos, si el río posee agua dulce, se produce un desmejoramiento de la subterránea a medida que aumenta la distancia al curso. Si el río es efluente (recibe agua del acuífero), es frecuente que sus aguas, o las de subsuelo emplazadas en su cercanía, tengan mayores contenidos salinos que las más alejadas, debido al incremento de salinidad por recorrido y por evaporación.

1.2.5. LLANURAS ALUVIALES ENCAUZADAS

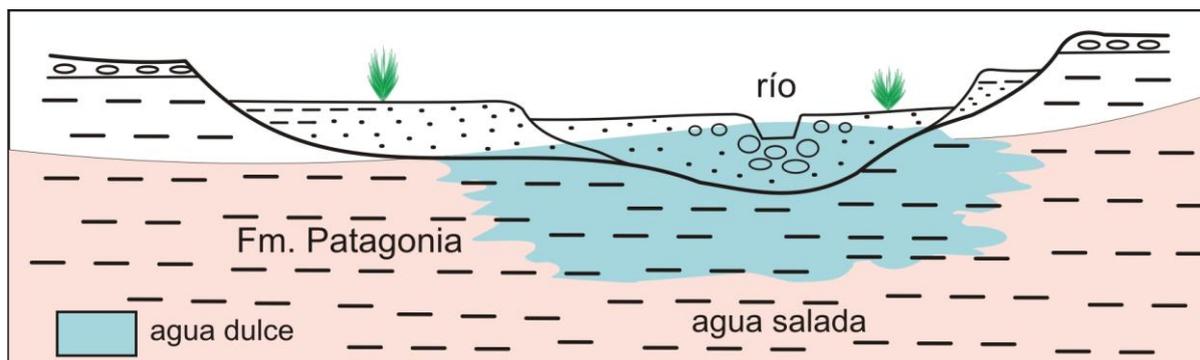
Presentan en términos generales, los mismos caracteres hidrogeológicos que las depresiones intermontanas. Morfológica, estratigráfica y estructuralmente, sin embargo, existen diferencias pues las encauzadas son llanuras que se implantan en ambientes planiformes o mesetiformes y están limitadas lateralmente por barrancas o bardas de poca altitud (de 10 a 100 m). Ello hace que el aporte lateral predominante sea de finos (limos-arcillas) provenientes de las comarcas llanas que las circundan. Los tamaños medianos y gruesos (arenas, gravas) son provistos por las regiones montañosas emplazadas en cabeceras, mediante transporte a lo largo del curso fluvial. El espesor aluvial rara vez supera 50 m disminuyendo hacia cabeceras y aumentando hacia la desembocadura, que si se produce en el mar, puede generar interdigitaciones entre los sedimentos fluviales y los marinos.

Llanuras aluviales encauzadas poseen todos los ríos que cruzan transversalmente la Patagonia Argentina (Colorado, Negro, Chubut, Deseado, Santa Cruz y Gallegos). Son ríos que nacen en los Andes Patagónicos y luego de recorrer cientos de kilómetros hacia el este, desembocan en el Océano Atlántico. Su principal aporte proviene de las lluvias y los deshielos en el ámbito montañoso donde las precipitaciones son abundantes. Al abandonar la cordillera, ingresan en la árida Meseta Patagónica donde se registran precipitaciones menores de 200 mm/año.

Los valles aluviales alcanzan considerable extensión en sentido transversal, sobre todo en sus tramos medio e inferior (10 a 30 km), lo que constituye una clara evidencia del caudal significativamente mayor que poseían los ríos en épocas pasadas, pues los cursos actuales rara vez superan los 300 m de ancho y aún en épocas de crecidas extraordinarias, sólo ocupan una reducida parte de sus antiguos valles.

La mayoría de estos ríos son influentes y al ser sus aguas de buena calidad, también lo son las subterráneas vecinas a los cursos. La calidad se deteriora hacia las bardas o límites laterales del valle, pues en los mismos puede existir aporte subterráneo de las terrazas alledañas labradas en sedimentos arcillosos marinos de la Formación Patagonia (figura 25).

PERFIL DE UN VALLE PATAGÓNICO



La permeabilidad del aluvio varía de acuerdo a la granometría, selección, empaquetamiento y presencia de matriz o material cementante. En general, se trata de gravas arenosas friables, con intercalaciones de niveles francamente arenosos o areno-pelíticos. Los tamaños disminuyen desde cabeceras hacia los sectores inferiores de la cuenca, originando una reducción concomitante de la permeabilidad cuyos valores extremos se ubican entre 700 y 10 m/día. Las zonas carentes de gruesos, o sea integradas solamente por finos, observan permeabilidades inferiores a 0,1 m/d.

1.2.6. LLANURAS COSTERAS

Prácticamente todo el litoral atlántico de la República Argentina, está integrado por diferentes tipos de llanuras costeras. A las costas bajas con amplias playas arenosas de la Provincia de Buenos Aires, le suceden costas con acantilados y playas restringidas compuestas por rodados en el ambiente patagónico.

Entre el Cabo San Antonio y el extremo sur de la Provincia de Buenos Aires, se presenta una llanura costera caracterizada por una faja casi ininterrumpida de dunas de unos 30 m de altura máxima que, paralela a la costa, ocupa hasta 10 km de ancho. Las dunas están formadas por arenas silíceas finas y medianas, bien seleccionadas, derivadas de la acción del mar sobre los sedimentos limo arenosos del Pampeano. Esta formación arenosa alberga a un importante acuífero libre que constituye la principal fuente de provisión de agua potable para la mayoría de las ciudades y localidades balnearias. La falta de cementación y el alto grado de selección producido por el viento, hacen que tanto la porosidad efectiva como la permeabilidad de esta unidad arenosa alcancen elevados valores ($Pe=20\%$ y K de 15 a 100 m/d).

El agua subterránea en general es de buena calidad, pues la recarga se produce in situ a partir de la lluvia, los trayectos del recorrido subterráneo son cortos y el componente silíceo brinda poca oportunidad para la disolución. No es raro, sin embargo, encontrar zonas con elevado contenido de hierro en solución, con pH de neutro a ácido, producto de la presencia de materia orgánica. La contaminación

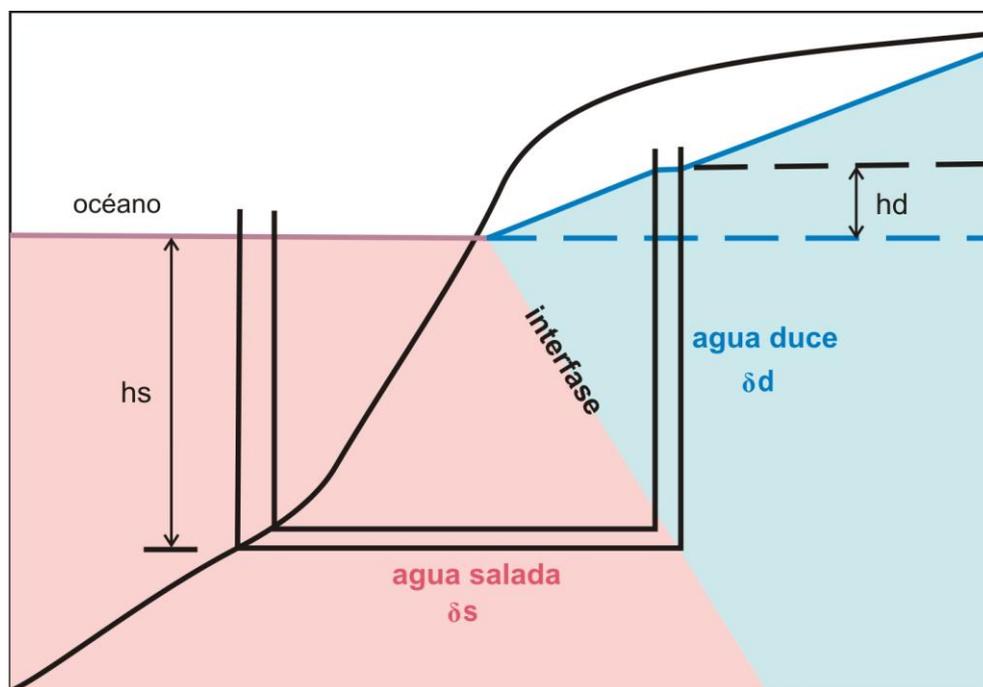
biológica y la derivada de invasión del agua salada de origen marino, constituyen los problemas más graves que afectan a estos acuíferos. La primera proviene de la rápida infiltración de las aguas servidas y del escaso filtrado que brindan los terrenos arenosos. Por otra parte, la falta de capas impermeables de extensión regional facilita el acceso de los desechos cloacales e industriales al acuífero freático, permitiendo la contaminación. Por ello, los pozos de producción deben ubicarse a distancias apreciables de las fuentes contaminantes y preferentemente aguas arriba respecto del flujo subterráneo.

La segunda es producto de la invasión del agua subterránea salada debido al descenso del nivel freático por explotación.

El agua dulce guarda una relación altimétrica respecto a la salada, como consecuencia de la diferencia de densidades entre ambas (figura 26).

Figura 26

RELACIÓN AGUA DULCE – SALADA



$$h_s \cdot \delta_s \cdot g = h_s \cdot \delta_d \cdot g + h_d \cdot \delta_d \cdot g \quad h_s \cdot \delta_s - h_d \cdot \delta_d = h_s \cdot \delta_d \quad h_s = \delta_d / (\delta_s - \delta_d) \cdot h_d$$

si $\delta_d = 1 \text{ g/cm}^3$ y $\delta_s = 1,025 \text{ g/cm}^3$ **$h_s = 40 \cdot h_d$**
 δ_d : densidad del agua dulce δ_s : densidad del agua salada

En un medio isótropo y homogéneo, esta relación significa que por cada 1 m de agua subterránea dulce emplazada por encima del nivel del mar, existen 40 m de agua dulce por debajo del mismo. La ecuación, desarrollada por Ghyben y Herzberg a fines del siglo 19, parte del supuesto de un equilibrio hidrostático, sin considerar el movimiento del agua subterránea, por lo que la profundidad de la interfase así calculada resulta algo menor que la real. Ello no obstante es de fácil aplicación y en general de buena aproximación a los fines prácticos.

Sin embargo, la desviación entre los requerimientos ideales y los componentes reales, hace que en ciertos casos la ecuación pierda utilidad. Esto es lo que sucede en la Costa Atlántica Bonaerense, donde por debajo de las dunas, se presentan sedimentos pelíticos de origen marino que limitan notoriamente el espesor del agua subterránea dulce.

1.3. MÉTODOS Y TÉCNICAS PARA LOS ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS

La elección de los métodos, las técnicas y evaluaciones utilizables en los relevamientos hidrogeológicos, depende no sólo del tipo de acuífero y de las características del ambiente a estudiar (valle intermontano, llanura costera, llanura pedemontana, etc), sino también de la cantidad, calidad y densidad de la información disponible. Así por ejemplo, las técnicas de prospección geofísica son poco empleadas en aquellas áreas donde la presencia de numerosas obras de captación hace factible la medición de niveles hidráulicos, la toma de muestras de agua e incluso la realización de ensayos de bombeo en los pozos existentes. Como contraparte, si el ambiente a estudiar carece o cuenta con escasa cantidad de perforaciones, la prospección del subsuelo deberá contar con el apoyo de la geofísica y de pozos exploratorios ejecutados para tal fin.

La descripción siguiente se efectúa con el objeto de brindar un esquema general de la metodología más frecuentemente empleada en la prospección y evaluación de los recursos hídricos subterráneos.

1.3.1. RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES

Se refiere a la identificación, análisis y selección de la información existente referida al área en estudio que incluye:

- cartografía de base, tanto topográfica como geológica
- fotografías e imágenes aéreas
- pluviometría, fluviometría, nivometría, clima
- informes geológicos
- informes de hidrología superficial y subterránea
- perfiles de perforaciones
- relevamientos geofísicos

La **cartografía topográfica** permite delimitar el área, ubicar los asentamientos poblacionales y las vías de comunicación, establecer los itinerarios de reconocimiento y las distancias a recorrer. También facilita la visión de los accidentes topográficos más importantes (elevaciones serranas o montañosas, valles y ríos, esteros, lagunas y bañados, faldeos pedemontanos, etc). Si el mapa cuenta con curvas de nivel, se pueden determinar altitudes, diferencia de alturas entre puntos y pendientes topográficas. En algunos casos, incluso, se señala con una simbología adecuada la posición de las obras de captación (molinos, pozos cavados, perforaciones, azudes, tomas de agua, etc) y de las zonas de descarga natural (manantiales, vegas, lagunas y bañados).

Los planos topográficos constituyen el sustento para la cartografía hidrogeológica, pues de ellos se extraen las bases que se emplearán en la confección de los mapas piezométricos, hidroquímicos, estructurales e isopáquicos, del o los acuíferos estudiados.

Pese a que no existe unidad de criterios respecto a la denominación que se les debe dar a los mapas hidrogeológicos en función de su escala, generalmente se adopta (Auge, 2003 a).

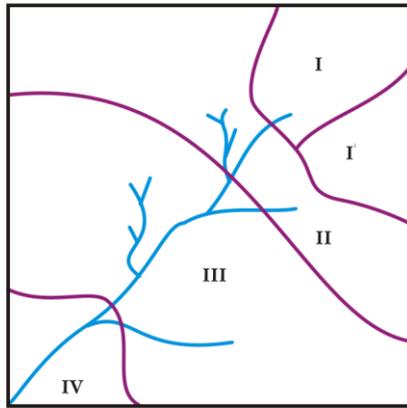
1:500.000 y menores	regional
1:200.000 a 1:500.000	reconocimiento
1:50.000 a 1:200.000	semidetalle
1:50.000 y mayores	detalle

Debe tenerse presente que generalmente para los relevamientos de campo se eligen escalas de mayor detalle que las utilizadas finalmente para la elaboración, con el objeto de minimizar errores, siendo aconsejable que la reducción sea de por lo menos el doble. Ejemplo: escala de campo 1:50.000 y de elaboración 1:100.000. La clasificación anterior se refiere a la escala final o de elaboración.

Los mapas geológicos de superficie resultan de suma utilidad para el trabajo del hidrogeólogo, debido a que en los mismos se representan los afloramientos de las formaciones geológicas. Una formación agrupa a un conjunto de unidades litológicas semejantes. Por ello, con la base de un mapa geológico y un reconocimiento de campo, a fin de establecer las propiedades hidráulicas de dicha unidades, se puede identificar rápidamente a los ambientes de mayor interés hidrogeológico.

Al hidrogeólogo le interesa conocer el comportamiento de las unidades aflorantes en función de su capacidad para almacenar y transmitir agua. Por ello, un mapa hidrogeológico puede diferir sustancialmente del geológico de la misma zona. Así, el geólogo puede agrupar en una misma formación 2 coladas de lava superpuestas, tengan o no alvéolos y estén o no fracturadas. El hidrogeólogo prestará especial atención en diferenciar aquellos basaltos integrados por coladas masivas, de los que presenten oquedades o alvéolos comunicados y fracturas o diaclasas, pues pueden darle elevada permeabilidad secundaria. Inversamente, el geólogo puede diferenciar unidades estratigráficas que poseen el mismo comportamiento hidrogeológico; p. ej. dos secuencias de areniscas arcillosas de diferente color y edad, separadas por una discordancia que tengan similares porosidades efectivas y permeabilidades (figuras 27 y 28).

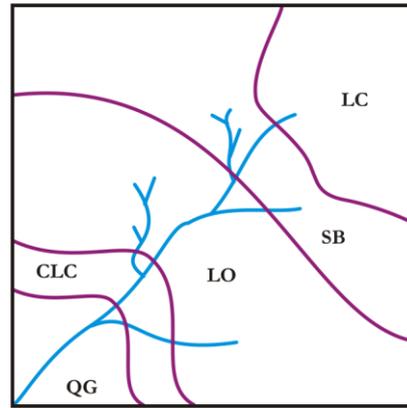
Figura 27
MAPA HIDROGEOLÓGICO



HIDROGEOLÓGICO

I: Granito macizo, acuífugo.
I': Granito muy fisurado; puede admitir y transmitir cantidades moderadas de agua.
II: Lutita; acuícluda.
III: Arenisca arcillosa; su comportamiento puede variar entre acuitardo y acuífero de baja permeabilidad.
IV: Conglomerado con matriz arenolimsa, en partes cementado por carbonatos; acuífero de mediana a alta permeabilidad.

Figura 28
MAPA GEOLÓGICO



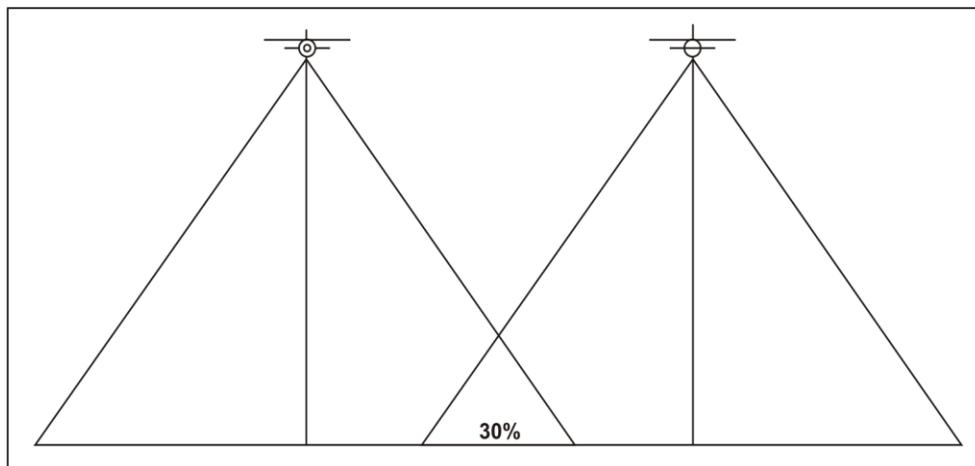
GEOLÓGICO

LC: Formación Los Cóndores. Granitos precámbricos.
SB: Formación San Bernardo. Lutitas ordovícicas.
LO: Formación Los Olleros. Areniscas arcillosas devónicas.
CLC: Formación Cerro La Capilla. Areniscas arcillosas pérmicas.
QG: Formación Quebrada Grande. Conglomerado terciario.

Las fotografías e imágenes aéreas, son tomas efectuadas a diferentes alturas en función de la finalidad del trabajo y de la escala, que está en relación inversa respecto a la altura del registro. Con las fotografías aéreas puede obtenerse una visión en relieve o estereoscópica, en virtud de que las tomas se realizan con un 30% de superposición lateral y un 60% en la dirección del vuelo (figura29).

Figura 29

FOTOGRAFÍAS AÉREAS – COBERTURA



Las imágenes satelitales constituyen un aporte significativo para las técnicas de detección a distancia. El satélite para evaluar recursos naturales Landsat 7, actualmente en órbita a 705 km de altura en el Ecuador, pasa por la vertical del mismo lugar cada 16 días, tomando imágenes de nuestro planeta, con una cobertura que varía en función de la latitud, pero que está en el orden de los 32.000 km² en cada toma (185 x 175 km). Las ventajas de estas imágenes sobre las fotográficas son que: abarcan una superficie mucho mayor; la altura del registro prácticamente elimina la deformación por oblicuidad; la repetición de las vistas de un mismo lugar permite apreciar las variaciones que muestra el paisaje en diferentes épocas del año o bajo condiciones climáticas o hidrológicas diferentes. Además de Landsat, están en órbita los satélites SPOT (Francia); Cosmos (Unión Soviética); y ERS (Comunidad Europea), todos para la evaluación de recursos y/o procesos naturales.

Con las fotografías aéreas pueden trazarse con bastante precisión los contactos entre unidades geológicas (p. ej. contacto entre el material aluvial y las rocas cristalinas que conforman el cuerpo serrano, diferenciar estereoscópicamente distintos niveles de terrazas aluviales, o identificar los rasgos estructurales de la comarca como pliegues, fallas o diaclasas). También se puede apreciar la red de drenaje, sus formas y caracteres, distinguir zonas de descarga natural, ámbitos propicios para la recarga, etc.

Las imágenes satelitarias brindan una información de tipo regional en virtud de su escala de toma (1:1.000.000 o menores) por lo que son de mayor utilidad para visualizar los grandes accidentes morfológicos, hidrológicos y estructurales (cadenas montañosas o serranas, abanicos aluviales, ríos con sus afluentes principales, esteros, lagunas, bañados, fallas y pliegues mayores, etc).

Los registros pluviométricos (lluvia), fluviométricos (caudal) y nivométricos (nieve), resultan de utilidad a fin de determinar si existen excedentes hídricos que puedan traducirse en recarga subterránea.

La finalidad liminar de todo estudio hidrológico consiste en desarrollar un balance hídrico. Esto es, determinar los ingresos y egresos de agua en un sistema hidrológico de extensión conocida (cuenca superficial o subterránea, lago, región fisiográfica, etc) para un período de tiempo determinado; en el cálculo también debe incluirse la variación neta de agua almacenada.

En su forma más simplificada el balance hídrico puede escribirse:

$$I - E \pm \Delta S = 0$$

I: Ingresos

E: Egresos

ΔS : Variación de agua almacenada (+ si aumenta - si disminuye)

Informes geológicos. Los perfiles y descripciones petrológicas, estratigráficas y estructurales, que acompañan a los informes geológicos, son de suma utilidad para interpretar el comportamiento hidrológico subterráneo de una región. El aspecto petrográfico ya fue tratado con los mapas geológicos de superficie.

Sin embargo, resta señalar que el contenido iónico del agua subterránea depende en gran medida de la composición mineralógica de los terrenos por donde circula. Por lo tanto, su conocimiento también resulta importante para comprender el origen de los componentes en solución y predecir sus modificaciones.

El agua subterránea de ambientes graníticos normalmente es rica en SiO_2 , algo ácida, de bajo tenor salino y de alto contenido en K^+ . En ambientes basálticos se destaca la presencia de Fe^{++} y Mg^{++} y en zonas calcáreas predominan Ca^{++} y CO_3H^- . En sedimentos arcillosos, las aguas suelen ser cloruradas sódicas.

Estas consideraciones, sin embargo, deben tomarse solamente como indicativas pues además de la litología, el tipo y concentración iónica del agua subterránea depende del clima, recorrido, edad y posición respecto a la superficie.

La estructura controla en buena medida el comportamiento hidrodinámico subterráneo. Fallas y pliegues pueden modificar los gradientes hidráulicos y en algunos casos, cambiar las direcciones de flujo.

Informes hidrológicos. Se sobreentiende la relevante importancia que tienen los subterráneos. Los superficiales, sobre todo en lo referente a caudales máximos, mínimos y medios, como así mismo a variaciones entre estaciones de aforo, son de interés pues pueden indicar pérdidas o ganancias hacia o desde el acuífero. También el tipo de drenaje (permanente, temporario o efímero) es indicativo de la relación entre el agua superficial y la subterránea.

Perfiles de perforaciones. Normalmente cuentan con una descripción litológica de los acuíferos y de los acuitardos, ensayos de caudal - depresión, niveles estáticos y dinámicos y composición química de las capas ensayadas y en explotación. Más raros son los datos sobre granometría, mineralogía y perfilajes eléctricos. De cualquier manera, constituyen la información más fidedigna para interpretar el comportamiento hidrológico subterráneo, tanto en el aspecto hidrodinámico como hidroquímico.

Informes geofísicos. Generalmente brindan información sobre la estructura del subsuelo. A veces, sin embargo, si se dispone de conocimiento sobre la constitución litológica del mismo, puede ayudar a la interpretación de su comportamiento hidrogeológico. En el punto de prospección se describen aquellos métodos geofísicos de mayor uso en hidrogeología.

1.3.2. RELEVAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

Consiste en la identificación, medición y muestreo de las fuentes subterráneas y superficiales.

En las superficiales, normalmente se efectúan aforos expeditivos mediante el empleo de flotadores o molinete manual. Esto permite determinar la velocidad de la corriente que junto con la sección de pasaje, se emplean para establecer el caudal del río o arroyo. Los aforos expeditivos deben tomarse solamente como indicativos dado que los caudales medios, máximos o mínimos, pueden diferir apreciablemente del registrado. En general, conviene efectuarlos en épocas de estiaje y consultar con los lugareños sobre el estado de las aguas en el momento de realizar el aforo.

En las captaciones de agua subterránea (pozos o perforaciones) se mide la profundidad del nivel hidráulico y la del pozo. El primer valor, luego de acotado, permite la elaboración del mapa con curvas equipotenciales. Este es imprescindible para determinar la dirección del flujo, los gradientes hidráulicos y el comportamiento dinámico general del agua subterránea.

Los manantiales, deben ser cuidadosamente relevados, indicando sus características, cantidad, formas y caudales. Ellos representen sitios de descarga natural del agua subterránea y por ende deben incluirse como factor de pérdida en el desarrollo del balance. También resulta importante conocer la permanencia temporal de los manantiales (perennes o intermitentes) y su temperatura (termales y atermales).

De las muestras de las fuentes superficiales, subterráneas y de los manantiales, en campaña generalmente se determina pH, conductividad eléctrica y temperatura. Luego en laboratorio y, sobre muestras que se seleccionan a partir de las determinaciones de campo, del ámbito geológico y de la posición en el recorrido subterráneo, se efectúan análisis químicos y de ser necesario, bacteriológicos.

Otra de las tareas que se realizan durante el relevamiento hidrogeológico, es reconocer y ajustar los límites de las unidades carteadas en gabinete a partir de fotografías aéreas, imágenes satelitales, o mapas geológicos.

1.3.3. ENSAYOS HIDRÁULICOS

Normalmente se efectúan en perforaciones existentes. Si se programan y ejecutan perforaciones exploratorias, una de sus finalidades principales es justamente la realización de ensayos de bombeo.

El objetivo de estos ensayos es determinar la magnitud de los parámetros hidráulicos de los acuíferos ensayados (permeabilidad, transmisividad, almacenamiento, porosidad efectiva). También el comportamiento de los pozos (caudal, depresión, caudal específico, eficiencia).

Se pueden diferenciar de acuerdo a su dinámica en ensayos de **depresión** y de **recuperación** y de acuerdo a la uniformidad del caudal en **constantes** y **escalonados** (Kruseman y de Ridder, 1990).

Existe una serie de exigencias teóricas a las que deben ajustarse los acuíferos el flujo y los pozos para que los ensayos brinden resultados apropiados (homogeneidad, isotropía, espesor constante, extensión, régimen de flujo laminar, tamaño despreciable del pozo, etc). Estas condiciones normalmente no se dan en la práctica, lo que en definitiva produce una desviación entre la magnitud real de los parámetros hidráulicos y la calculada. De cualquier manera, generalmente la desviación no es acentuada y por lo tanto los ensayos brindan valores representativos (Auge, 2008 a). La ventaja de esta metodología sobre la que se emplea en laboratorios (permeámetros, porosímetros) radica en que los materiales ensayados lo son in situ y por lo tanto no sufren la inevitable alteración que produce su extracción.

1.3.4. PROSPECCIÓN HIDROGEOLÓGICA

La prospección (búsqueda) hidrogeológica puede realizarse de varias maneras. Las técnicas de superficie ya fueron mencionadas (relevamiento geológico e hidrogeológico, fotografías aéreas e imágenes satelitales, balance hídrico). En relación al conocimiento del subsuelo, de suma utilidad resultan las técnicas geofísicas y las perforaciones.

Las primeras miden algunas propiedades naturales como susceptibilidad magnética, densidad, conductividad y potencial eléctrico, elasticidad. Sin embargo, para obtener resultados apropiados deben asumirse algunas hipótesis básicas que derivan del conocimiento geológico o hidrogeológico y también debe existir un buen contraste entre las magnitudes de las propiedades naturales a medir.

Las perforaciones brindan datos más fidedignos, pero la mayor desventaja radica en su elevado costo. Pese a ello, la culminación de toda prospección hidrogeológica, debería consistir en la ejecución de una o más perforaciones exploratorias cuya ubicación se elige a partir de estudios de superficie y de técnicas geofísicas. Lamentablemente, la mayoría de las veces las perforaciones exploratorias no se concretan.

De las técnicas geofísicas de prospección, la más empleada en hidrología subterránea es la geoeléctrica. La magnetometría y la gravimetría, si bien más baratas, son de poco uso por su escaso poder de resolución. La sísmica brinda en general buena definición, pero es de alto costo para las investigaciones hidrogeológicas. Últimamente se han desarrollado y están en desarrollo, técnicas de microsísmica con equipos y procedimientos que abaratan notablemente sus precios. Es de esperar que en poco tiempo dichas técnicas sean de uso corriente en hidrogeología.

Gravimetría. Se basa en la medición de variaciones en la densidad de las rocas para lo que se emplean tres tipos de instrumentos (gravímetro, péndulo y balanza de torsión). Los reconocimientos son rápidos y baratos y en general, combinados con los magnetométricos, brindan adecuada información sobre la

estructura profunda de cuencas sedimentarias. Es de uso frecuente en prospección petrolífera pero de poca utilidad para la prospección hidrogeológica.

Magnetometría. Las medidas de variaciones del campo magnético terrestre son las de ejecución más rápida y barata de todas las técnicas geofísicas; para su determinación se emplea el magnetómetro. En general se la usa en prospección minera. Ya se señalo su utilidad en combinación con la gravimetría. Es poco empleada en hidrogeología.

Sísmica. Son los métodos geofísicos más preciosos y potencialmente más útiles. Las técnicas sísmicas no miden campos naturales de fuerzas, sino la reacción de las unidades geológicas frente a vibraciones producidas artificialmente. En definitiva, variaciones de elasticidad que se traducen en mayores o menores velocidades de propagación de las ondas sísmicas.

Los métodos sísmicos son de dos tipos: refracción y reflexión. El de refracción es el de mayor uso en hidrogeología. Reflexión sísmica se emplea en prospección para hidrocarburos y es más costosa.

Las vibraciones, producidas con explosivos, golpes o vibradores, se detectan mediante registradores (geófonos) ubicados a diferentes distancias del punto de vibración. Lo que se registra es el tiempo que tarda la onda en recorrer una de determinada distancia y por ende su velocidad de propagación. Los materiales consolidados (rocas) presentan mayores velocidades de propagación que los no consolidados (sedimentos). Dado que normalmente la consolidación aumenta con la profundidad el método permite detectar la posición a la que se produce dicho cambio.

Con sísmica de refracción se puede identificar el tipo de estructura, el buzamiento de las capas y la presencia de cambios de facies litológicas. Es particularmente útil para ubicar la profundidad a la que se emplaza el nivel freático y determinar el espesor del relleno en piedemontes y valles intermontanos. En el primer caso, debido al aumento en la velocidad de propagación de los sedimentos saturados respecto de los subaturados. En el segundo, dado el marcado constante entre la velocidad de propagación de la roca de base y de los sedimentos aluviales.

Geoeléctrica. Es la técnica geofísica de mayor empleo en prospección hidrogeológica. Se pueden medir dos tipos de potencial eléctrico. Uno es la diferencia de potencial natural entre dos puntos del terreno y el otro la diferencia producida artificialmente al inyectar una corriente eléctrica en el suelo (resistividad). Ambos (potencial espontáneo y resistividad) se pueden registrar con el mismo instrumental.

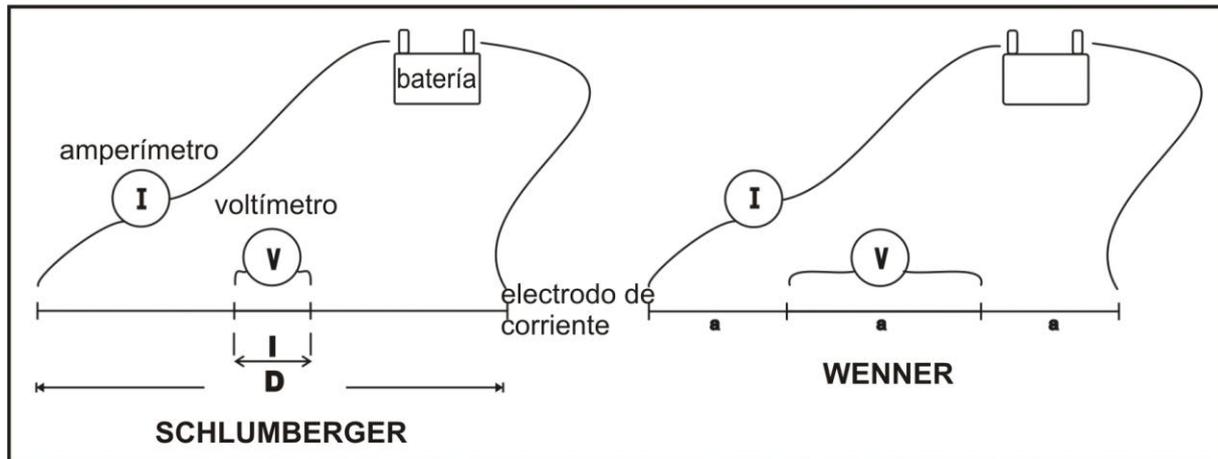
Se utilizan diferentes disposiciones electródicas pero las más empleadas son la de Wenner y la de Schlumberger.

En la primera se mantiene una separación constante entre los electrodos exteriores o de corriente y los interiores o de potencial. En el dispositivo de

Schlumberger, la distancia entre los electrodos de potencial es mucho menor que la que los separa de los de corriente (figura 30).

Figura 30

DISPOSICIÓN ELECTRÓDICA DE SCHLUMBERGER Y WENNER



El dispositivo de Wenner brinda una relación más directa entre la separación eléctrica y la profundidad de penetración de la corriente. El de Schlumberger, para una determinada separación de los electrodos exteriores, permite una definición más clara de las condiciones de subsuelo.

La resistividad de las unidades geológicas varía en un amplio rango. Así, un granito macizo puede dar valores de 10^6 ohm.m y una arcilla saturada con agua salobre 1 ohm.m. En general las rocas o sedimentos secos poseen resistividades elevadas mientras que si están saturados éstas disminuyen notoriamente, debido a que el flujo dominante de la corriente se realiza a través del agua. Por lo tanto, la magnitud de la resistividad depende de la porosidad del material, de su grado de saturación y de la composición química del fluido saturante.

Las técnicas geoelectricas han dado buenos resultados en la detección de la interfase agua salada-dulce, en la ubicación de la roca de base subyacente al relleno aluvial en valles intermontanos o piedemontes y en la identificación de paleocauces de grava o arena labrados en sedimentos pelíticos.

La ubicación de la superficie freática por debajo del suelo es de difícil resolución, debido a la variación en el grado de saturación que normalmente presenta la zona de aireación. Al respecto, mucha mayor precisión se logra mediante sísmica de refracción.

De empleo reciente es la técnica conocida como **tomografía eléctrica**, que emplea 20 o más electrodos unidos por un “cable inteligente”, que permite cambiar la disposición y la distancia entre ellos electrónicamente (Auge, 2008 b).

Perforaciones. Como ya se señalara, las perforaciones brindan los datos más fidedignos de las condiciones hidrogeológicas de subsuelo. Mediante ellas, se puede obtener información apropiada sobre el comportamiento de las unidades atravesadas en relación a su capacidad para admitir o transmitir agua y de la calidad de esta última.

En función de su objetivo, se las puede clasificar en perforaciones de **exploración** y de **explotación**.

Las primeras están destinadas a la prospección y las de explotación a la captación para el aprovechamiento del agua subterránea. A veces, las de exploración pueden transformarse en perforaciones de explotación, si las condiciones hidrogeológicas son adecuadas y las características constructivas del sondeo lo permiten.

Las técnicas más empleadas para perforar son la de **rotación** y la de **percusión**. La combinación de ambas (**rotopercusión**) da buenos resultados en rocas duras (basaltos, granitos) y en aluviones gruesos (gravas arenosas).

Aquí no se detallarán las características de cada técnica; por lo tanto, a título informativo puede decirse que las perforaciones de **percusión** permiten un muestreo litológico más representativo que las de rotación. Además son sumamente precisas para la identificación de las capas acuíferas, permitiendo un adecuado muestreo de las mismas y un apropiado registro de sus niveles estáticos. La principal desventaja del sistema de percusión radica en su lentitud y en el empleo de grandes longitudes y variados diámetros de cañerías, la mayoría de las cuales no pueden recuperarse luego de finalizada la perforación. Todo ello redundando en un costo relativamente elevado.

Las de **rotación** poseen como ventaja principal su rapidez de avance, sobre todo en rocas sedimentarias de resistencia moderada (limolitas, arcilitas, areniscas, calizas) y sus equivalentes no consolidados (limos, arcillas, arenas). La desventaja más notoria de este sistema consiste en que el pozo debe estar lleno de líquido para permitir la perforación. Este líquido se denomina inyección y algunas veces contiene arcilla que se le agrega artificialmente (bentonita) y otras, incorpora finos naturalmente de los terrenos perforados. Justamente la presencia de inyección hace sumamente difícil identificar las capas productivas durante la perforación y esto normalmente se hace en forma indirecta por el muestreo litológico o cutting.

El cutting es material desmenuzado por el trépano, debido a lo cual también es poco representativo de los caracteres litológicos naturales. A modo de ejemplo puede citarse que la aparición de arena en boca de pozo es un indicio preliminar de la existencia de una capa productiva. Otro de los inconvenientes de esta técnica radica en que la inyección puede invadir y dañar seriamente a las unidades hidrogeológicas atravesadas. Cuando se emplean cantidades importantes de bentonita, ésta forma un revoque en la pared del pozo reduciendo notablemente la permeabilidad de la zona invadida. Dicho revoque es de difícil remoción y es bastante común que las capas acuíferas disminuyan apreciablemente su

rendimiento, llegando en algunos casos a inhibir la explotación. La remoción del revoque, la limpieza de la zona invadida y la extracción de los finos de formación (desarrollo), constituyen el fundamento del éxito de una perforación de rotación en lo referente a su rendimiento.

El sistema de **rotopercusión** emplea aire a presión que acciona un martillo de fondo (similar a los martillos neumáticos para el arreglo de las calles), que además de golpear, gira. El material triturado es arrastrado hasta boca de pozo por la corriente de aire en su retorno ascendente. El sistema pierde eficiencia cuando la carga hidráulica en el fondo es superior a 10 kg/cm^2 (100 m por debajo del nivel freático). Las muestras son de mala calidad (trituradas). Este método permite identificar con precisión, solamente la posición de la superficie freática. El avance es notablemente superior al de rotación y de percusión en rocas compactas, gravas y rodados, pero el equipo de perforación es mucho más caro porque necesita grandes compresores.

A continuación se mencionan los registros que deberían realizarse en toda perforación, tomando como modelo a las de rotación, por ser las más empleadas en prospección hidrogeológica (Auge, 2005 a).

Muestreo litológico (cutting). Generalmente se toma una muestra por cada 1 m perforado y en cada cambio litológico. Es uno de los indicadores principales del comportamiento hidrológico subterráneo. Permite diferenciar acuíferos de otras unidades que en principio no aparecen como tales (acuitardos, acuicludos).

Velocidad de avance o cronometraje. Determina la velocidad de penetración de la herramienta. Normalmente se registra el tiempo que tarda en recorrer 1 m. Es el primer indicio que se recibe en superficie sobre los caracteres del subsuelo.

Muestreo de la inyección. Se mide la conductividad eléctrica de la inyección a intervalos regulares; para unificar con los demás registros cada 1 m. Una variación notoria (aumento o disminución) indica la presencia de una capa con agua más salina o menos salina que la de inyección.

Peso de la herramienta de perforación y barras. Es de utilidad si se cuenta con un tensiómetro para medir el peso de la columna de perforación en el aparejo del que está suspendida. Por diferencia se puede estimar la carga en el fondo del pozo. La mayoría de los equipos de perforaciones para agua no tienen tensiómetro. Se emplea para ajustar la velocidad de avance.

Velocidad de rotación de la mesa. Influye en la velocidad de avance del trépano; por ello, se trata de mantener una velocidad de rotación lo más uniforme posible.

Velocidad de retorno de la inyección. Es importante para el muestreo litológico y de la propia inyección, pues a medida que aumenta la profundidad también aumenta el tiempo que tarda la inyección en llegar a la boca del pozo. Generalmente se determina calculando la velocidad en función del diámetro útil del pozo y del caudal inyectado por la bomba. Otras veces se emplean indicadores como el arroz.

Perfilaje eléctrico. Existe diferentes tipos de registros que se efectúan en las perforaciones; algunos a partir de corrientes naturales o inducidas artificialmente, otros que miden radiaciones naturales o artificiales, otros la propagación del sonido, etc. Al conjunto se lo agrupa bajo la denominación de perfilaje eléctrico. Si bien son de uso corriente en perforaciones para petróleo son mucho menos frecuentes y más sencillos en perforaciones para agua, en las que fundamentalmente se registra potencial espontáneo y resistividad; más raro es el perfil de rayos gamma.

Con **potencial espontáneo** se puede apreciar la posición de los niveles arenosos y en forma muy generalizada las variaciones de permeabilidad. Con **resistividad**, las modificaciones relativas en el tenor salino a lo largo del perfil y con **rayos gamma**, precisar los límites de las capas arcillosas.

Tanto el perfilaje eléctrico como los registros convencionales citados previamente, deben analizarse en forma conjunta y no aislada. Ello pues, una interpretación con menor posibilidad de error, es la que surge del empleo de la mayor cantidad de registros posibles.

Por último, resta citar el muestreo de agua y los ensayos de bombeo, que normalmente se realizan luego de aislar las capas con contenidos salinos elevados. Si bien es conveniente colocar filtros en los tramos ensayados, el costo de esto y el tiempo que insume la maniobra, hace que frecuentemente se ensaye a pozo abierto (sin filtro). Esto da lugar a que deba disminuirse el caudal y aumenten los riesgos de derrumbe de la pared del pozo.

Los ensayos son del tipo de los citados en el punto 1.3.3.

1.3.5. CARTOGRAFÍA HIDROGEOLÓGICA

Los mapas hidrogeológicos derivan de la elaboración en gabinete de los datos obtenidos en el relevamiento de campo. En general se los emplea para caracterizar espacialmente al sistema hidrológico subterráneo tanto hidrodinámica como hidroquímicamente.

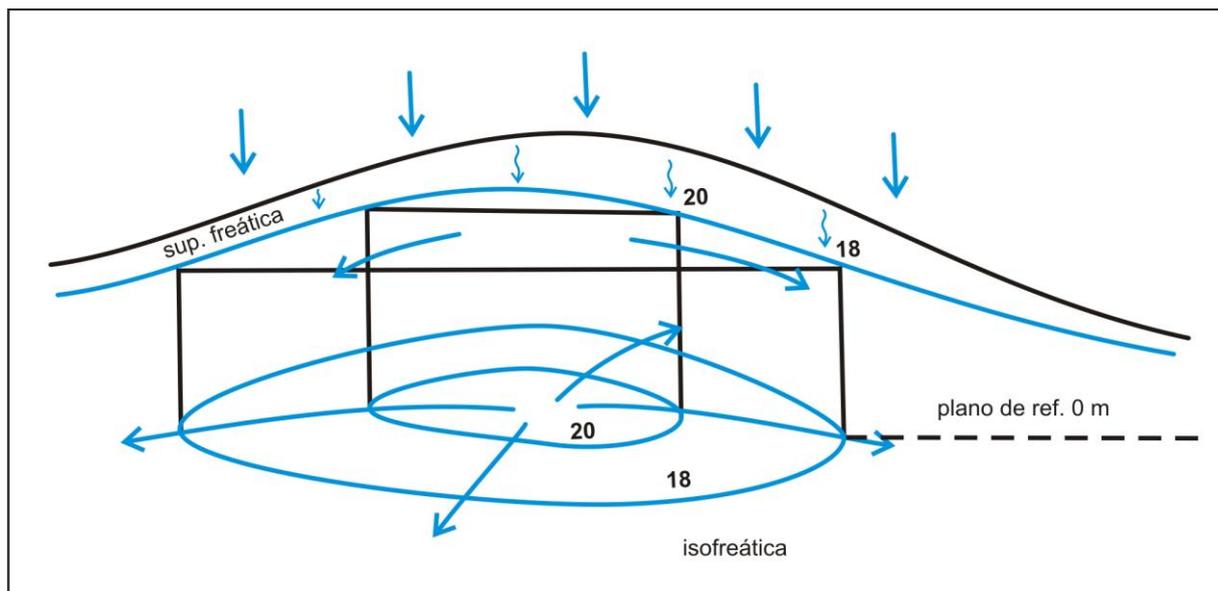
De los mapas que indican caracteres hidrodinámicos, el de curvas equipotenciales es el más importante. Para su construcción es necesario llevar los niveles hidráulicos registrados en todos los sitios de medición, a un mismo plano de referencia; esto es acotarlos. El plano de referencia generalmente utilizado es el nivel medio del mar. Otros planos de referencia surgen de puntos de nivelación propios de cada país; p. ej. en Argentina “cero” del Instituto Geográfico Militar, “cero” del Mareógrafo del Riachuelo, “cero” del Peristilo del la Catedral de Buenos Aires, etc.

Las curvas equipotenciales permiten identificar la posición de zonas de recarga y descarga del agua subterránea y establecer las direcciones preferenciales de flujo y los gradientes hidráulicos. La morfología de la superficie freática o piezométrica queda claramente establecida y también se puede determinar la relación entre el agua subterránea y la superficial (cursos efluentes, influentes y aislados). Además, si se conoce la transmisividad (T) se puede estimar el caudal que fluye a través de una sección elegida y conociendo permeabilidad (K) y porosidad efectiva (Pe) se puede calcular la velocidad efectiva (Ve) de circulación subterránea.

Las curvas equipotenciales surgen de la intersección de planos horizontales equidistantes y la superficie freática o piezométrica. En el primer caso también se las denomina curvas isofreáticas (figura 31) y en el segundo izopiezas (figura 32). En definitiva reproducen la forma de la superficie hidráulica subterránea, de manera similar a las curvas de nivel, que representan la forma topográfica.

Figura 31

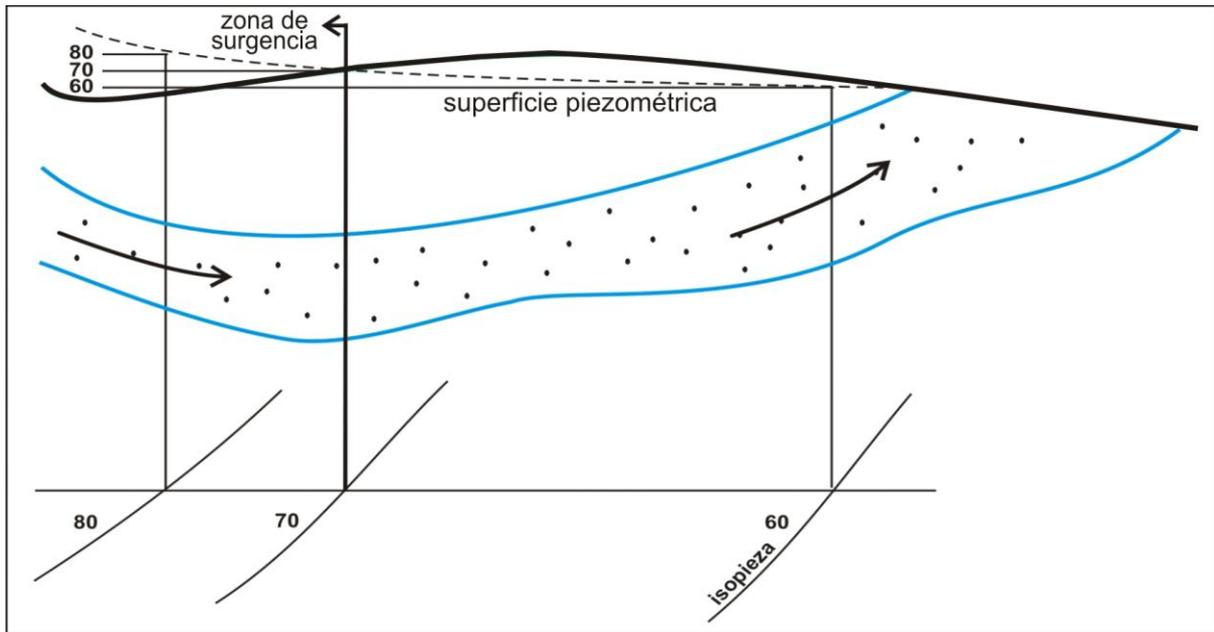
PERFIL Y MAPA FREATIMÉTRICO



La combinación de curvas equipotenciales y direcciones prevalecientes del flujo subterráneo, que se representan mediante flechas perpendiculares a las equipotenciales, se denomina **red de flujo**. La interpretación de la red de flujo permite establecer en forma **directa**: zonas de recarga, de descarga y de conducción; direcciones de flujo; gradientes hidráulicos; forma de la superficie hidráulica real (freática) o virtual (piezométrica).

En forma **indirecta** (conociendo T, K, Pe y el espesor saturado), se pueden determinar: caudales subterráneos, velocidades de circulación, variaciones de permeabilidad, transmisividad o de la sección de pasaje, accidentes estructurales.

PERFIL Y MAPA PIEZOMÉTRICO



En relación a su forma en planta, las superficies hidráulicas (freáticas o piezométricas) se pueden clasificar en: **planas** (figura 33), **cilíndricas** (figura 34) y **radiales**, y estas últimas en **convergentes** (figura 35) y **divergentes** (figura 36). Los perfiles se clasifican en **lineales** (figura 37), **parabólicos** (figura 38) e **hiperbólicos** (figura 39).

Figura 33

Figura 34

SUPERFICIE HIDRÁULICA PLANA

SUPERFICIE HIDRÁULICA CILÍNDRICA

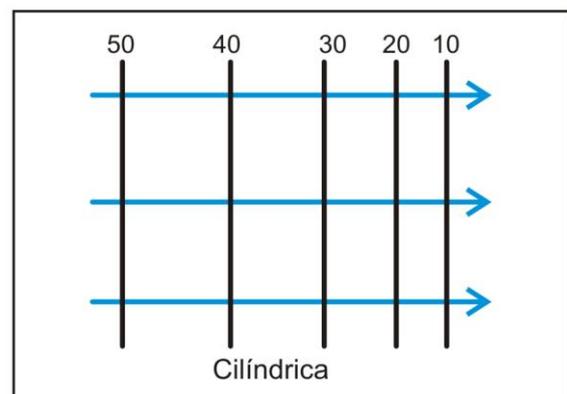
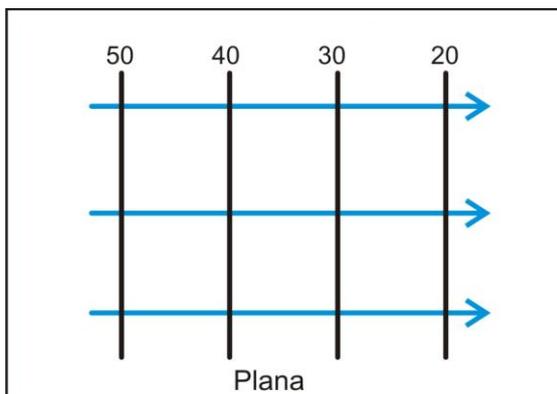


Figura 35

**SUPERFICIE HIDRÁULICA
RADIAL - CONVERGENTE**

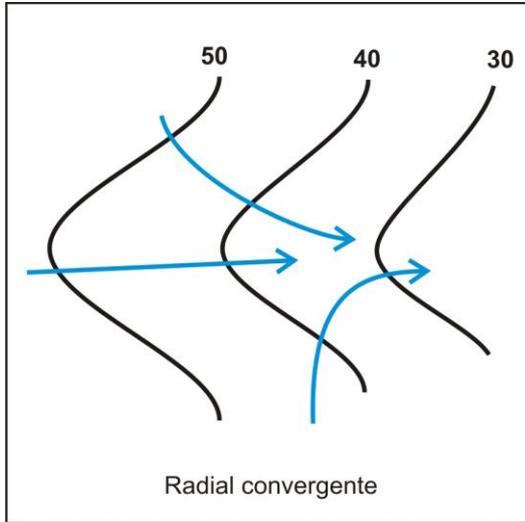


Figura 36

**SUPERFICIE HIDRÁULICA
RADIAL - DIVERGENTE**

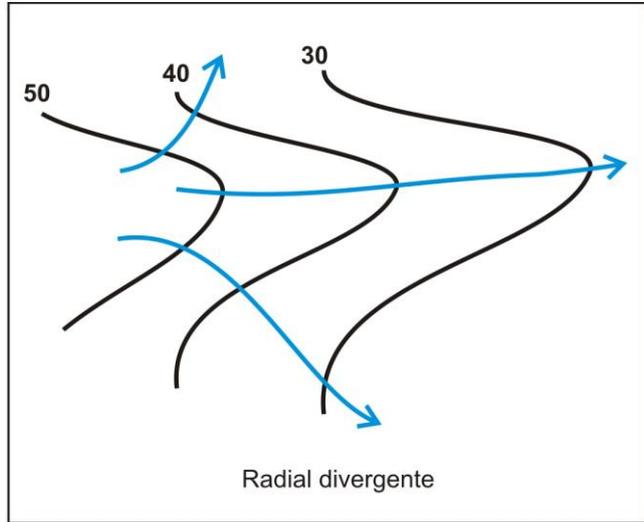


Figura 37

PERFIL HIDRÁULICO LINEAL

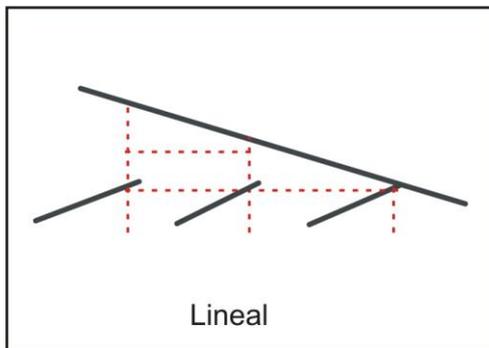


Figura 38

PERFIL HIDRÁULICO PARABÓLICO

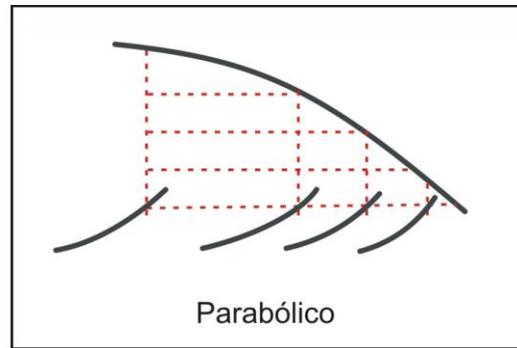
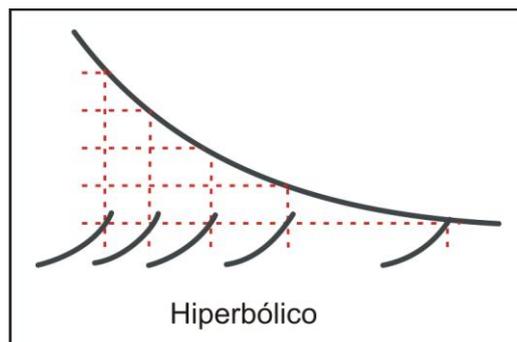


Figura 39

PERFIL HIDRÁULICO HIPERBÓLICO



Las formas **planas** rara vez se dan en la naturaleza pues para su presencia el medio debe ser isótropo homogéneo, de espesor constante y el movimiento del agua subterránea, uniforme. De presentarse, lo hacen en sectores restringidos de ámbitos mayores, donde la superficie hidráulica en su conjunto posee otro comportamiento.

Las formas **cilíndricas** más comunes, presentan perfil de tipo parabólico. También son raras en la naturaleza y se vinculan a acuíferos libres, con disminución de la transmisividad en la dirección del flujo, o a la presencia de zonas de descarga lineales. Como en el caso anterior normalmente representan comportamientos locales, que regionalmente evolucionan a las formas radiales.

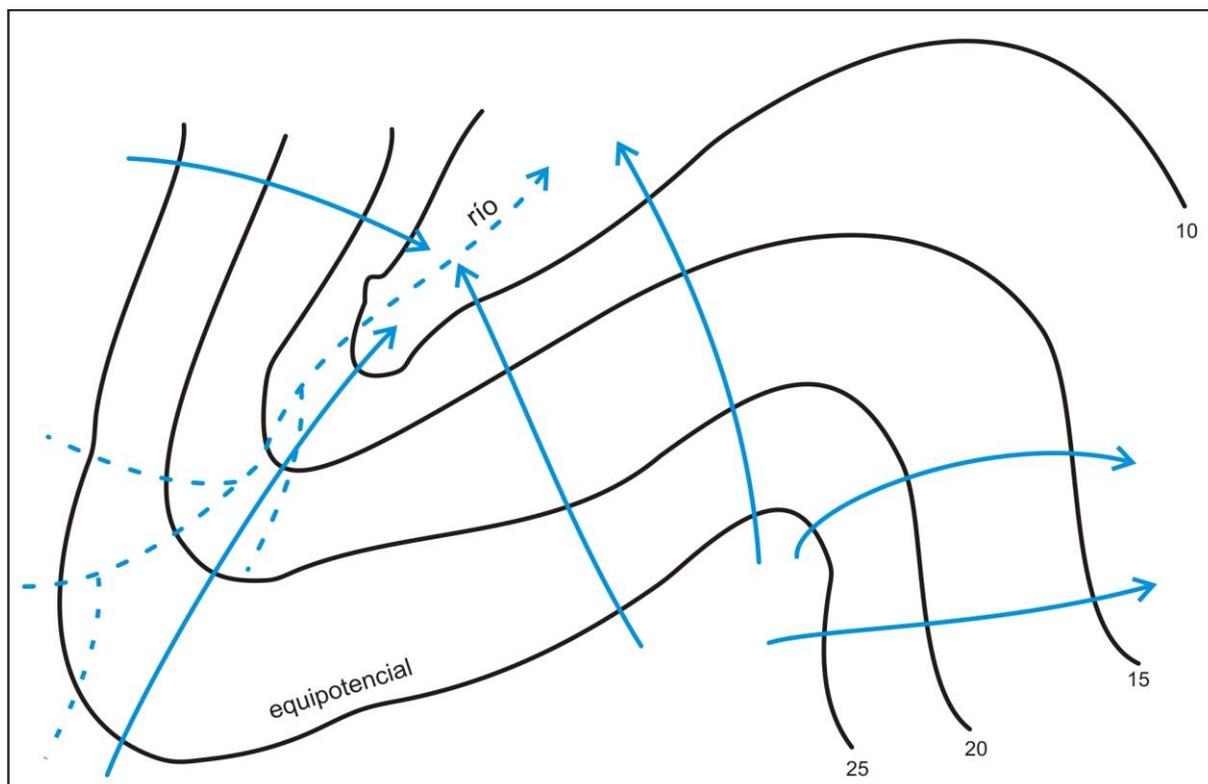
Las **radiales** son las formas más comunes en la naturaleza debido a que el agua subterránea se recarga en ambientes de infiltración o aporte preferencial, desde donde migra lateralmente hacia los sitios de descarga. Las formas **radiales divergentes indican zonas de recarga o dispersión y las radiales convergentes, de descarga o concentración del flujo subterráneo.**

Los perfiles **parabólicos o hiperbólicos** derivan de varias causas. Si el caudal se mantiene más o menos uniforme a lo largo del recorrido, un aumento del gradiente en la dirección del flujo (perfil parabólico) es consecuencia de una disminución en la transmisividad. Esta puede obedecer a una disminución de la permeabilidad, del espesor saturado, de la sección de pasaje, o a una combinación de todos, alguno, o algunos de dichos parámetros. Bajo el mismo régimen de caudal uniforme, el perfil hiperbólico es producto de un incremento en la transmisividad debido a aumentos en la permeabilidad, espesor saturado, o sección de pasaje, en forma individual o combinados.

En la figura 40 se representa la **red de flujo de un acuífero freático**. En ella se indica una zona de recarga, una de descarga y las direcciones principales de flujo subterráneo. El ámbito de recarga tiene forma radial divergente con tendencia hiperbólica. La de descarga, que coincide con el río, es radial convergente pero de tipo parabólico. Esto último puede deberse al incremento del caudal en la dirección del flujo y a la reducción longitudinal en la sección de pasaje. De la red de flujo también se desprende que el río es efluente (recibe aporte subterráneo).

Otra carta de utilidad en la interpretación de la hidrodinámica subterránea, es la que reproduce la **profundidad de la superficie freática** (figura 41). En las zonas de descarga natural el nivel freático se emplaza a menor profundidad que en las de recarga, y en las de conducción, se ubica en una posición intermedia. Las curvas de **isoprofundidad** de la superficie freática, indican además el espesor de la **zona de aireación o subsaturada**.

RED DE FLUJO SUBTERRÁNEO



Ello resulta de interés para establecer sitios donde la cercanía del agua puede favorecer el ascenso capilar y la concentración salina por evaporación (menos de 1,5 m). Este es uno de los procesos que originan en dichos ámbitos, aguas subterráneas con tenores salinos más elevados que en otros donde se ubican a mayor profundidad. Además, la incorporación de sales por disolución a lo largo del recorrido, también hace que hacia las zonas de descarga aumente la concentración salina.

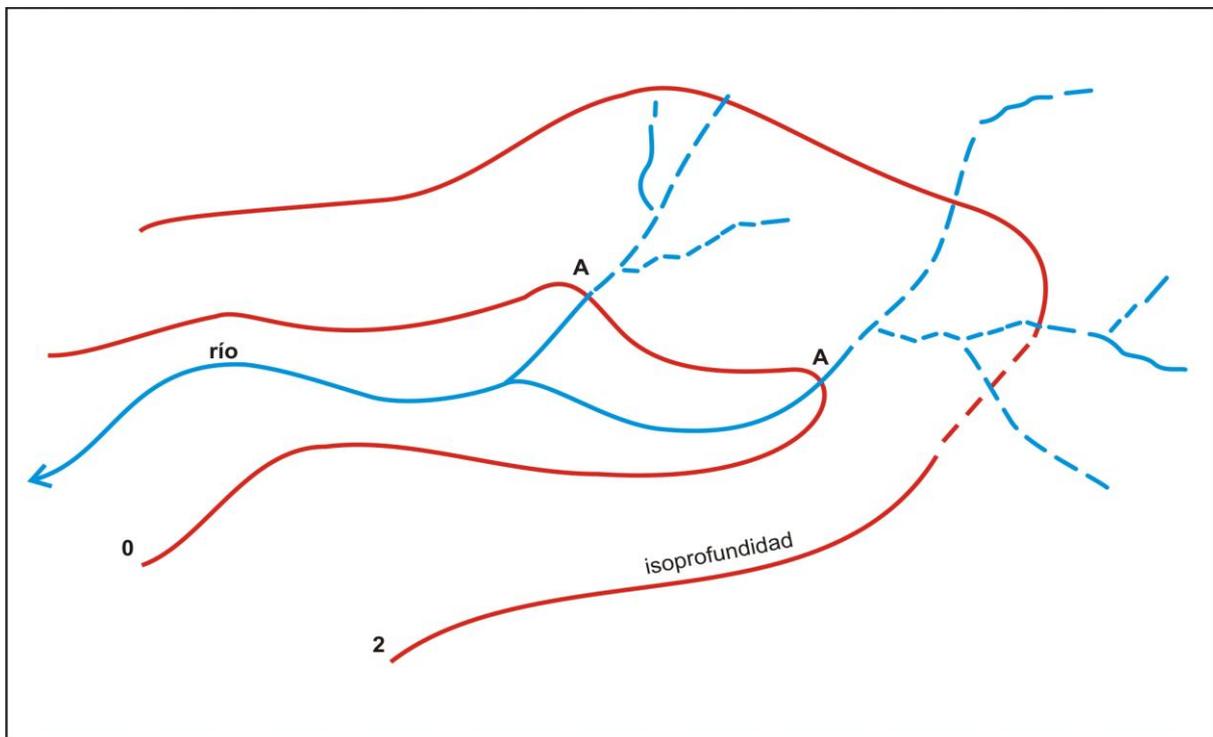
Desde el punto de vista práctico, el conocimiento de la profundidad del agua permite fijar la profundidad de los pozos y perforaciones de captación. También, detectar regiones inapropiadas para la edificación en general, o expuestas a la contaminación por vertidos cloacales o industriales.

Las curvas de isoprofundidad pueden elaborarse directamente por interpolación entre los registros obtenidos en cada punto de medición u obtenerse en forma indirecta, sustrayendo las cotas de las curvas topográficas, de las equipotenciales en los puntos de intersección entre ambas.

En la figura 41, la intersección del cauce con la curva de 0 m de profundidad (punto A) indica que aguas abajo, el río es efluente y aguas arriba influente.

Otros mapas importantes para la interpretación del comportamiento hidrogeológico son los de **espesor saturado, de facies y de transmisividad**.

MAPA DE PROFUNDIDAD HIDRÁULICA



El **mapa de espesor saturado**, si el acuífero es libre, surge del mapa con curvas equipotenciales y del isobático del piso de la capa freática (Castany, 1974). Normalmente, se dispone de mayor información de la posición de la superficie freática que la referida al piso del acuífero. Por ello, a veces, para el de espesor saturado o isopáquico de la capa freática, se asume una profundidad aproximada para el piso de la misma. Esta carta permite, junto con el valor de la porosidad efectiva, establecer el volumen de la reserva efectiva. Por ejemplo, si del mapa de espesor surge un volumen total del acuífero de 20.000 hm^3 y éste posee una porosidad efectiva del 15%, el volumen de agua almacenada que teóricamente podría drenarse por gravedad asciende a 3.000 hm^3 . En la práctica, no toda el agua almacenada puede extraerse debido a limitaciones técnicas e hidrodinámicas naturales. Generalmente, las limitaciones citadas reducen en un 50% el volumen de la reserva efectiva, respecto de la aprovechable. Por lo tanto, en el caso del ejemplo, unos 1.500 hm^3 serían aprovechables. Es importante señalar que cuando se calculan reservas, debe tenerse presente la magnitud de la recarga, si es que ésta efectivamente se produce. A título informativo puede señalarse, que en casos extremos el volumen de la recarga en un año hidrológico puede alcanzar al 50% de la reserva efectiva.

En el **mapa de facies para agua subterránea** (figura 42), generalmente se representan los porcentajes de las fracciones medianas (arenas) y gruesas (gravas) respecto del espesor total de la formación considerada (Auge, 2006).

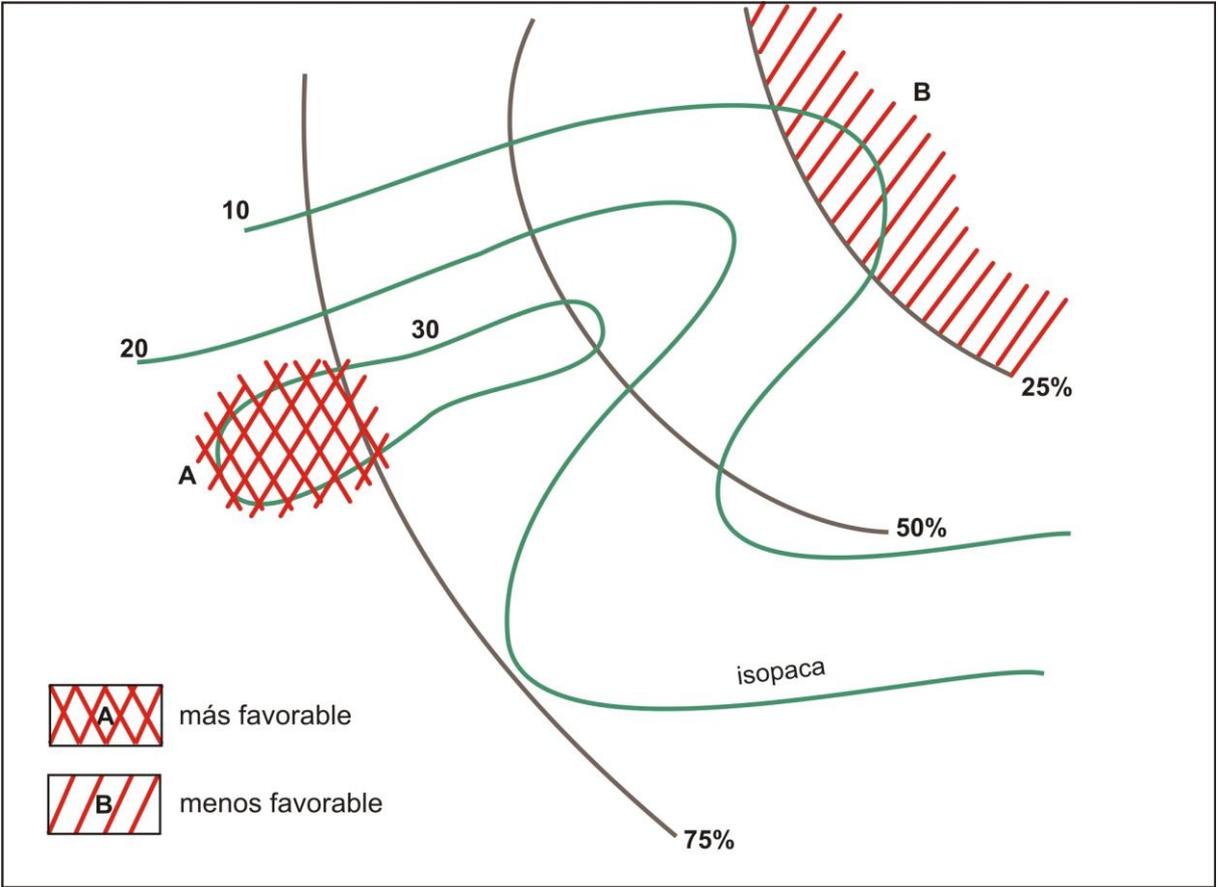
Por lo tanto, constituye una carta de relaciones entre la granometría, que al estado suelto o friable genera un comportamiento acuífero (grava o arena), frente a la de grano fino (limo o arcilla) de comportamiento acuitardo o acuícludo. En base a los mapas de facies, se pueden identificar los sitios favorables para la obtención de mayores caudales. Estos, en general, coincidirán con los porcentajes más altos de arena o grava.

Dado que el mapa de espesor saturado como el de facies, derivan de datos del subsuelo, el muestreo preciso y la descripción detallada del cutting o testigos de las perforaciones, resultan la herramienta fundamental para su adecuada confección. El costo de las perforaciones exploratorias, hace que la mayor parte de las veces no se cuente con una densidad apropiada de información. En estos casos, debe recurrirse a aquella existente (perfiles de perforaciones de explotación) que normalmente poseen muestreos y descripciones deficientes.

En la figura 42, el sitio más favorable para la obtención de caudales elevados (zona A) es el que combina elevados espesores (mayores de 30 m) y porcentajes de tamaño arena (mayores de 75%). Por el contrario, la zona con un espesor menor de 10 m y del 25% de arena, resulta la menos favorable (zona B).

Figura 42

MAPAS DE ESPESOR SATURADO Y FACIES

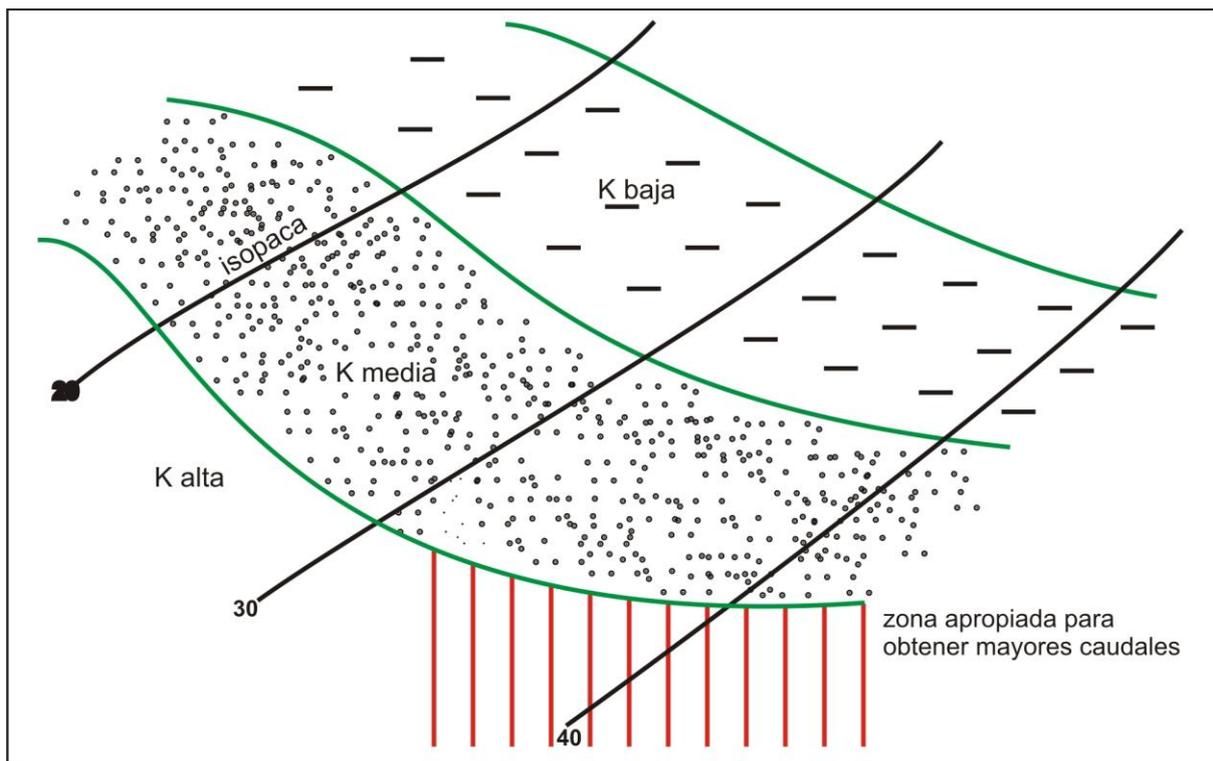


El **mapa de transmisividad** (figura 43), señala con mayor precisión que los anteriores (espesor y facies) los ámbitos con mayor y menor capacidad de transmisión de agua. Puede elaborarse a partir de los valores de transmisividad obtenidos en ensayos de bombeo, o combinando espesores saturados con sus respectivas permeabilidades (transmisividad es el producto de permeabilidad por espesor saturado $T = K \cdot e$).

En la práctica, es difícil disponer de suficientes ensayos de bombeo para desarrollar mapas con curvas de isotransmisividad. Por ello, más común es que se elaboren a partir de los espesores registrados y las descripciones efectuadas en las perforaciones. Una técnica que brinda buenos resultados es asignar permeabilidades relativas a las unidades descritas litológicamente (alta, media, baja, muy baja) en correspondencia con grava, arena, limo, arcilla. Esto permite, combinando estas cualificaciones con el mapa de espesores, identificar los ámbitos más propicios para lograr buenos caudales.

Figura 43

MAPAS DE ESPESOR SATURADO Y PERMEABILIDAD



Es importante señalar que no siempre las zonas mejores hidráulicamente son las más favorables para la captación. Limitaciones técnicas en algunos casos, como distancia entre la captación y el sitio de consumo, composición química en otros (tenores salinos elevados) o problemas derivados de la contaminación, hacen que la elección de los lugares de captación, deba efectuarse considerando también estos factores.

Para establecer la variación del volumen almacenado en un acuífero libre, es necesario conocer las fluctuaciones de su superficie freática. Esto, junto con la porosidad efectiva y el área donde se produce la fluctuación, permite determinar la variación en la cantidad de agua almacenada.

En un acuífero confinado, dado que el coeficiente de almacenamiento es función de la elasticidad del componente sólido y del agua, la oscilación de su superficie piezométrica no refleja cambios de volúmenes almacenados. En este caso, las fluctuaciones son producto de variaciones en las presiones transmitidas sobre el acuífero, o a través de los pozos.

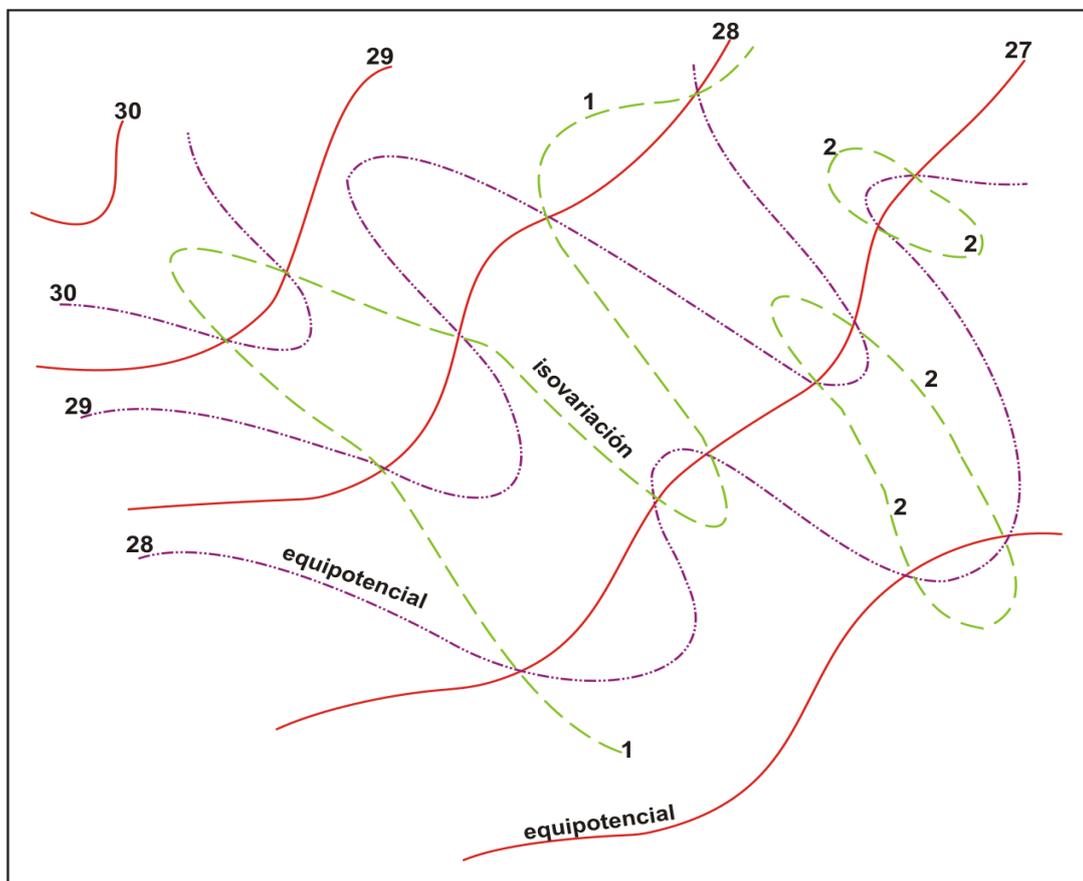
En un acuífero semiconfinado, la fluctuación puede deberse a una combinación de ambos procesos (variación del volumen almacenado y de presiones transmitidas).

Volviendo a los acuíferos libres, una carta de significativa importancia es la de variación de la posición espacial de la superficie freática en función del tiempo. Esta, se confecciona con curvas de isovariación, a partir de los mapas con curvas equipotenciales elaborados en diferentes épocas.

En la figura 44, uno de los mapas se construyó con valores de potenciales hidráulicos correspondientes al período de déficit (alturas mínimas). El otro, con cotas medidas en la época de exceso hídrico (alturas máximas). El residual, con curvas de isovariación, indica la diferencia de altura hidráulica entre ambos períodos.

Figura 44

MAPAS EQUIPOTENCIAL Y DE OSCILACIÓN DE LA SUPERFICIE FRÁTICA



Dado que la misma corresponde a un ascenso general entre el registro inicial y el final, el volumen de agua aumentó y por ello las curvas de variación se indican con signo positivo. Si la variación hubiese correspondido a un descenso, el volumen almacenado habría disminuido y las curvas tendrían signo negativo.

Para estimar la variación de agua almacenada que, en este caso particular se conoce como reserva fluctuante, se multiplica la superficie afectada, por la porosidad efectiva y por la altura media de las fluctuaciones. En el caso de la figura 44, la superficie entre las curvas de isovariación de 1 y 2 m es de 450 km² y la porosidad efectiva media del 12%, el incremento de agua almacenada es:

$$450 \text{ km}^2 \times 0,12 \times 1,5 \text{ m} = 81 \text{ hm}^3$$

1.4. HIDROQUÍMICA

Otro de los aspectos de sumo interés en la hidrología subterránea es el referido a la hidroquímica.

El conocimiento de los caracteres y evolución química del agua subterránea, constituye un aporte para precisar el comportamiento hidrodinámico. Así, una composición química similar entre acuíferos ubicados a diferente profundidad, es un indicio de su probable comunicación hidráulica.

La evolución química lateral hacia aguas del tipo clorurado, generalmente coincide con el sentido del escurrimiento subterráneo, mientras que en ámbitos de recarga o infiltración preferencial, dominan aguas del tipo bicarbonatado.

La composición química del agua subterránea, deriva de la constitución mineralógica de los sedimentos o rocas por donde circula, del clima, de la profundidad, de la morfología y de procesos modificadores (oxidación, reducción, intercambio iónico, etc). Es frecuente que la actividad antrópica genere cambios en la composición química original del agua subterránea, como sucede con la salinización por sobre-explotación en los acuíferos costeros y en muchos continentales, la contaminación con nitratos en ámbitos donde se cultiva o en zonas urbanas, la salinización por ascenso de la superficie freática debido al exceso de riego, la contaminación con metales producto de la actividad industrial, etc.

Los iones más comunes en el agua subterránea (CO₃ H⁻, Cl⁻, SO₄⁻, Na⁺, Ca⁺⁺ y Mg⁺⁺) son los más empleados para las elaboraciones cartográficas y las interpretaciones hidroquímicas. Además de los mapas individuales, que pueden hacerse con contenidos expresados en ppm (partes por millón) o meq/l (miliequivalentes por litro) es de utilidad la representación de relaciones iónicas, pero en este caso las concentraciones deben expresarse en meq/l.

Como ya se señalara, en términos generales puede asumirse que en las zonas de recarga el agua es predominantemente bicarbonatada y hacia las descarga tiende a hacerse clorurada, particularmente si el flujo es de tipo regional. En las zonas de conducción, pueden predominar aguas sulfatadas, aunque esto depende de la presencia de compuestos del S en los componentes sólidos de los acuíferos.

De lo expresado se desprende que la relación $\text{Cl}^-/\text{CO}_3\text{H}^-$, tenderá a aumentar en el sentido del escurrimiento subterráneo. Sin embargo, la composición mineralógica de los materiales por donde circula el agua puede modificar tanto éste como otros principios generales. Así, si el material es de tipo calcáreo, predominarán aguas bicarbonatadas cálcicas y si existe elevada proporción de yeso, sulfatadas cálcicas.

La extensión en el recorrido subterráneo es otro factor que controla los caracteres químicos del agua. Si es corto (escasa distancia entre las zonas de recarga y de descarga), el agua puede o no evolucionar de bicarbonatada a clorurada.

En aguas cálcicas, el CO_3H^- es menos soluble que el SO_4^- , pero si el agua es sódica, el bicarbonato es mucho más soluble que el sulfato. Si el agua es cálcica, los primeros que dejan la solución son los bicarbonatos pues ante un leve incremento de Ca^{++} , precipitan como CO_3Ca . Posteriormente, si aún existe Ca^{++} en solución, precipitan los sulfatos como SO_4Ca . Los cloruros, debido a su elevado índice de solubilidad, rara vez precipitan y por lo tanto son más estables al estado soluble. Para que precipite Cl^- es necesario que el agua alcance concentraciones en este ión (salmuera) varias veces superiores a la del agua de mar.

Otra relación de interés es la que vincula $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$; en el agua de mar esta relación es de aproximadamente 5, en el agua subterránea se invierte, brindando valores menores de 1 (generalmente 0,2 a 0,6), debido a la mayor proporción de minerales cálcicos que magnésicos en los sedimentos continentales. Valores altos de la relación en acuíferos costeros, es un indicio de la presencia de agua marina. La relación $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$, también tiende a crecer en la dirección del escurrimiento subterráneo, como consecuencia del mayor índice de solubilidad del Mg^{++} .

La composición química del agua subterránea puede cambiar por acción biológica o físico - química.

En el primer caso, es bastante común la reducción de SO_4^- por acción bacteriana, situación que deriva en contenidos ínfimos de sulfatos en solución. Mucho más frecuente aún, es el intercambio de iones del agua con minerales que forman el material sólido por donde circula (intercambio iónico o de bases). Por ejemplo un agua bicarbonatada cálcica puede transformarse en bicarbonatada sódica debido a que el Ca^{++} disuelto puede desalojar al Na^+ presente en muchos sedimentos arcillosos. El calcio, queda fijado en la estructura de la arcilla y el sodio pasa a la solución. También, aunque menos frecuente, es que suceda el proceso inverso, dependiendo de la concentración relativa de ambos en el agua y el sedimento.

1.4.1. CONTROLADORES DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Geología. La constitución mineralógica del material que contiene al agua subterránea, suele imprimirle su impronta química. Así, la que circula por rocas calcáreas, generalmente es dura por la presencia de calcio y magnesio; el agua contenida en arcillas generalmente es clorurada, mientras que la asociada a arenas

cuarzosas presenta tenores elevados en sílice. Sin embargo, el agua subterránea también puede presentar una composición química diferente a la del sólido que la contiene. La existencia de un buen desarrollo del horizonte A del suelo, implica la presencia de abundante materia orgánica y fuerte actividad biológica, con la producción de gran cantidad de CO_2 que, al combinarse con el agua, genera $\text{CO}_3\text{H}^- + \text{H}^+$, lo que le otorga un carácter bicarbonatado, en el que no influye la composición mineralógica del suelo (Guymon, 1994).

Morfología. Los accidentes morfológicos también inciden en la composición química del agua subterránea. En las regiones húmedas, las depresiones son sitios de descarga y por ende el agua presenta los mayores tenores salinos (valles fluviales de la Llanura Chacopampeana Húmeda). En las regiones áridas, las depresiones suelen actuar como ámbitos de recarga y por debajo de ellas el agua subterránea presenta la menor salinidad de la región (valles fluviales del centro y NO de Argentina).

Clima. El clima incide directamente en el balance hídrico, con déficit en las regiones áridas ($\text{E}_{\text{vtp}} > \text{P}$), lo que favorece la concentración por evaporación, que en definitiva se traduce en agua con alta concentración salina y del tipo clorurado. En las regiones húmedas ($\text{P} > \text{E}_{\text{vtp}}$), hay exceso en el balance y el agua subterránea en general es de menor salinidad y del tipo bicarbonatado.

P: precipitación E_{vtp} : evapotranspiración potencial

Biota. Algunos vegetales pueden incidir en la composición química del agua; las leguminosas fijan con facilidad el nitrógeno del aire, lo que hace que el agua subterránea asociada presente tenores elevados de nitratos. La bacteria *Sporovibrio desulfuricans* actúa como reductora del sulfato, al emplear el oxígeno presente en su composición para su actividad biológica.

Hombre. La actividad antrópica es un factor que suele alterar la composición química del agua. Los procesos de contaminación por vertidos domésticos, industriales, urbanos y/o rurales (agrícolas, ganaderos), son un ejemplo. Otro frecuente, es la salinización por sobreexplotación de acuíferos costeros (Mar del Plata), o continentales con agua dulce en la sección superior del perfil y salada en la inferior (Oeste de la Provincia de Buenos Aires).

1.4.2. SALES APORTADAS POR LAS ROCAS

Ígneas. Las más comunes son granito entre las plutónicas y basalto entre las volcánicas. La disolución de los silicatos es más rápida en aguas ácidas que alcalinas y se ve favorecida por el CO_2 . Los productos de reacción pueden generar arcillas que fijan al K^+ anteriormente disuelto (Hem, 1959). El agua vinculada a granitos en general es poco salina, predominado CO_3H^- , Na^+ y Ca^{++} , la SiO_2 puede aparecer en concentraciones de 20 a 100 ppm. Normalmente $r_{\text{Na}} > r_{\text{Cl}}$ y el residuo salino no supera 500 ppm. El agua relacionada con basaltos posee menos sílice que la de granitos (menos de 60 ppm), pero más Fe^{++} y Mg^{++} . El pH suele ser alto por la alteración de las olivinas (Custodio y Llamas, 1976).

Metamórficas. Las aguas contenidas en estas rocas poseen características químicas intermedias entre las de las ígneas y las sedimentarias. El agua circulante por esquistos, cuarcitas, filitas y mármoles, poseen tenores en SiO_2 bajos (<30 ppm). Los mármoles suelen generar agua bicarbonatada - cálcica.

Sedimentarias. La composición del agua vinculada depende del tipo de roca. Debido a que poseen mayor porosidad que las cristalinas, en general dan agua con mayor concentración salina.

a) Resistitas. Están formadas por los minerales que las originaron (cuarzo, mica, silicatos resistentes). Los representantes típicos de estas rocas son: areniscas, arenas, conglomerados, gravas. La composición del agua puede asemejarse a la del cemento o a la de los clastos (granos).

b) Hidrolisitas. Formadas por partículas provenientes de la hidrólisis de otras rocas (arcillas, pizarras). De baja permeabilidad y alta porosidad en general poseen aguas salobres o saladas. Abunda Cl^- , SO_4^- y Na^+ , aunque también pueden presentar Ca^{++} , Mg^{++} y SiO_2 .

c) Precipititas. Producto de reacciones químicas que dan lugar a sales insolubles (calizas y dolomías). Las calizas producen CO_3H^- y Ca^{++} de acuerdo a la cantidad de CO_2 disuelto. Las dolomías, aportan CO_3H^- y cantidades equivalentes de Ca^{++} y Mg^{++} por lo que la relación $r\text{Ca}^{++}/r\text{Mg}^{++}$ es aproximadamente igual a 1.

d) Evaporitas. Formadas por la precipitación de sales fácilmente solubles (yeso, anhidrita, halita), debido a la concentración por evaporación. El agua subterránea asociada tiene muy alta salinidad. El yeso y su variedad anhidra (anhidrita) dan aguas con elevados tenores en SO_4^- , Ca^{++} y frecuentemente Na^+ , Mg^{++} y Cl^- .

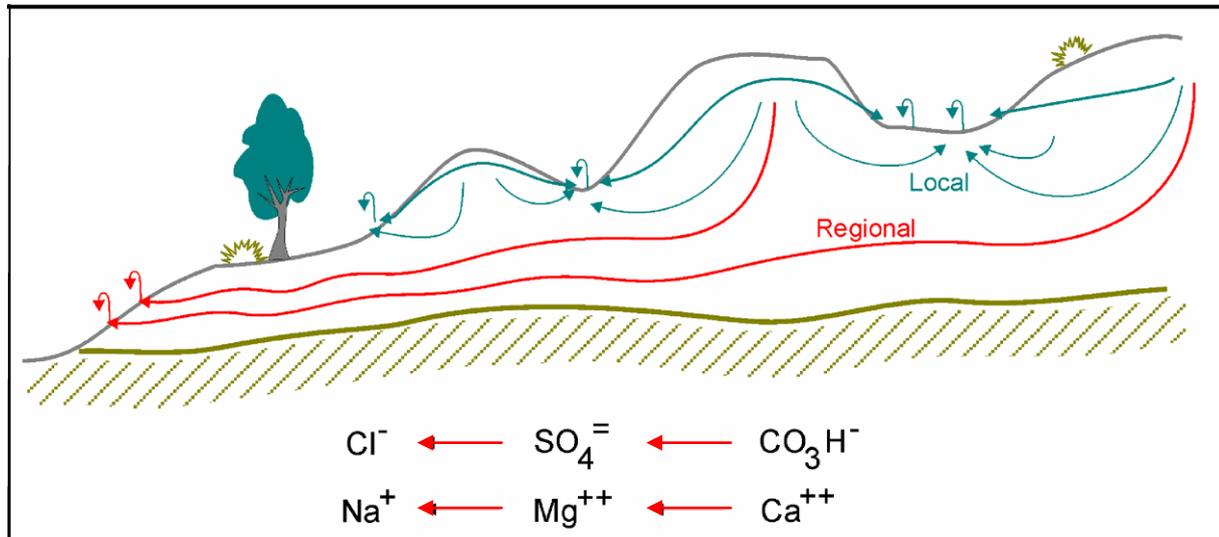
e) Carbonosas y bituminosas. Se vinculan a ambientes reductores originando aguas de alta salinidad con concentraciones elevadas en Fe^{++} y S^- . Los sulfatos faltan o se presentan en concentraciones muy bajas, pero la elevada proporción de CO_2 facilita la disolución de otros minerales como el carbonato de calcio y la sílice, dando aguas con tenores elevados en CO_3H^- y SiO_2 .

1.4.3. EVOLUCIÓN

En la generalidad, el agua subterránea de flujo regional (extenso), evoluciona, pasando de bicarbonatada, en la zona de recarga, a sulfatada, en la de conducción y, finalmente, a clorurada en la de descarga. En lo referente al contenido catiónico, la evolución es de cálcica a magnésica y, finalmente, sódica.

En la figura 45 (Custodio y Llamas, 1976) se esquematiza en un perfil la evolución hidroquímica ideal de un flujo subterráneo regional.

EVOLUCIÓN HIDROQUÍMICA EN EL FLUJO REGIONAL



1.5. VULNERABILIDAD

Desde que Margat (1968) introdujera el término “vulnerabilidad del agua subterránea a la contaminación”, se han sucedido numerosas definiciones, calificaciones y metodologías sobre el mismo, en muchos casos orientadas a su representación cartográfica.

Hasta la fecha, sin embargo, no se ha logrado consenso sobre el alcance del término y en este sentido, existen dos grandes corrientes.

Una está representada por aquellos investigadores que consideran a la vulnerabilidad como una propiedad referida exclusivamente al medio (tipo de acuífero y cobertura, permeabilidad, profundidad, recarga, etc), sin tener en cuenta la incidencia de las sustancias contaminantes; a esta se la denomina **vulnerabilidad intrínseca** y en la otra orientación, se agrupan los que sí le otorgan, además del comportamiento del medio, trascendencia al tipo y carga del contaminante (**vulnerabilidad específica**).

También existen divergencias respecto a la utilidad de las representaciones cartográficas y a si la vulnerabilidad debe mantenerse en un marco cualitativo o pasar a otro cuantitativo. En este sentido en el Congreso XXIX del IAH, realizado en Bratislava en 1999, se produjo una fuerte controversia entre las escuelas alemana y checa, al sostener la primera la necesidad de adecuar nuevas metodologías para transformar a la vulnerabilidad en una variable cuantitativa, mientras que los checos propiciaron el mantenimiento del alcance cualitativo del término, debido al inconveniente que implica la asignación de magnitudes representativas a los componentes y procesos que inciden en la vulnerabilidad.

Aquí se hace una breve referencia a las definiciones, a los componentes y a los métodos más difundidos para caracterizar a la vulnerabilidad del agua

subterránea respecto a la contaminación y se proponen dos nuevos; uno para acuíferos libres y otro para semiconfinados (Auge, 2005 b).

1.5.1. DEFINICIONES

Vrba y Zaporozec (1994) definen a la vulnerabilidad como “una propiedad intrínseca del sistema de agua subterránea que depende de la sensibilidad del mismo a los impactos humanos y/o naturales”. De la definición se desprende que los autores incluyen en la misma tanto al sistema subterráneo como a los contaminantes y dentro de estos a los artificiales y a los naturales.

Foster e Hirata (1991) dicen que la “vulnerabilidad del acuífero a la contaminación, representa su sensibilidad para ser adversamente afectado por una carga contaminante impuesta”. En este caso al citar a una carga contaminante impuesta, los autores parecen referirse solamente a una contaminación de origen artificial.

Custodio (1995) señala: “la vulnerabilidad a la polución expresa la incapacidad del sistema para absorber las alteraciones, tanto naturales como artificiales”. Vuelven a aparecer aquí procesos naturales y/o artificiales, como potenciales generadores de la alteración.

Carbonell (1993) define la vulnerabilidad a la contaminación, como la tendencia de los contaminantes a localizarse en el sistema de agua subterránea, luego de ser introducidos por encima del acuífero más somero. En este caso el autor considera solamente la acción de los contaminantes.

EPA (1991) hace referencia a la vulnerabilidad subterránea respecto a un plaguicida, como la facilidad con que un contaminante aplicado en la superficie, puede alcanzar al acuífero en función de las prácticas agrícolas empleadas, las características del plaguicida y la susceptibilidad hidrogeológica. Esta definición incorpora, además de las condiciones del medio, las propiedades del contaminante y las prácticas de cultivo (vulnerabilidad específica).

Otro concepto íntimamente asociado a la **vulnerabilidad** es el de **riesgo** a la contaminación, aunque éste también genera diferencias en su definición, utilidad y técnicas para el mapeo.

Algunos autores (Foster, 1987) definen al riesgo como el peligro de deterioro en la calidad de un acuífero, por la existencia real o potencial de sustancias contaminantes en su entorno. Otros (Vrba y Zaporozec, 1994) lo asimilan a la vulnerabilidad específica, que se refiere al peligro de contaminación del agua subterránea respecto a un contaminante, o familia de contaminantes de características y comportamientos similares (nitratos, hidrocarburos livianos o pesados, plaguicidas, materia orgánica, fenoles, metales, etc).

En el entendimiento del suscrito la **vulnerabilidad intrínseca** tiene mayor utilidad en los trabajos de planificación de uso del territorio y del agua, particularmente en lo que respecta a la preservación de la calidad del recurso, en los sitios donde no está afectado, ni se realizan prácticas como fertilización, aplicación

de plaguicidas, riego, cría concentrada de ganado, ni actividades domésticas, urbanas, o industriales, que por su intensidad pudieren afectarlo.

La **vulnerabilidad específica** incluye parcialmente el concepto de riesgo, toda vez que se refiere al peligro de deterioro en relación a sustancias contaminantes específicas.

Con el objeto de clarificar, se cita un ejemplo sencillo:

- a) un depósito con puertas sin llave ni candado, ubicado en la zona rural, es muy vulnerable debido al fácil acceso; sin embargo el riesgo de hurto o robo es bajo, porque en la región no hay vándalos.
- b) otro depósito, ubicado en la zona urbana y provisto de fuertes cerraduras, candados y ventanas enrejadas, es poco vulnerable pero de alto riesgo, debido a la presencia de delincuentes en la región.

1.5.2. MÉTODOS

Se citan las metodologías más empleadas para la cualificación y el mapeo de la vulnerabilidad.

DRASTIC. Fue desarrollado por Aller et al (1987) para EPA, con el objeto de evaluar la vulnerabilidad intrínseca de los acuíferos. Es un método de uso muy difundido, tanto para la cualificación (evaluación cualitativa) como para el mapeo y se basa en la asignación de índices que van de 1 a 10, de acuerdo a las características y el comportamiento de las variables consideradas en el acrónimo **DRASTIC: D** (Depth - profundidad del agua freática) **R** (Recharge - recarga neta) **A** (Acuifer - litología del acuífero) **S** (Soil - tipo de suelo) **T** (Topography - topografía) **I** (Impact - litología de la sección subsaturada) **C** (hydraulic Conductivity – conductividad hidráulica del acuífero). El índice 1 indica la mínima vulnerabilidad y el 10 la máxima.

Además de lo expresado, a cada variable se le asigna un peso o ponderación, de acuerdo a la influencia respecto a la vulnerabilidad. Para el peso ponderado se emplean índices entre 1 y 5, adoptando los autores el mayor (**5**) para la profundidad del agua (**D**) y la litología de la sección subsaturada (**I**) y el menor (**1**) para la topografía (**T**).

Ambos índices se multiplican y luego se suman los 7 resultados, para obtener un valor final o índice de vulnerabilidad, cuyos extremos son 23 (mínima) y 230 (máxima), aunque en la práctica el índice dominante varía entre 50 y 200 (Custodio, 1995). DRASTIC también considera la incidencia de las actividades agrícolas, en particular de los pesticidas.

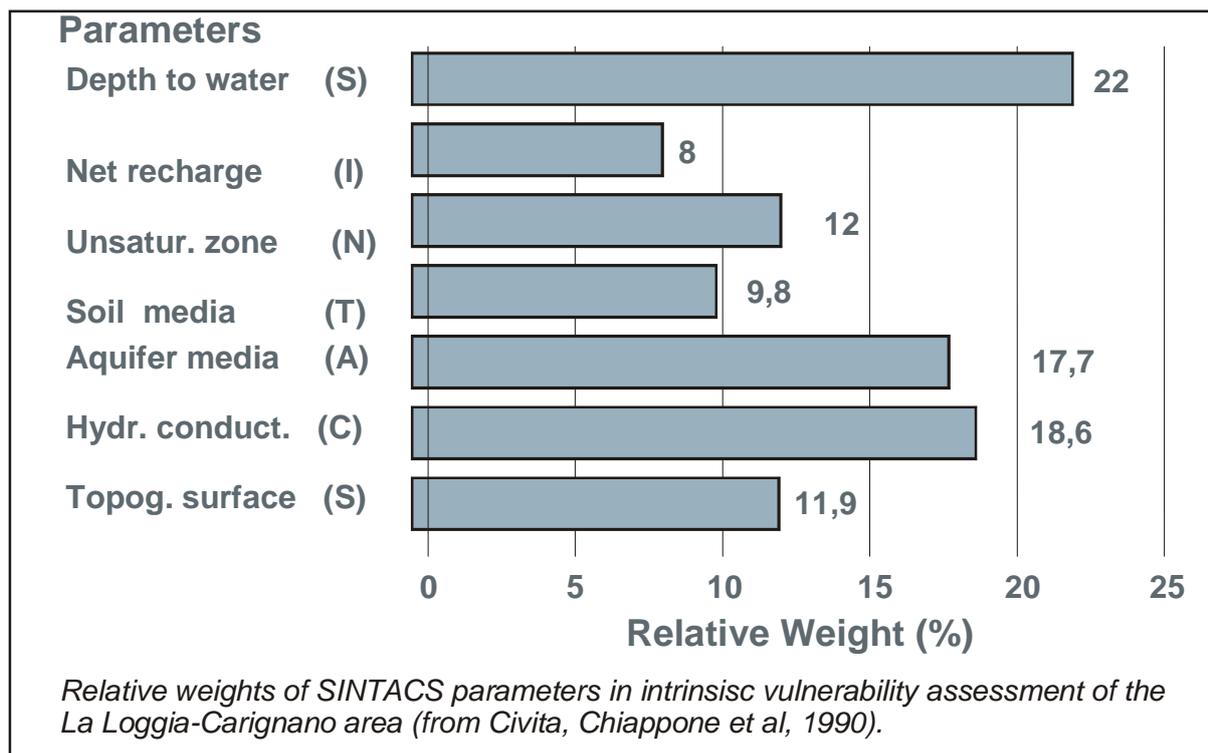
Tanto este como el resto de los métodos que aquí se mencionan, califican a la vulnerabilidad en forma cualitativa y su mayor utilidad es que permiten realizar comparaciones relativas dentro de una misma región, o entre regiones distintas.

SINTACS. Es una derivación del DRASTIC, desarrollado por Civita et al (1990) para adecuarlo a las diversificadas características hidrogeológicas de Italia y al requerimiento de un mapeo de mayor detalle. El acrónimo SINTACS comprende: **S** (Soggiacenza - profundidad del agua) **I** (Infiltrazione - infiltración) **N** (Non saturo - sección subsaturada) **T** (Tipologia della copertura - tipo de suelo) **A** (Acquifero - características hidrogeológicas del acuífero) **C** (Conducibilità - conductividad hidráulica) **S** (superficie topografica - pendiente topográfica).

Dado que el DRASTIC presenta una estructura compleja, tanto para la entrada de datos como para la salida, la operación del SINTACS se realiza mediante un software preparado especialmente para el mismo. A las variables mencionadas, que influyen en la vulnerabilidad intrínseca, se les puede añadir la incidencia del agua superficial y el uso de la tierra. En la figura 46 tomada de Vrba y Zaporozec (1994), se indican los pesos relativos en % de las variables intrínsecas adoptadas

Figura 46

VULNERABILIDAD SINTACS



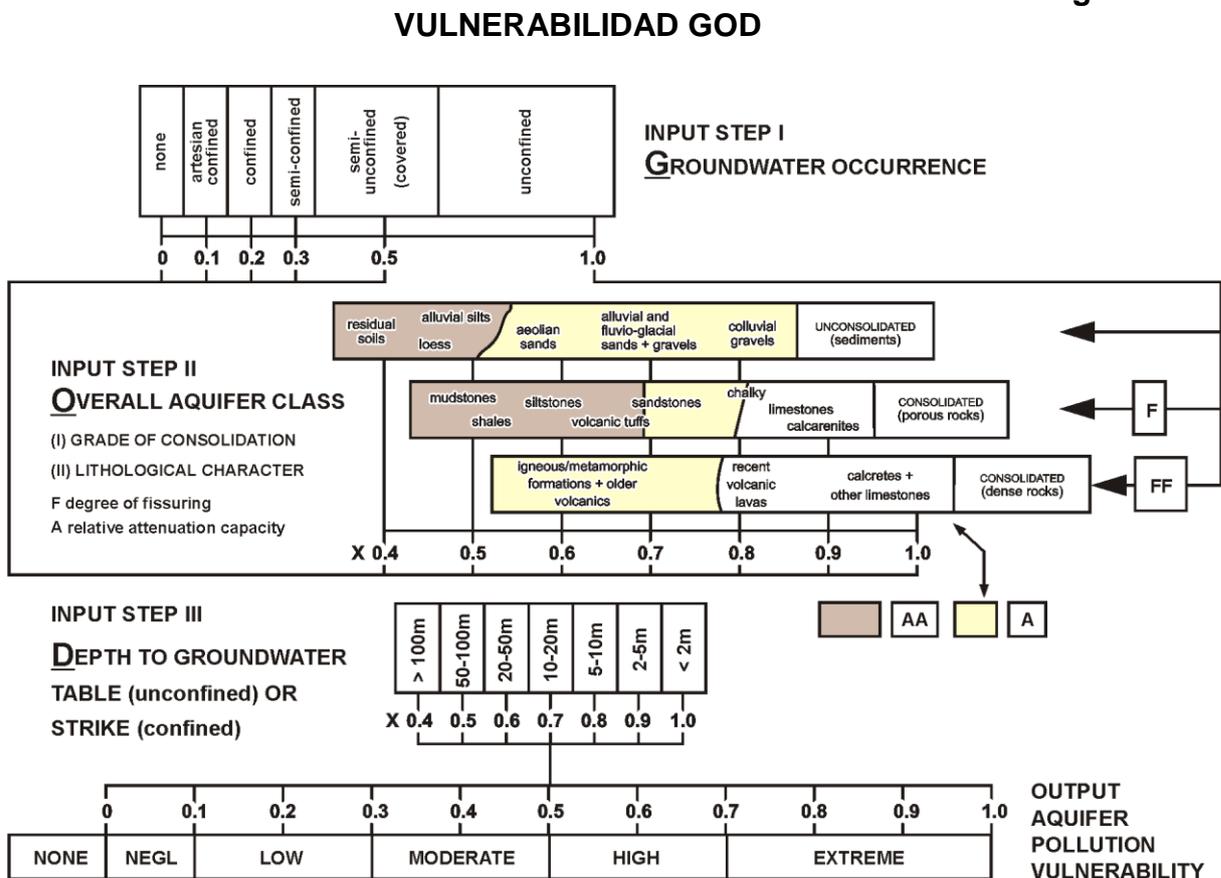
para la región de La Loggia – Carignano y como puede observarse, la de mayor incidencia respecto a la vulnerabilidad es **S** la profundidad de la superficie freática (**22**) y la menor **I** la recarga neta (**8**).

GOD. Este método propuesto por Foster (1987), se basa en la asignación de índices entre 0 y 1, a 3 variables que son las que nominan el acrónimo: **G** (**G**round water occurrence - tipo de acuífero) **O** (**O**verall aquifer class - litología de la cobertura) **D** (**D**ePTH - profundidad del agua o del acuífero).

En la figura 47 (Foster e Hirata, 1991) se reproduce el diagrama para cualificar la vulnerabilidad de un acuífero a la contaminación. Los 3 índices que se multiplican entre sí, resultan en uno final (diagrama de salida - output) que puede variar entre **1 (vulnerabilidad máxima) y 0 (mínima)**.

Otros métodos similares a los descriptos, pero menos conocidos y utilizados, son los desarrollados por Fenge (1976), Zaporozec (1985), Marcolongo y Pretto (1987), Sotorníková y Vrba (1987), Schmidt (1987), Villumsen et al (1983).

Figura 47



GOD empirical system for the rapid assessment of aquifer contamination vulnerability (from Foster, 1987).
Editorial note: Corrections received from the author
Step I: substitute "overflowing" for "artesian confined"; Step II: title should be "Overlying Lithology"; Output: omit "none".

EPIK. Es un método paramétrico desarrollado por Doerfliger y Zwahlen (1997) para acuíferos kársticos. El acrónimo significa: **E**pikarst (**E**), **P**rotective cover (**P**), **I**nfiltration conditions (**I**), **K**arst network development (**K**), que son 4 caracteres trascendentes en el flujo y el transporte a través de sistemas kársticos.

El **Epikarst** es una zona de intensa karstificación y elevada permeabilidad, cercana a la superficie (Tripet et al, 1997), al que se le asignan 3 valores: **E1** corresponde a la red kárstica típica (dolinas, depresiones, cavidades, cavernas, etc); **E2** cuando hay superficies de debilidad en la zona matricial que generan alineamientos (valles secos, alineación de dolinas, etc) y **E3** ausencia de morfología epikárstica.

El **Protective cover** está formado por el suelo y otros materiales de cobertura como depósitos glaciales, loess, limos aluviales, derrubios de falda, etc. A este parámetro se le asignan 4 valores (de P1 a P4), en función del espesor de la cobertura.

El parámetro **Infiltration** (infiltración) es el de más complicada estimación.

I1 se aplica a regiones con vías accesibles para la infiltración directa.

I2 e I3 se emplean para zonas con pendientes topográficas entre 0 y 25%. Contrariamente a otros métodos paramétricos, en éste la vulnerabilidad aumenta con el incremento de la pendiente, que favorece la concentración de la escorrentía en los sitios más karstificados.

Al parámetro **Karst network** (red kárstica) se le asigna 3 valores:

K1 para una red kárstica bien desarrollada.

K2 para zonas pobremente karstificadas.

K3 para acuíferos kársticos con descarga en medios porosos, o que presentan fisuración, pero subordinada.

El método incluye 4 factores de ponderación (α β γ δ), aplicables a cada parámetro (EPIK), para valorar su peso relativo en el cálculo del **índice de vulnerabilidad intrínseca**. Este índice de vulnerabilidad, denominado también **factor de protección** es:

$$V_i = (\alpha \cdot E_i) + (\beta \cdot P_i) + (\gamma \cdot I_i) + (\delta \cdot K_i)$$

V_i: índice de vulnerabilidad en el área i

E_i, P_i, I_i, K_i: valores relativos de los parámetros E, P, I, K

$\alpha, \beta, \gamma, \delta$: factores de ponderación correspondientes a los parámetros EPIK.

Los valores relativos para los parámetros E P I K son:

1	2	3	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	4
E			P				I			K			

A diferencia de la mayoría de los otros métodos, el EPIK brinda vulnerabilidades crecientes a medida que disminuyen los valores relativos de los parámetros considerados. Esto, pues el método apunta a definir el factor de protección para el agua subterránea, más que la vulnerabilidad.

Para los factores de ponderación Doerfliger y Zwahlem (1997) proponen:

$$\alpha = 3 \quad \beta = 1 \quad \gamma = 3 \quad \delta = 2$$

Considerando los valores relativos y los factores de ponderación, surge que el índice de vulnerabilidad o factor de protección de un acuífero en medio kárstico puede variar entre extremos de **9 (más vulnerable) y 34 (menos vulnerable)**. Los mismos autores recomiendan emplear las siguientes categorías:

vulnerabilidad alta (9 – 19)

vulnerabilidad media (20 – 25)

vulnerabilidad baja (26 – 34) y muy baja cuando existe una cobertura de suelo detrítico, de por los menos 8 m de espesor, con baja conductividad hidráulica.

AVI. Acrónimo de **Aquifer Vulnerability Index**, fue desarrollado por Van Stempvoort et al (1992) para el mapeo de la vulnerabilidad del agua subterránea de las provincias de Prairie en Canadá. Se basa en la relación entre el espesor de la zona subsaturada (**d**) y la permeabilidad vertical de los componentes de la misma (**K**). Mediante dicha relación los autores definen un parámetro que denominan resistencia hidráulica (**c**), equivalente a:

$$c = \sum d_i / K_i \text{ para un número de capas de } 1 \text{ a } i$$

De acuerdo a la relación, **c** se expresa en unidades de tiempo, normalmente en años, para lo cual **d** suele expresarse en metros y **K** en m/año. Las magnitudes para la cualificación de la vulnerabilidad son:

Tabla I

VULNERABILIDAD AVI

Resistencia Hidráulica (años)	Vulnerabilidad
< 10	Muy alta
10 a 100	Alta
100 a 1.000	Moderada
1.000 a 10.000	Baja
> 10.000	Muy baja

Para reducir los valores temporales, los autores proponen trabajar con los logaritmos decimales de los mismos, con lo que la vulnerabilidad **muy alta pasaría a < 1 y la muy baja a > 4**.

EKv. Auge (2004), considera que la vulnerabilidad “**es un concepto cualitativo, que en la generalidad se refiere al grado de protección natural de un acuífero frente a la contaminación. Por ello también se la conoce como protección o defensa natural**”. En relación a los acuíferos libres desarrolla una clasificación basada en la profundidad de la superficie freática (**E**) y en la permeabilidad vertical de la zona subsaturada (**Kv**), parámetros que también considera el método AVI. A ambas les asigna índices que van de 1 (menos vulnerable) a 5 (más vulnerable), finalizando en el diagrama de la tabla III donde **Kv**

es la permeabilidad vertical media y **E** el espesor de la sección subsaturada. Ambos valores se suman brindando un índice final, con extremos de **2 y 10**.

Para índices de $E + K_v$ entre 2 y 4 la vulnerabilidad es baja, entre 5 y 7 media y de 8 a 10 alta.

Tabla II

VULNERABILIDAD $E K_v$ - ESPESOR ZONA SUBSATURADA

	Espesor de la zona subsaturada (E en m)				
m	> 30	> 10 a 30	> 5 a 10	> 2 a 5	< 2
índice	1	2	3	4	5

Tabla III

VULNERABILIDAD $E K_v$ - PERMEABILIDAD VERTICAL ZONA SUBSATURADA

	Permeabilidad vertical de la zona subsaturada (K_v en m/día)				
m/día	< 1.10^{-3}	> 1.10^{-3} a 0,01	> 0,01 a 1	> 1 a 50	> 50 a 500
índice	1	2	3	4	5

vulnerabilidad	muy baja	Baja	media	alta	muy alta
-----------------------	-----------------	-------------	--------------	-------------	-----------------

5: K_v de 50 a 500 m/día (arena mediana y gruesa, grava arenosa y grava).

4: K_v de 1 a 50 m/d (arena muy fina a limosa, arena fina y arena mediana a gruesa).

3: K_v de 0,01 a 1 m/d (limo y limo arenoso).

2: K_v de 0,001 a 0,01 m/d (limo y limo arcilloso).

1: K_v < de 0,001 m/d (arcilla y arcilla limosa).

Tabla IV

VULNERABILIDAD $E K_v$ - DIAGRAMA PARA ACUÍFEROS LIBRES

K_v	1	6	5	4	3	2
	2	7	6	5	4	3
	3	8	7	6	5	4
	4	9	8	7	6	5
	5	10	9	8	7	6
		5	4	3	2	1
E						

Es muy poco lo que se ha hecho respecto a la vulnerabilidad de acuíferos parcialmente confinados o semiconfinados.

Seguidamente se transcribe un ensayo preliminar realizado para la Red CYTED de Vulnerabilidad de Acuíferos (Auge, 2001).

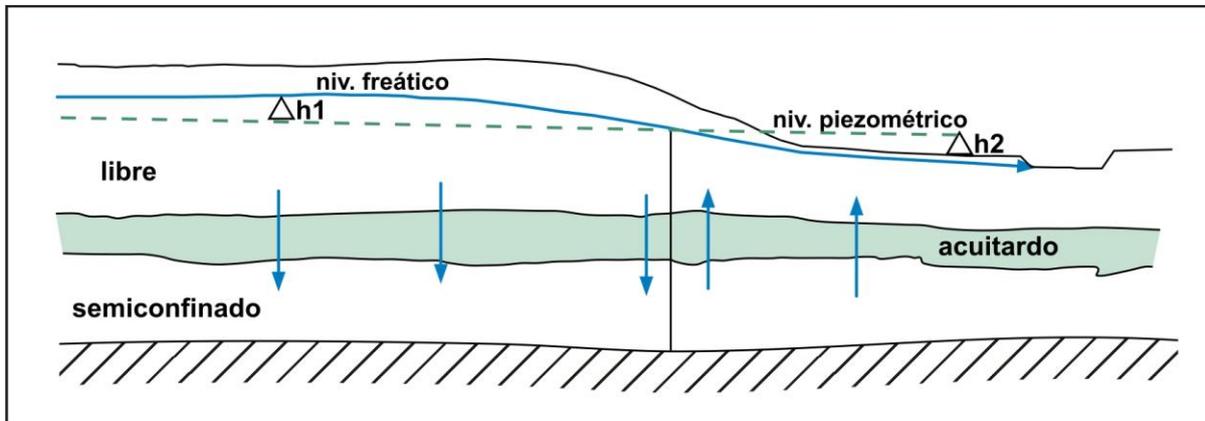
$\Delta hT'$. Acuífero semiconfinado. La vulnerabilidad de este tipo de acuífero, está controlada por las propiedades físicas y geométricas del acuitardo que conforma su techo (permeabilidad vertical, porosidad y espesor) y también por la diferencia de potencial hidráulico que guarda con el libre sobrepuesto. Esta diferencia, que bajo condiciones de no intervención antrópica generalmente es pequeña (algunos cm a pocos m), se magnifica en los ámbitos bajo explotación, donde puede alcanzar decenas y aún centenas de metros.

En la figura 48 se señala una relación hidráulica natural con un $\Delta h1$ favorable al acuífero libre, que define el sector de recarga del semiconfinado y un $\Delta h2$, favorable a este último que tipifica al ámbito de descarga.

El acuífero semiconfinado sólo puede contaminarse a partir del libre en el ámbito de recarga.

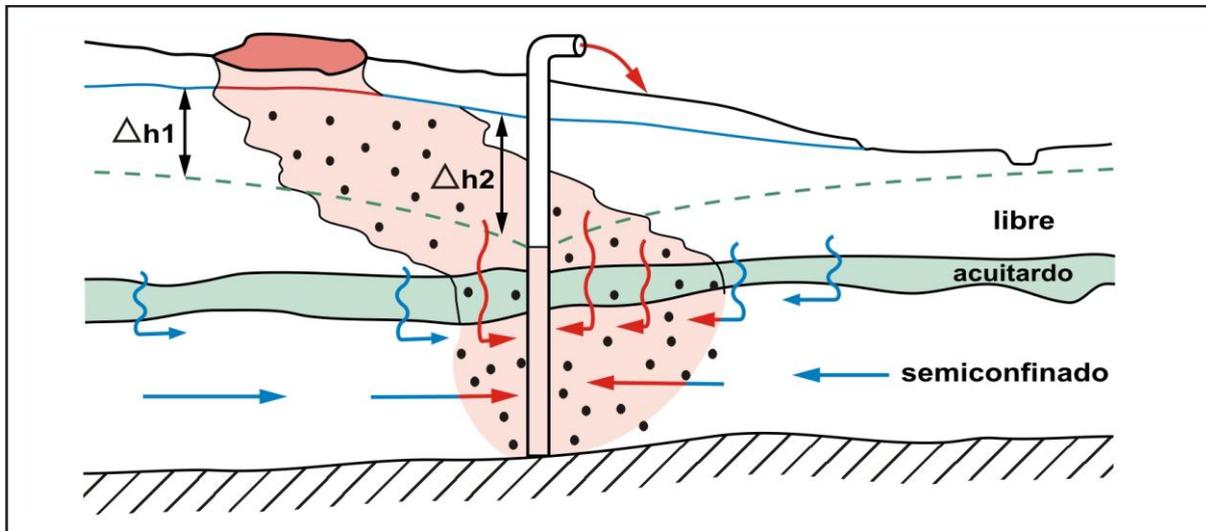
Figura 48

POTENCIALES HIDRÁULICOS NATURALES ACUÍFERO LIBRE Y SEMICONFINADO



En la figura 49 la extracción generó una nueva relación hidráulica entre los dos acuíferos, cuya consecuencia más trascendente respecto a la vulnerabilidad del semiconfinado, es el descenso de su superficie piezométrica con la consecuente sobrecarga hidráulica del libre en el techo del acuitardo, lo que facilita la filtración vertical descendente y el acceso de contaminantes al semiconfinado.

CONTAMINACIÓN POR BOMBEO - ACUÍFERO SEMICONFINADO



La permeabilidad vertical del acuitardo (K') y su transmisividad vertical ($T'=K'/e'$) no son de fácil determinación. Una forma es mediante ensayos hidráulicos, pero estos pueden brindar valores bastante más altos que los reales, particularmente cuando las perforaciones ensayadas carecen de un buen aislamiento entre el acuífero libre y el semiconfinado. Más representativo es comparar la freaticimetría con la piezometría de la misma zona y obtener un mapa residual, con las diferencias de potencial hidráulico entre el freático y el acuífero semiconfinado y a partir de este último, conociendo el flujo por el acuífero parcialmente confinado, estimar el valor de T' (Auge, 1986).

Magnitudes de T' entre 10^{-3} y 10^{-6} día⁻¹ son típicas de acuíferos semiconfinados, mientras que las menores de 10^{-6} indican un alto grado de confinamiento y las mayores de 10^{-3} d⁻¹ apuntan hacia acuíferos libres o semilibres.

Un valor de $T' = 5 \cdot 10^{-4}$ día⁻¹, significa que por cada metro de diferencia de potencial hidráulico entre el acuífero parcialmente confinado y el freático, pasarán por una superficie de 1 m² del sellante, $5 \cdot 10^{-4}$ m³ (0,5 litros) al cabo de 1 día. Esta magnitud que parece despreciable, deja de serlo cuando el ámbito involucrado en el pasaje, adquiere dimensiones naturales (cientos o miles de km²).

Los potenciales hidráulicos relativos de las unidades hidrogeológicas involucradas resultan fundamentales, pues condicionan el flujo vertical. Si los niveles son parecidos el flujo vertical a través del acuitardo estará muy limitado (figura 50), pero la dinámica vertical se acentúa notoriamente en condiciones de alteración artificial (figura 51).

Figura 50

FLUJO A TRAVÉS DEL ACUITARDO POTENCIALES HIDRÁULICOS NATURALES

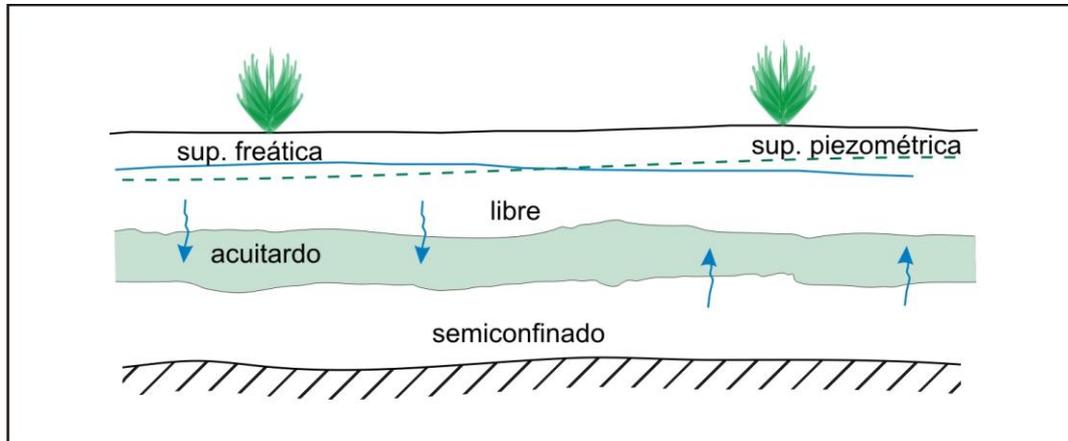
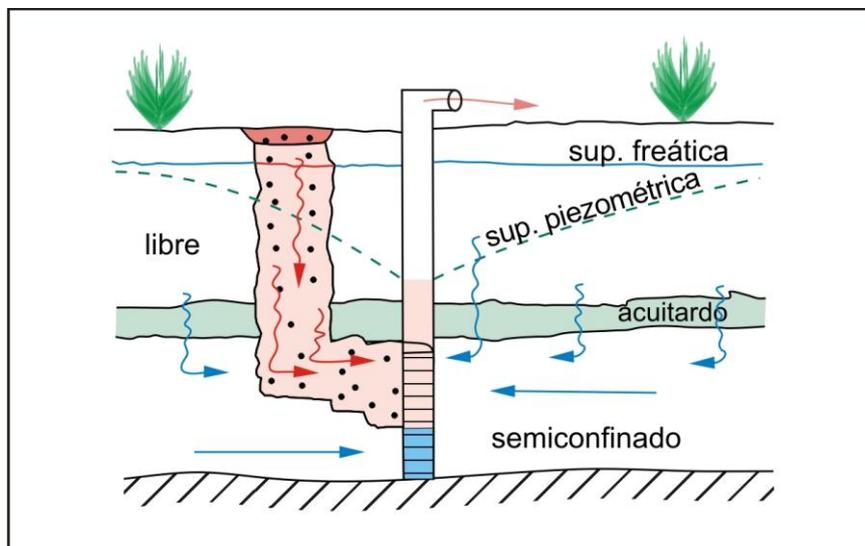


Figura 51

FLUJO A TRAVÉS DEL ACUITARDO POTENCIALES HIDRÁULICOS ARTIFICIALES

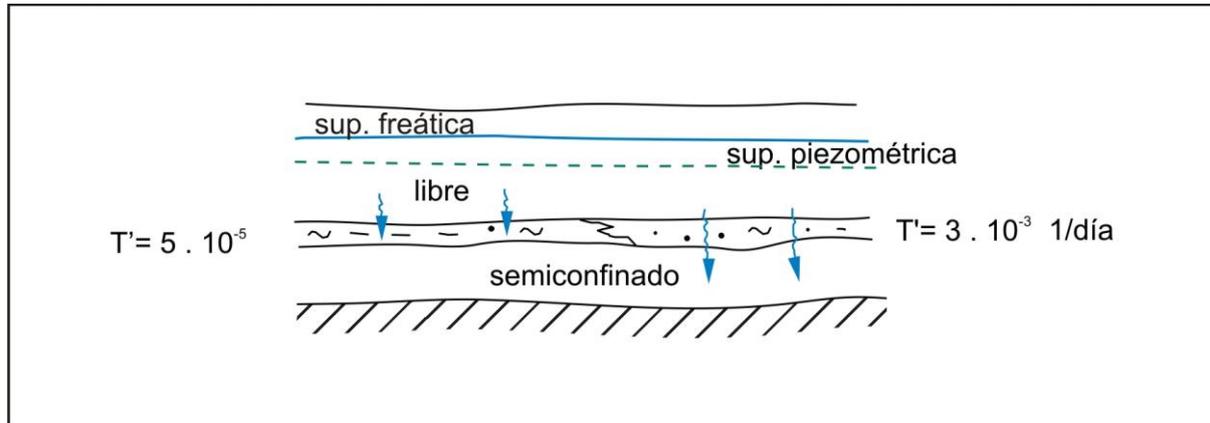


De los esquemas se desprende que la situación menos favorable para la protección del acuífero parcialmente confinado, se da cuando su potencial hidráulico es menor que el del freático; o sea existe un gradiente hidráulico vertical negativo en profundidad (figura 52).

Otro factor que incide en la comunicación hidráulica es la continuidad areal y litológica del sellante, dado que los cambios faciales suelen modificar notablemente su capacidad respecto a la transmisión de agua (figura 52).

Figura 52

FLUJO A TRAVÉS DEL ACUITARDO POR VARIACIÓN DE LA TRANSMISIVIDAD VERTICAL



Considerando ambas variables (potenciales hidráulicos y transmisividades verticales) se pueden establecer 3 grados de vulnerabilidad (alta, media y baja), determinados primariamente por el gradiente vertical de potenciales hidráulicos y secundariamente por la T' .

Resulta importante señalar que los potenciales hidráulicos pueden variar, tanto por causas naturales (períodos de exceso o déficit) como artificiales (extracción, riego) y que ello puede modificar el sentido del flujo vertical. Por lo tanto debe seguirse periódicamente (monitoreo) la evolución espacial y temporal de los mismos.

Si se denomina H_1 al potencial hidráulico del acuífero libre y H_2 al del parcialmente confinado, se tiene:

Tabla V

VULNERABILIDAD DE UN ACUÍFERO SEMICONFINADO POTENCIAL HIDRÁULICO RESPECTO AL DEL LIBRE ASOCIADO

$H_2 > H_1$	vulnerabilidad baja
$H_2 \sim H_1$	vulnerabilidad media
$H_2 < H_1$	vulnerabilidad alta

A esto se le puede adicionar la resistencia hidráulica que ofrece el sellante al pasaje vertical.

Tabla VI

VULNERABILIDAD DE UN ACUÍFERO SEMICONFINADO RESPECTO A LA TRANSMISIVIDAD VERTICAL DEL ACUITARDO SOBREPUESTO

día^{-1}	
$T' < 10^{-5}$	vulnerabilidad baja
$10^{-5} < T' < 10^{-3}$	vulnerabilidad media
$T' > 10^{-3}$	vulnerabilidad alta

En la tabla VII se indican los métodos descriptos y los parámetros que emplea cada uno para evaluar la vulnerabilidad.

Tabla VII

MÉTODOS PARA EVALUAR VULNERABILIDAD DE ACUÍFEROS

DRASTIC		GOD		SINTACS		EPIK		EKv		AVI		ÄHT'	
D	Depth Prof. de la sup. freática	G	Ground water occurrence Tipo de acuífero	S	Soggiacenza Prof. del agua	E	Epikarstic Características del epikarst	E	Espesor de la sección subsaturada	A	Aquífero	Δh	Dif. de pot. hidráulico (libre-semiconf.)
R	Recharge Recarga neta	O	Overall aquifer class Litología de la cobertura	I	Infiltrazione Infiltración	P	Protective cover Cobertura edáfica	Kv	Permeabilidad vertical de la sección subsaturada	V	Vulnerability	T'	Transmisividad vertical del acuitardo
A	Aquífero Acuífero (litología)	D	Depth Prof. del agua o del acuífero	N	Non saturo Zona subsaturada	I	Infiltration Infiltración			I	Index		
S	Soil Suelo			T	Tipologia della copertura Tipo de suelo	K	Karst network Red kárstica						
T	Topography Topografía			A	Acuífero Características del acuífero								
I	Impacto de la zona subsaturada (litología)			C	Conductibilità idraulica Conductividad hidráulica								
C	Hydraulic conductivity Conductividad hidráulica			S	Superficie topografica Topografía								

1.5.2.1. Que método elegir

Salvo EPIK, que es para acuíferos kársticos y $\Delta hT'$, para semiconfinados, el resto fue desarrollado especialmente para acuíferos detriticos libres. En este aspecto sólo GOD contempla tangencialmente el tipo de acuífero en lo referente a su comportamiento hidráulico y grado de consolidación.

La elección del método para evaluar la vulnerabilidad del agua subterránea en una región depende de varios factores, entre los que se destacan:

- **Conocimiento y difusión de la metodología**

Existen países, regiones y hasta continentes, en los que alguno/s métodos son más conocidos y se han difundido más que otros.

En América del Norte el método más utilizado es DRASTIC, debido a que fue ideado en EUA y a que es uno de los primeros que se difundió (1987) para cualificar vulnerabilidad. En los países latinoamericanos también se utiliza DRASTIC, pero en forma pareja con GOD, que también nació en 1987. En España e Inglaterra se emplea GOD y en el resto de Europa suele optarse por SINTACS.

En acuíferos kársticos (costa del Mediterráneo y el Caribe) se utiliza EPIK, de más reciente creación (1997), mientras que la metodología para acuíferos semiconfinados aún está en desarrollo (Proyecto CYTED).

- **Información disponible**

La evaluación de la vulnerabilidad de una región, que suele concluir con su representación cartográfica, generalmente se realiza, al menos en su faz preliminar, empleando información existente. Al respecto, la situación se va complicando a medida que crece la cantidad de información básica necesaria para desarrollar el método. DRASTIC y SINTACS requieren 7 parámetros para su desarrollo metodológico, mientras que GOD se basa en 3 y AVI y EKV sólo en 2. Lógicamente, al disminuir el número de parámetros considerados, se simplifica la evaluación pero se pierde definición.

- **Alcance de la evaluación**

El grado de detalle de la evaluación, depende del objetivo perseguido. En trabajos semiregionales (escalas 1:100.000 a 1:500.000) y regionales (1:500.000 y menores), que normalmente persiguen como finalidad la planificación para la preservación y el uso adecuado de los recursos naturales, en regiones relativamente extensas (miles a millones de km²), resultan prácticos los métodos que requieren menos valores paramétricos (GOD, AVI y EKV), mientras que en los estudios de semidetalle (1:25.000 a 1:100.000) y de detalle (mayores de 1:25.000), se logra una mejor definición de la vulnerabilidad con DRASTIC y SINTACS.

Dado que EPIK es prácticamente el único método disponible preparado especialmente para acuíferos kársticos, se lo emplea sin considerar la escala.

- **Validación de resultados**

La representatividad de los estudios de vulnerabilidad, pueden chequearse en aquellos ámbitos donde existe deterioro por contaminación del agua subterránea. En estos casos, a la vulnerabilidad intrínseca hay que agregarle la carga y el tipo contaminante, para obtener un mapa de riesgo.

Por lo tanto, para validar la representatividad de las cartas de vulnerabilidad, suelen aplicarse las diferentes metodologías, a sitios afectados, a fin de verificar cual de ellas resulta la más adecuada, para luego emplearla con el objetivo de prevenir la

contaminación. En ciertos casos, sin embargo, ninguna resulta representativa, especialmente en ámbitos urbanos y/o rurales cultivados, en los que la profundidad del agua es importante. En estos casos pueden aparecer como poco vulnerables, debido a la incidencia de este parámetro, lugares con elevada contaminación con NO_3^- , aquí resulta imprescindible el empleo conjunto de los mapas de vulnerabilidad con los de riesgo, o de vulnerabilidad específica.

La mayor representatividad de uno u otro método en ámbitos no afectados, es muy difícil de establecer, debido, entre otras cosas, a la lentitud con que se producen los procesos de contaminación en los sistemas hidrológicos subterráneos, particularmente en los que tienen porosidad intergranular.

1.5.2.2. Comparación de los métodos

Se analizan sintéticamente las ventajas y desventajas de los métodos descritos.

DRASTIC es más robusto que **GOD**, dado que emplea mayor cantidad de variables (7), pero esto puede transformarse en un inconveniente, cuando no se dispone de los valores de alguna/s de ella/s. También se le critica a **DRASTIC** la reiteración en el alcance de algunos parámetros como **R** y **C**, ambos vinculados a la renovación de agua en el acuífero, y la poca incidencia que tienen otros respecto a la vulnerabilidad como **S** (suelo).

SINTACS es una derivación de **DRASTIC**, por lo que presenta las mismas ventajas y desventajas que éste, con el agregado de que para su operación se requiere el empleo del software correspondiente. Esto a su vez es de utilidad dual; por un lado simplifica el input de nueva información como registros de niveles freáticos, lo que permite actualizar rápidamente la cartografía resultante, especialmente si se lo emplea dentro de un programa SIG. Por el otro, la falta del software limita el uso del método.

GOD posee como mayor ventaja, lo sencillo de su operación y el escaso número de parámetros requeridos para su empleo. Esto a su vez resulta en definiciones menos claras que **DRASTIC** y **SINTACS**. Otra falencia es no considerar la incidencia del suelo, que es un factor de gran trascendencia como filtro natural para la contaminación. Además, el output brinda valores más bajos de vulnerabilidad que los derivados de cada escalón individual, debido a que en los productos intervienen números menores de 1.

EPIK presenta como atributo favorable ser el único método desarrollado específicamente para acuíferos kársticos y como mayor desventaja la indefinición de algunos parámetros como **K** e **I**.

AVI es sencillo y de fácil aplicación pues sólo utiliza 2 variables (espesor de la zona saturada y permeabilidad vertical de sus componentes), pero esto también le quita precisión. Además, es complicado asignarle valores representativos a la permeabilidad de la zona saturada, porque la K_v , además de la litología, depende del grado de saturación.

E K_v posee las mismas ventajas y desventajas que AVI.

$\Delta hT'$ Es para acuíferos semiconfinados y está en proceso de desarrollo.

1.5.3. REPRESENTACIÓN CARTOGRÁFICA

La síntesis de toda investigación sobre los recursos naturales, es su representación cartográfica. Esta consideración es aplicable a la hidrogeología en general y a la vulnerabilidad del agua subterránea en particular.

Es conveniente acompañar los mapas de vulnerabilidad, con otros de uso corriente en los estudios hidrogeológicos como red de flujo, profundidad del agua, químicos, etc, a fin de mejorar la comprensión de los primeros.

Ya se mencionó en el punto **Alcance de la evaluación**, las escalas para diferentes grados de detalle de los estudios sobre vulnerabilidad. Dichas magnitudes son las que normalmente se adoptan en países relativamente extensos y con escasa información disponible (Latinoamérica); por ello, no resultan apropiadas para otros de menor extensión y con mayor información de base (Europa). Las escalas adoptadas en función del detalle perseguido se indican en la tabla VIII.

Tabla VIII

CLASIFICACIÓN DE ESCALAS

mayor de 1:25.000	< de 1:25.000 a 1:100.000	< de 1:100.000 a 1:500.000	menor de 1:500.000
detalle	semidetalle	semiregional	regional

Los mapas regionales se emplean a nivel de reconocimiento, y abarcan varias provincias y/o estados, dentro del país, todo el país, y aún varios países, en extensiones que van desde centenas de miles, a millones de km^2 . Los mismos tienen por objeto brindar un panorama general sobre la vulnerabilidad del agua subterránea, a fin de contribuir en la planificación del uso sustentable de la misma, en grandes extensiones territoriales. Generalmente se aplican al manejo de acuíferos compartidos: interprovinciales, interestatales y transfronterizos.

Los mapas semiregionales se utilizan para evaluar la vulnerabilidad a nivel de ambiente o provincia hidrogeológica que puede definirse como “toda región que presente características o comportamientos distintivos en relación a sus aguas subterráneas. El término **distintivo** implica la manifestación reiterada y/o fácilmente detectable de alguna característica peculiar y por lo tanto, no siempre involucra un/

comportamiento homogéneo. Los factores que ejercen mayor influencia en el comportamiento hidrológico subterráneo son: el geológico, el morfológico, el climático y el biológico” (Auge, 2003 b).

Se los aplica a ámbitos que ocupan desde decenas de miles, a centenas de miles de km².

Los mapas de semidetalle se emplean para el estudio de cuencas hidrogeológicas, o unidades acuíferas individuales, cuando la extensión de las mismas no sobrepasa unos pocos miles de km².

Los mapas de detalle se utilizan para la evaluación de ambientes específicos como: zonas urbanas, regiones cultivadas y de cría de ganado, plantas industriales, etc. Generalmente la extensión estudiada abarca desde algunos cientos de hectáreas, a cientos de km².

Al mapa de vulnerabilidad se lo denomina vulgarmente **semáforo**, dado que la mayoría emplea los colores verde, amarillo y rojo. Al respecto Vrba y Zaporozec (1994), sugieren los siguientes colores:

	vulnerabilidad
verde	baja
amarillo	media
rojo	alta

En el caso de que la clasificación admita muy baja y muy alta, el verde oscuro se aplica a la vulnerabilidad muy baja y el verde claro a la baja; el rosa a la alta y el rojo a la muy alta. H.A.

Las figuras 53 a 63 representan parte de la cartografía obrante en el informe del primer año del proyecto “Vulnerabilidad a la contaminación por nitratos del Acuífero Puelche en La Plata - Argentina” (Auge et al, 2004).

El Acuífero Puelche se extiende ininterrumpidamente en el subsuelo del NE de la Provincia de Buenos Aires, ocupando unos 92.000 km² (Auge et al, 2002). Para el desarrollo del proyecto se eligió un ámbito de 1.000 km², con centro en la ciudad de La Plata (figura 54), pues es uno de los lugares donde el acuífero está mas explotado, para agua potable y para riego.

En la figura 53 se reproducen las relaciones estratigráficas e hidrogeológicas de la sección más interesante para la captación, porque tiene agua subterránea dulce. En la misma, cuya traza se indica en la figura 54, se aprecia la disposición del Puelche, separado del Acuífero Pampeano, que se comporta como libre, por un acuitardo limo - arcilloso de entre 2 y 10 m y un espesor medio de 6 m. El acuitardo permite el pasaje vertical descendente (recarga del Puelche) y ascendente (descarga), desde y hacia el Pampeano respectivamente. El contacto entre el agua dulce y la salada se produce en un ámbito deprimido topográficamente (Bañado Maldonado), que fue ocupado por varias intrusiones marinas durante el Holoceno y

que se ubica entre la ruta 11 y la costa del Río de la Plata (figura 54). En éste ámbito tanto el Acuífero Pampeano como el Puelche tienen agua salada (figura 53).

Por debajo del Puelche, desde 70 m y hasta el basamento hidrogeológico, constituido por rocas graníticas precámbricas a 485 m de profundidad, el agua subterránea es de alta salinidad (Auge, 1997).

En la figura 54 se aprecia claramente la influencia que sobre el flujo del Acuífero Puelche ejerce el bombeo de los 127 pozos que producen agua potable para La Plata y localidades vecinas, a razón de 74 hm³/año (2.346 l/seg), lo que representa el 60% del abastecimiento total. El 40% restante es agua potabilizada proveniente del Río de la Plata.

El cono de depresión está delimitado exteriormente por la equipotencial de 0 m, que tiene forma elongada ONO – ESE, con su eje mayor de unos 13 km y el menor de entre 3 y 6 km (Auge et al, 2004). Esta curva se desarrolla a lo largo de unos 35 km y fue la que se utilizó para estimar el flujo subterráneo que ingresa al cono. Empleando Darcy se tiene:

$$Q = T \cdot i \cdot L = 500\text{m}^2/\text{d} \cdot 8 \cdot 10^{-3} \cdot 35.000 \text{ m} = 140.000 \text{ m}^3/\text{d}$$

Q: caudal T: transmisividad i: gradiente hidráulico L: longitud

Los 140.000 m³/d equivalen a 51 hm³/a y dado que la extracción alcanza a 74 hm³/a el déficit asciende a unos 23 hm³/a. La estabilidad piezométrica observada en los últimos años, indica que las entradas deben ser similares a las salidas y por lo tanto, el déficit mencionado debe cubrirse con aporte natural y artificial, ambos a partir del Pampeano. El primero, por filtración vertical descendente a través del acuitardo, de parte de la recarga y/o reserva almacenada en este acuífero. El restante, de origen artificial, es producto de las pérdidas en la red de agua potable, estimadas en un 15% del agua circulante. Dado que en la red circulan unos 124 hm³/año (74 hm³/a de agua subterránea y 50 hm³/a de agua superficial), la recarga artificial al Pampeano asciende a unos 19 hm³/a. Adicionándole al flujo (51 hm³/a) este último valor se llega a un equilibrio bastante aceptable entre salidas (74 hm³/a) y entradas (70 hm³/a).

En la figura 55 se reproduce la red de flujo del Acuífero Pampeano, apreciándose dos divisorias bien marcadas. Una al SO de La Plata, que sigue el trazado de la Ruta 2 y separa el flujo hacia la ciudad, del que se orienta al S. La otra, más extensa, tiene rumbo E – O.

Las figuras 56 y 57 son mapas con contenidos de NO₃⁻ en ambos acuíferos, visualizándose que la región más comprometida es la urbana, especialmente la de La Plata y vecindades.

La mancha con más de 50 mg/l de NO₃⁻ en el Acuífero Puelche abarca 4.700 hectáreas y engloba al periurbano y al ejido urbano de La Plata, y dentro de ella se

aprecia otra con más de 90 mg/l (figura 56). Esta contaminación tiene carácter difuso, afecta un volumen importante de agua subterránea y proviene del Pampeano, por filtración vertical descendente, a través del acuitardo. El Pampeano a su vez recibió y recibe la carga contaminante de pozos sépticos y pérdidas en la red cloacal.

La totalidad del ejido urbano cuenta con red para evacuación de efluentes cloacales, pero la mayor parte del periurbano no. Además, en algunos sectores del ejido urbano el reemplazo de fosas sépticas por red cloacal, tiene menos de 20 años.

Para que el agua de red cumpla con la norma de potabilidad respecto a NO_3^- , que exige un contenido inferior a 50 mg/l, se procede a mezclar la subterránea con la proveniente del Río de la Plata, que normalmente posee menos de 10 mg/l.

En la zona rural sólo 2 pozos de los 54 muestreados tienen más de 50 mg/l de nitratos.

Respecto al Acuífero Pampeano se repite la mancha en La Plata y alrededores, aparece otra con más de 50 mg/l en la cuenca del Arroyo El Pescado y 5 pozos con más de 100 mg/l en el área rural (figura 57), pero aquí la contaminación es puntual y por ende afecta a un volumen escaso de agua subterránea.

Los mapas correspondientes a las figuras 58 a 63, se confeccionaron a fin de verificar la correlación entre las variables más empleadas para establecer la vulnerabilidad intrínseca y el grado de contaminación con NO_3^- de ambos acuíferos.

En la figura 58 se emplea como variable de cotejo al espesor del acuitardo, apreciándose que el sector con mayor contenido en NO_3^- del Acuífero Puelche, coincide en gran medida con el mayor espesor del acuitardo (6 a 10 m) que es el ámbito de menor vulnerabilidad. Contrariamente, el de menor espesor (menos de 4 m) (vulnerabilidad alta) se corresponde con valores bajos de NO_3^- , salvo el pozo de Villa Elisa. Esta falta de correlación es producto del comportamiento de la sustancia contaminante (muy soluble, móvil y persistente), por lo que no es retenida en su pasaje vertical descendente a través del acuitardo.

El mapa de la figura 59 reproduce la diferencia de potencial hidráulico entre ambos acuíferos y en éste sí se aprecia una muy buena correlación entre las mayores diferencias de potenciales hidráulicos a favor del Pampeano (vulnerabilidad alta) y el sector de mayor deterioro en la calidad del Acuífero Puelche. Lo antedicho es otra evidencia de la incapacidad del acuitardo para retener a los nitratos, originados por contaminación urbana, inicialmente en el agua freática.

La figura 60 reproduce la profundidad del techo del Acuífero Puelche y no se aprecia correlación con el sector más afectado por NO_3^- . Por lo tanto, tampoco el espesor sobrepuesto al Puelche, integrado por el Acuífero Pampeano más la zona subsaturada, incide en el pasaje de NO_3^- .

El mapa de la figura 61 es un intento de asignar vulnerabilidades relativas en función del uso de la tierra y las diferencias de potencial hidráulico entre el semiconfinado (Puelche) y el libre (Pampeano). Los valores entre 0 y -4 m ($H_1 > H_2$

– tabla V) se asumen como de vulnerabilidad media y los mayores de -4 m, siempre a favor del libre, como de vulnerabilidad alta. En este caso, como el de la figura 60, se observa buena correlación entre la variable elegida y la contaminación y además, el control que ejerce sobre la misma el sector urbano.

La disminución del potencial hidráulico en profundidad tipifica a los ámbitos de recarga y al flujo vertical descendente.

En la figura 62 se reproduce la profundidad de la superficie freática, y de su cotejo con el contenido en NO_3^- del Acuífero Pampeano, surgen discrepancias, pues un sector con más de 50 mg/l de NO_3^- se ubica donde la profundidad es mayor a 10 m (vulnerabilidad baja). Sin embargo otros lo hacen en sitios con profundidades entre 2 y 5 m (vulnerabilidad alta).

En la figura 63 se indica la vulnerabilidad del Pampeano, en función del espesor de la zona subsaturada (profundidad freática) y el uso de la tierra. Tal como sucede con el Puelche el sitio más afectado por contaminación con nitratos es el urbano, aunque parte del mismo cae dentro de la línea de isoprofundidad de 10 m (vulnerabilidad baja).

Como conclusión respecto al intento de correlación surge que:

- Una de las variables más empleadas para la cualificación de la vulnerabilidad intrínseca, como es la profundidad de la superficie freática o del techo del acuífero semiconfinado, no presenta buena correlación respecto a la contaminación con nitratos en los acuíferos Pampeano (libre) y Puelche (semiconfinado).
- Sí existe buena correlación entre la diferencia de potencial hidráulico del libre con el semiconfinado y la contaminación con nitratos del Acuífero Puelche, específicamente en el ámbito urbano.

1.5.4. CONCLUSIONES GENERALES

- A más de 30 años de la introducción del término vulnerabilidad de acuíferos a la contaminación, aún se discute la definición y el alcance del mismo. En este sentido, la mayoría de los autores considera a la vulnerabilidad una propiedad cualitativa, que indica el grado de protección natural de un acuífero respecto a la contaminación y en general, termina calificándola como **baja**, **media**, o **alta**, a veces con el agregado de **muy alta** y **muy baja**.

- La definición anterior hace referencia a lo que también se conoce como **vulnerabilidad intrínseca**, que es aquella derivada de las características propias del acuífero y su entorno, sin considerar la acción de los contaminantes. Cuando además de las características físicas e hidrológicas del medio, se toma en cuenta la incidencia de sustancias contaminantes, la vulnerabilidad se denomina **específica**.

- Las variables más empleadas para la cualificación de la vulnerabilidad o vulnerabilidad intrínseca son: profundidad de la superficie freática, características litológicas e hidráulicas de la zona subsaturada, espesor y tipo de suelo, magnitud de la recarga, litología y tipo de acuífero. Sin embargo la solubilidad, movilidad y persistencia de ciertos contaminantes como los nitratos, hacen que algunas de estas variables pierdan consistencia respecto a la vulnerabilidad, como sucede en La Plata, si se considera la profundidad de la superficie freática o del techo del acuífero semiconfinado. Además, dado que algunos de estos componentes son dinámicos (posición de la freática, recarga, renovación), la vulnerabilidad de un mismo sitio puede variar temporalmente.
- Existen numerosas metodologías para cualificar la vulnerabilidad y permitir su mapeo a diferentes escalas, la gran mayoría desarrolladas para acuíferos libres. La elección de uno u otro método depende de varios factores entre los que se destacan: difusión y alcance de la metodología, información disponible, alcance de la evaluación y validación de resultados.
- Respecto a los acuíferos kársticos la metodología de uso más frecuente en Europa es **EPIK**, y para los que presentan confinamiento parcial (semiconfinados) el desarrollo metodológico es incipiente y por este motivo, el objetivo principal del proyecto Vulnerabilidad a la Contaminación con Nitratos del Acuífero Puelche en La Plata – Argentina, que realizan conjuntamente las universidades de Buenos Aires, Autónoma de Madrid y Sao Paulo, es precisamente desarrollar una metodología de vulnerabilidad para acuíferos semiconfinados, tomando como base el estudio del Puelche. Este proyecto se ejecuta en el marco de la Red de Vulnerabilidad de Acuíferos, con el patrocinio de CEAL.
- El avance en el desarrollo de modelos numéricos y las ventajas que ofrecen sistemas como el GIS, que permiten almacenar gran cantidad de información y procesarla rápidamente, para obtener productos actualizados areal y temporalmente, hacen prever una progresiva tendencia hacia la formulación de metodologías cuantitativas en el futuro.

Figura 53

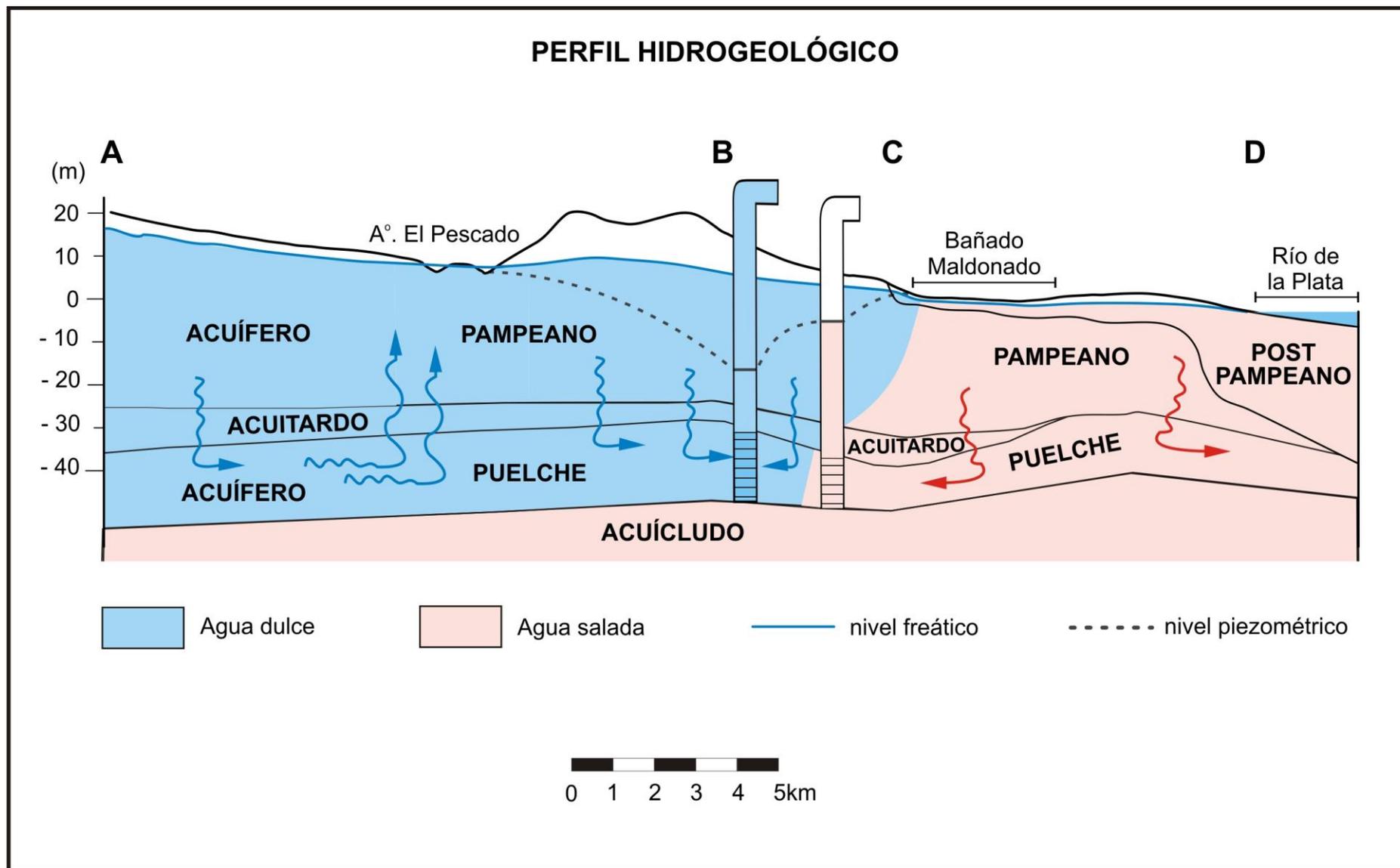


Figura 54

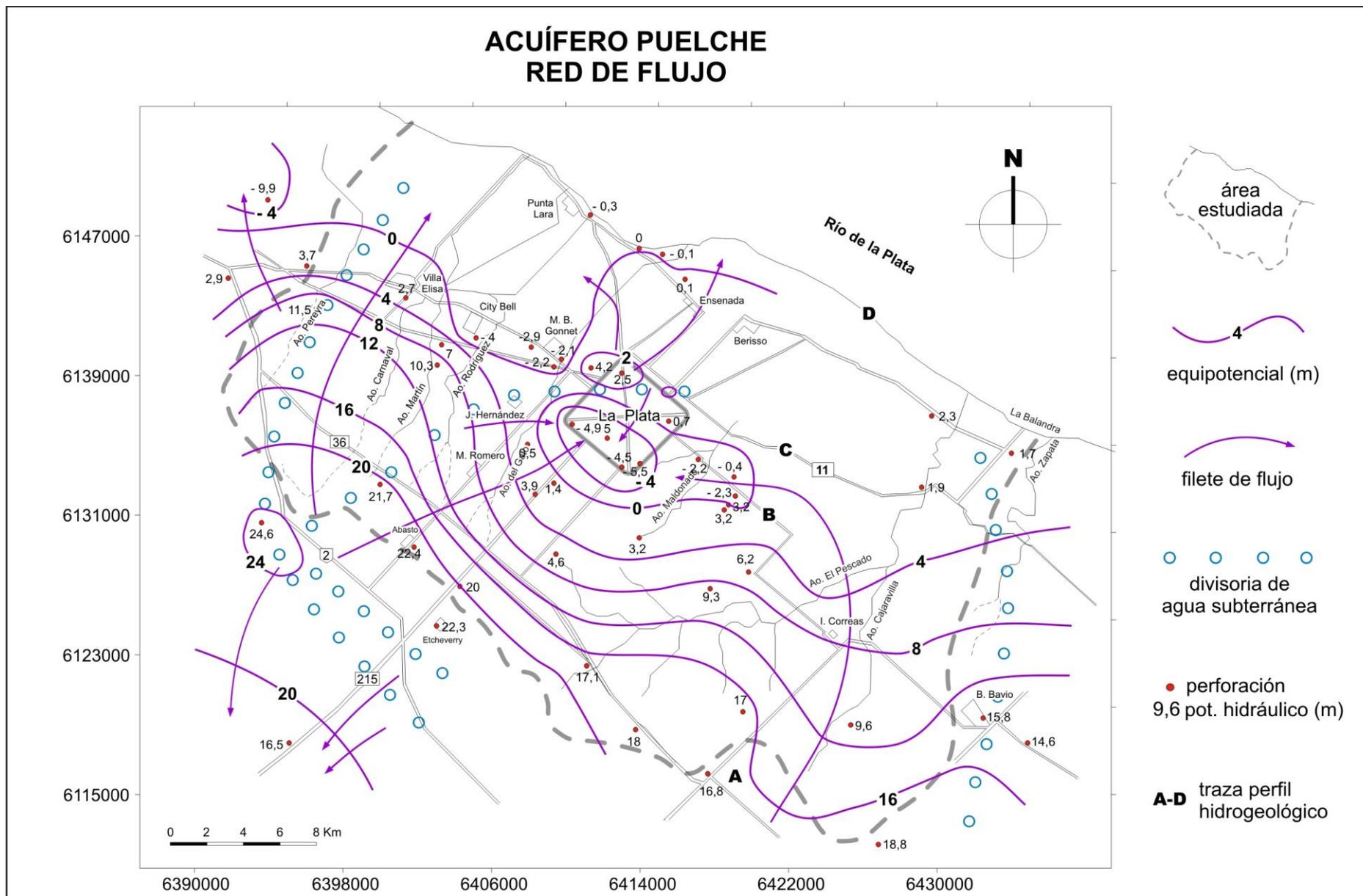


Figura 59

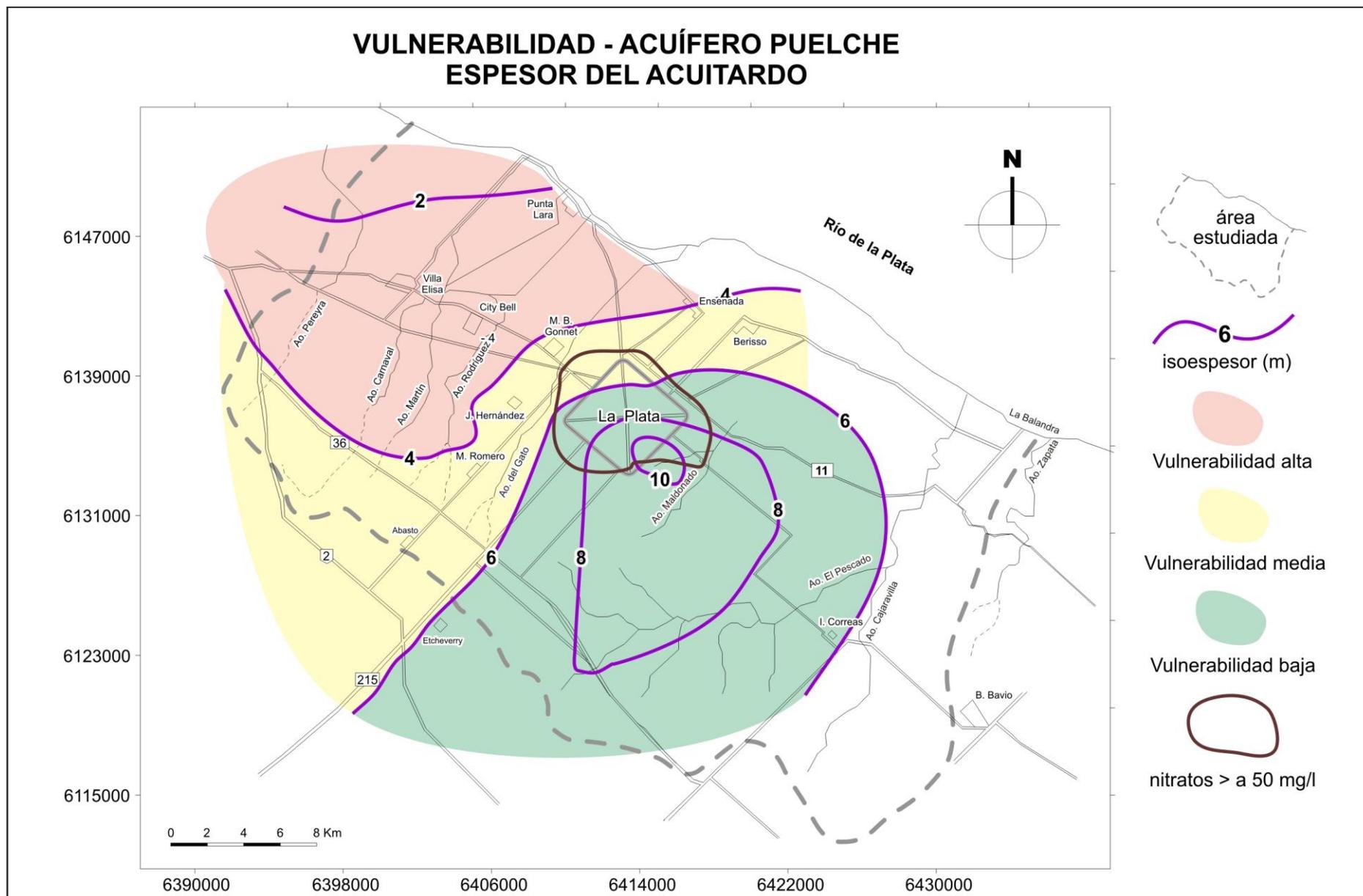


Figura 60

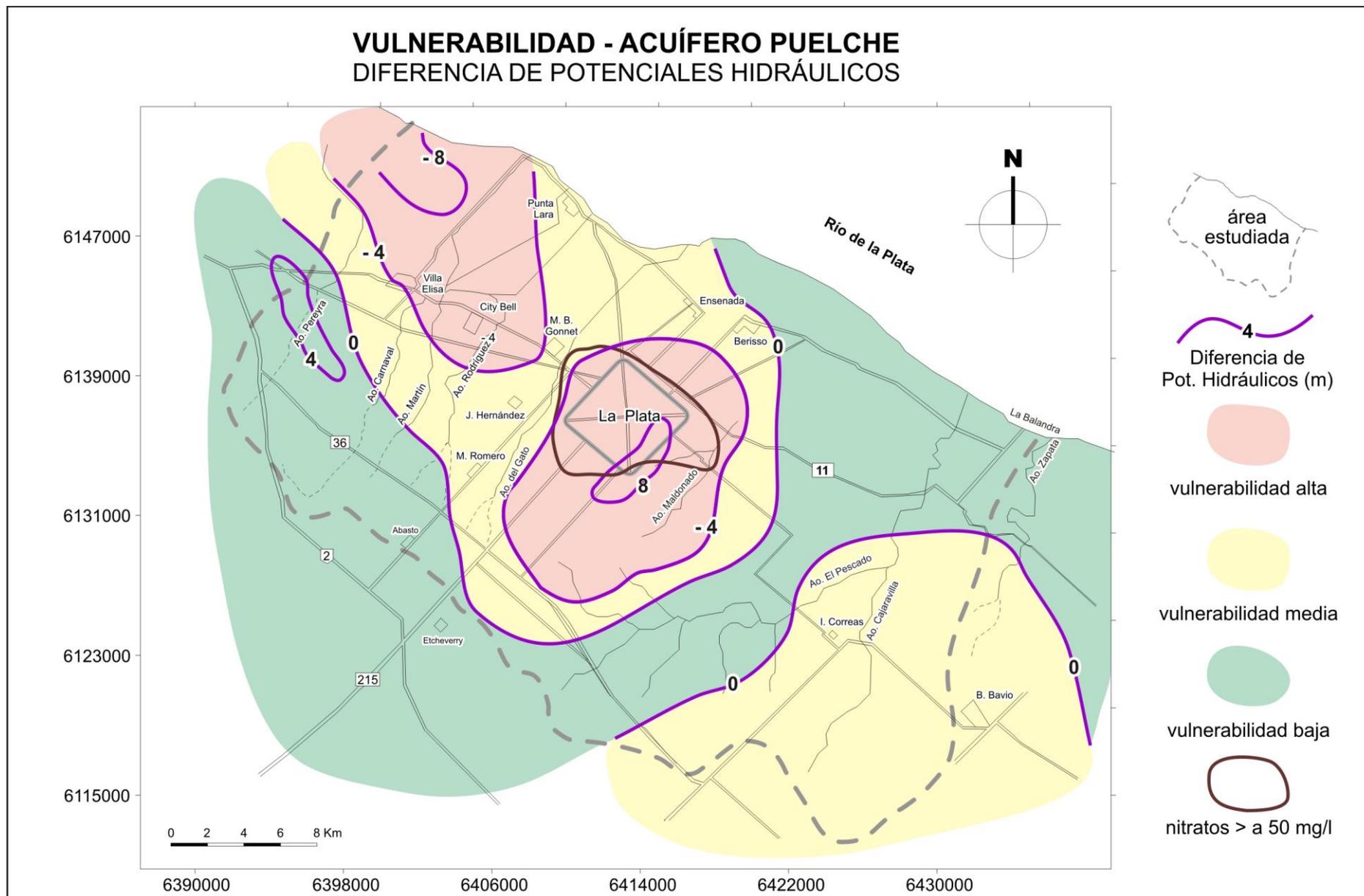


Figura 61

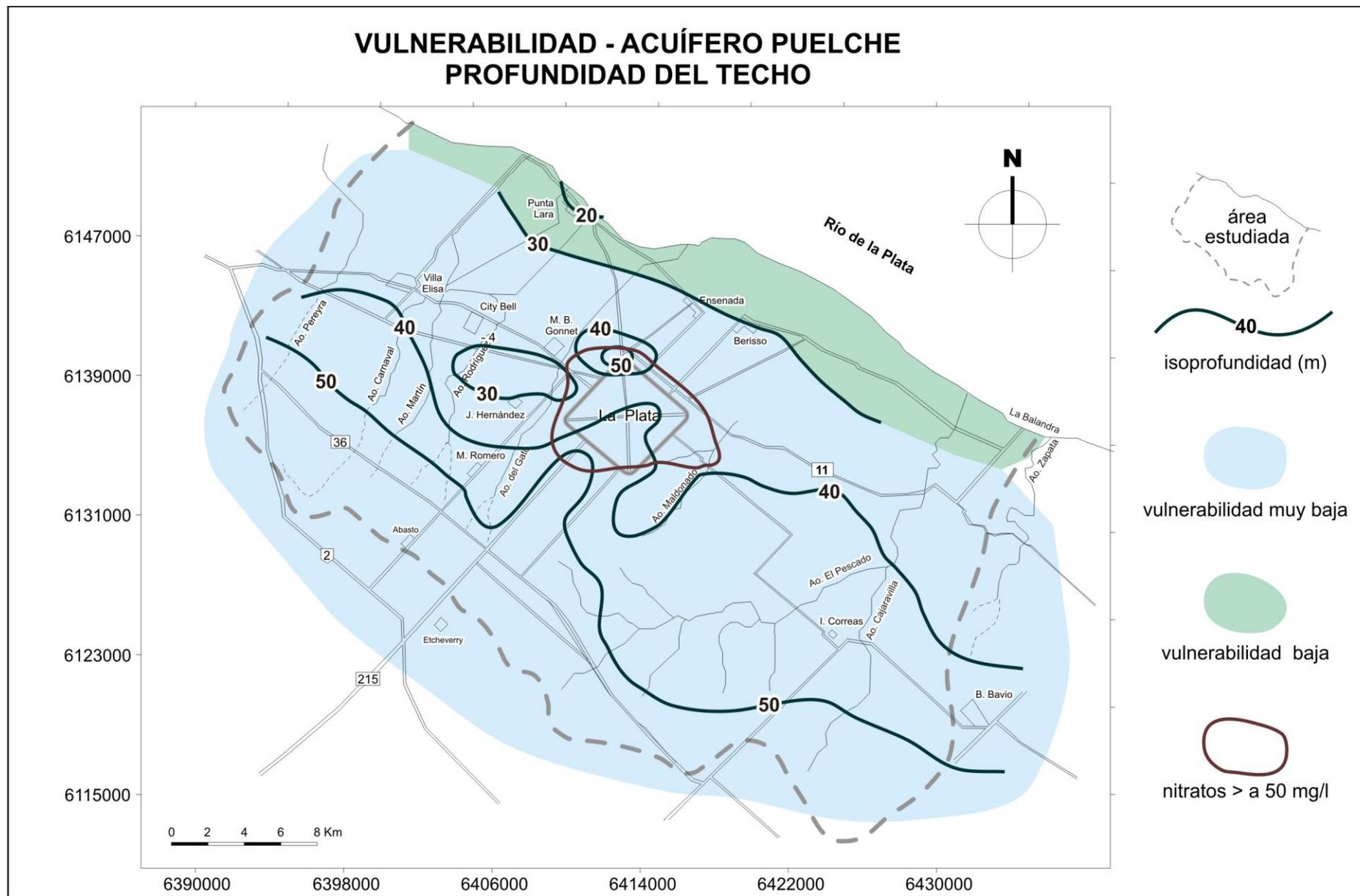
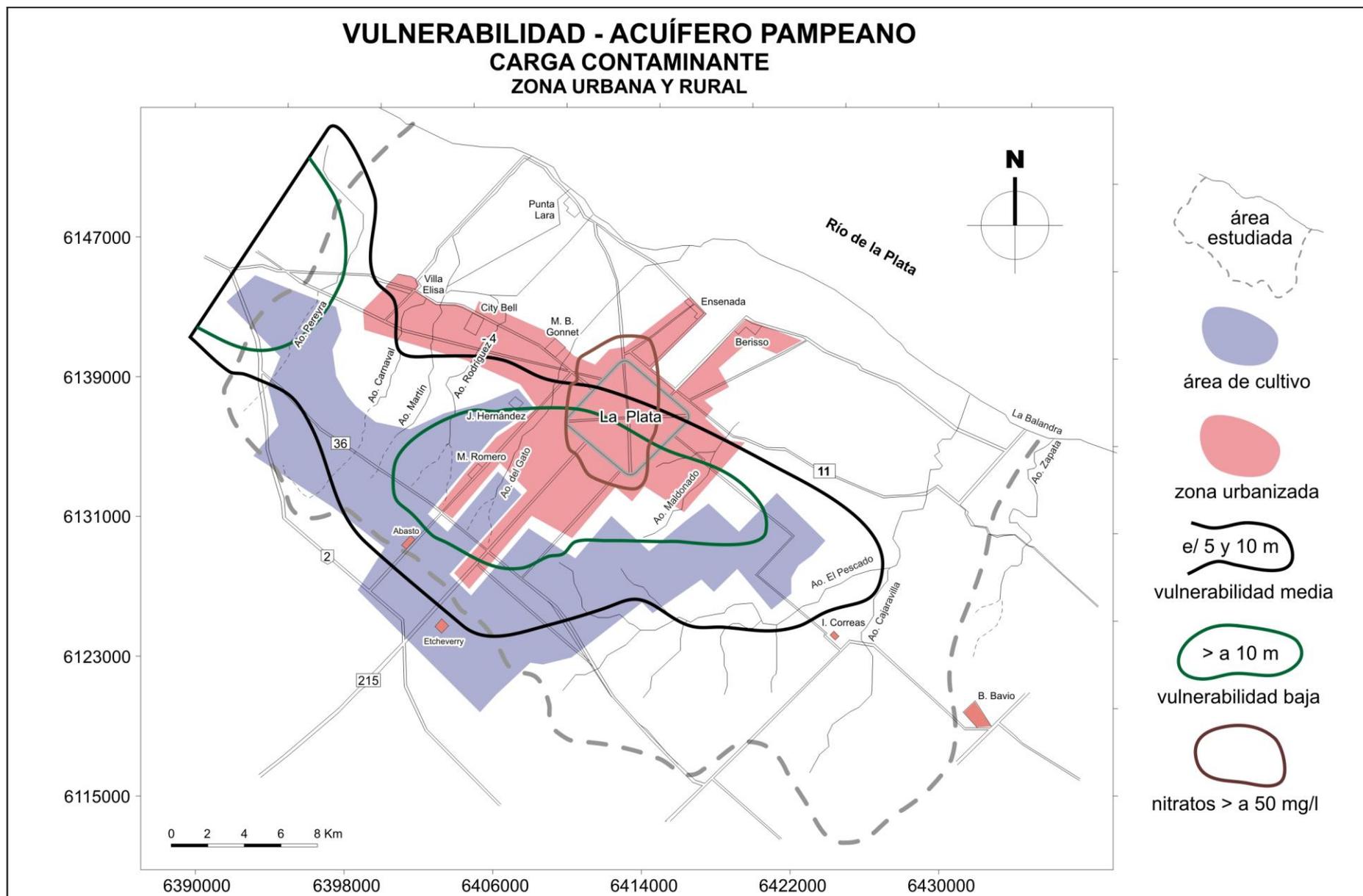


Figura 62

VULNERABILIDAD - ACUÍFERO PUELCHE - DIF. POT. HIDRÁULICO CARGA CONTAMINANTE ZONA URBANA Y RURAL



Figura 64



1.6. BIBLIOGRAFÍA

ALLER L. BENNET T. LEHR J. PETTY R. & G. HACKETT. 1987.

“DRASTIC: a standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings”. U.S. EPA /600/2-87-036: 1-455. Oklahoma.

AUBOUIN, J. R. BROUSSE y J. LEHMAN 1980.

“Tratado de geología”. T. III. “Tectónica, tectonofísica y morfología”. Omega: 1-642. Barcelona.

AUGE, M. y HERNANDEZ, M. 1984.

“Características geohidrológicas de un acuífero semiconfinado (Puelche) en la Llanura Bonaerense. Su implicancia en el ciclo hidrológico de las Llanuras dilatadas”. Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Actas (II): 1019-1041. Buenos Aires - París.

AUGE M. 1986.

“Hydrogeologic Behavior of the Puelche Aquifer in Matanza River Basin”. Ground Water. Vol. 24 # 5: 636-642. Dublin, Ohio.

AUGE, M. 1997.

“Investigación hidrogeológica de La Plata y alrededores”. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral: 1-171, 58 mapas, 36 tablas, 86 figuras.

AUGE, M. 2001.

“Vulnerabilidad de acuíferos semiconfinados”. Ensayo preliminar. Red CyTED de Vulnerabilidad de Acuíferos. Inéd: 1-4. La Plata.

AUGE, M. HERNÁNDEZ, M. y HERNÁNDEZ, L. 2002.

“Actualización del conocimiento del Acuífero semiconfinado Puelche en la Provincia de Buenos Aires - Argentina”. XXXII International Hydrogeology Congress. Proceedings. ISBN 987-544-063-9: 624-633. Mar del Plata.

AUGE, M. 2003 a.

“Vulnerabilidad de acuíferos. Conceptos y métodos”. Universidad de Buenos Aires: 1-35. La Plata.

AUGE, M. 2003 b.

“Regiones hidrogeológicas. República Argentina y provincias de Buenos Aires, Mendoza y Santa Fe”. Universidad de Buenos Aires: 1-122. Buenos Aires.

AUGE, M. 2004.

“Hidrogeología ambiental”. SEGEMAR. Serie Contribuciones Técnicas, Ordenamiento Territorial # 5: 1-131. ISSN 0328-9052. Buenos Aires.

AUGE, M. HIRATA, R. y F. LÓPEZ VERA 2004.

“Vulnerabilidad a la contaminación por nitratos del Acuífero Puelche en La Plata – Argentina”. CEAL. Inéd: 1- 186. Madrid.

AUGE, M. 2005 a.

- “Perforaciones hidrogeológicas”.
<http://tierra.rediris.es/hidrored/ebooks/indexm.html>: 1-73. España.
- AUGE, M. 2005 b.
“Vulnerabilidad de acuíferos. Conceptos y métodos”.
<http://tierra.rediris.es/hidrored/ebvulnerabilidad.html> España.
- AUGE, M. 2006.
“Hidrogeología de la Ciudad de Buenos Aires”. SEGEMAR. Serie Contribuciones Técnicas. Ordenamiento Territorial # 6. ISSN 0328-9052: 1-42. Buenos Aires.
- AUGE, M. 2008 a.
“Apuntes de hidrogeología - Curso 2008”. Departamento de Geología, FCEN-UBA: 1-372. Inéd. Buenos Aires.
- AUGE, M. 2008 b.
“Métodos geoeléctricos para la prospección de agua subterránea”.
<http://tierra.rediris.es/hidrored/ebooks/indexm.html>: 1-27. España.
- BURGOS, J. y A. VIDAL 1951.
“Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite”.
Rev. Meteoros. Año 1 # 1: 3-32. Buenos Aires.
- CARBONELL, A. 1993.
“Groundwater vulnerability assessment: predicting relative contamination potential under conditions of uncertainty”. National Research Council. National Academy Press: 1-204. Washington DC.
- CASTANY, G. 1974.
“Prospección y explotación de las aguas subterráneas”. Omega: 1-738. Barcelona.
- CIVITA, M. CHIAPPONE, A. FALCO, M. e P. JARRE. 1990.
“Preparazione della carta di vulnerabilità per la rilocalizzazione di un impianto pozzi dell’ Aquedotto di Torino”. Proc. 1st. Conv. Naz. “Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee: Metodologie, Tecnologie e Obiettivi. Vol. 2: 461-462. Marano sul Parnaro.
- CUSTODIO, E. y R. LLAMAS 1976.
“Hidrología subterránea”. Omega: 1-2359. Barcelona.
- CUSTODIO, E. 1995.
“Consideraciones sobre el concepto de vulnerabilidad de los acuíferos a la polución”.
II Seminario Hispano – Argentino sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea.
Serie Correlación Geológica # 11: 99-122. San Miguel de Tucumán.
- DAVIS, S. y R. de WIEST 1971.
“Hidrogeología”. Ariel: 1-563. Barcelona.

DOERFLIGER, N & F. ZWAHLEN 1997.

“EPIK: a new method for outlining of protection areas in karstic environment”. In Gunay & Jonshon (Ed). Int. Symp. on Karst Waters and Environ. Impacts. Antalya, Turkey, 1997. Balkema: 117-123. Rotterdam.

EPA. 1991.

“A review of methods for assessing the sensitivity of aquifers to pesticide contamination”. Preliminary document: 1-21. Washington DC.

FENGE, T. 1976. “

“Geomorphic aspects of sanitary landfill site selection”. Western Geogr. Ser. 12: 241-286. Victoria BC.

FOSTER, S. 1987.

“Fundamental concepts in aquifer vulnerability pollution, risk and protection strategy”. TNO Comm. on Hydrog. Research. Proceed. and Information # 38: 69-86. The Hague.

FOSTER, S. y R. HIRATA 1991.

“Determinación del riesgo de contaminación de aguas subterráneas. Una metodología basada en datos existentes”. CEPIS: 1-81. Lima.

GUYMON, G. 1994.

“Unsaturated zone hydrology”. Prentice Hall. New Jersey.

HEM, J. 1959.

“Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water”. U. S. Geol. Surv. WSP 1473: 1–269. Washington.

KRUSEMAN, G. & N. de RIDDER 1990.

“Analysis and evaluation of pumping test data”. ILRI publ. 47. 2nd edn. Wageningen.

MARCOLONGO B. e L. PRETTO 1987. Vulnerabilità degli acquiferi nella pianura a nord di Vincenza. Publ. GNDICI-CNR # 28: 1-13.

MARGAT, J. 1968.

“Vulnérabilité des nappes d'eau souterraines à la pollution. Bases de la cartographie”. BRGM # 68. SLG 198 HYD. Orléans.

SCHMIDT, R. 1987. “Groundwater contamination susceptibility in Wisconsin”. Wis. Dpt. of Nat. Res. Groundw. Manag. Plan Rep. # 5. WR 177-87: 1-27. Madison.

SOTORNÍKOVÁ, R. & VRBA J. 1987.

“Some remarks on the concept of vulnerability maps. In Vulnerability of soil and groundwater to pollutants”. (W. van Duijvenbooden and H.G. van Waegeningh, eds.), TNO Committee on Hydrogeological Research, The Hague, Proceedings and Information N° 38, p. 471-476.

TRIPET, J. P. DOERFLIGER, N. & F. ZWAHLEN 1997.
"Vulnerability mapping in karst areas and its uses in Switzerland". Hydrogéologie 3:
15-57.

VAN STEMPVOORT, D. EWERT, L. & L. WASSENAAR 1992.
"AVI: A method for groundwater protection mapping in the Prairie provinces of
Canada". Prairie Provinces Water Board, Regina, Saskatchewan.

VILLUMSEN, A. JACOBSEN, O. & C. SONDESKOV 1983.
"Mapping the vulnerability of groundwater reservoirs with regard to surface pollution".
Geol. Surv. of Denmark. Yearbook 1982: 17-38. Copenhagen

VRBA, J. & A. ZAPOROZEC 1994.
"Guidebook on mapping groundwater vulnerability". IAH. Vol. 16: 1-131. Verlag Heinz
Heise. Hannover.

ZAPOROZEC A. 1985.
"Groundwater protection principles and alternatives for Rock County". Wis. Geol. and
Nat. Hist. Survey. Sp. Rp. # 8: 1-73. Madison.