



Secretaría de Infraestructura
y Política Hídrica
Ministerio del Interior,
Obras públicas y Vivienda
Presidencia de la Nación

COHIFE
CONSEJO HÍDRICO FEDERAL



APUNTES SOBRE GEOHIDROLOGÍA AMBIENTAL

**Compiladores | Dr. Carlos Juan Schulz
Dr. Rodolfo Fernando García**

**SECRETARÍA DE INFRAESTRUCTURA Y POLÍTICA HÍDRICA
CONSEJO HÍDRICO FEDERAL**

PLAN NACIONAL FEDERAL DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

PROYECTO DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO 075/2011
“COMPORTAMIENTO Y EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL ARSÉNICO
EN AGUAS SUBTERRÁNEAS DE LA REPÚBLICA ARGENTINA”

**Universidad Nacional de La Pampa
Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires**

1 DE SEPTIEMBRE DE 2018



Esta publicación cuenta con el apoyo de la Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica y del Consejo Hídrico Federal, siendo la información de exclusiva responsabilidad de los compiladores.

INDICE GENERAL

MÓDULO 1. El agua en la naturaleza. El ciclo del agua: expresión simplificada. Factores que condicionan el ciclo. Precipitación. Esguerrimiento fluvial. Evapotranspiración. Infiltración. Instrumentos y Estaciones Meteorológicas. _____	8
1.1. EL AGUA EN LA NATURALEZA _____	8
1.2. EL CICLO DEL AGUA _____	9
1.3. PRECIPITACIÓN _____	12
1.4. EVAPOTRANSPIRACIÓN _____	15
1.5. ESCURRIMIENTO _____	21
1.6. INFILTRACIÓN _____	27
1.7. BALANCE DE SISTEMAS ACUÍFEROS _____	31
MÓDULO 2. El agua en el suelo: Clasificación y comportamiento. La Zona No saturada (ZNS). Relaciones Agua–Aire - Suelo. Relaciones Agua – Suelo – Planta. Balance hidrológico. Definición y fórmula simplificada. Métodos para el desarrollo del balance. _____	34
2.1. EL AGUA EN EL SUELO _____	34
2.2. LA ZONA NO SATURADA _____	55
2.3. ECUACIONES DE FLUJO Y TRANSPORTE DE MASA EN LA ZONA NO SATURADA _____	70
MÓDULO 3. El agua subterránea. Propiedades físicas del medio de circulación. Porosidad, Retención Específica. Permeabilidad. Concepto de acuífero. Tipo de Acuíferos. Flujo en medios porosos. Ley de Darcy. Flujos laminar y turbulento. Líneas de flujo y equipotenciales. Parámetros hidrogeológicos de los reservorios de agua subterránea. _____	82
3.1. EL AGUA SUBTERRÁNEA _____	82
3.2. CONCEPTO DE ACUÍFERO _____	91
3.3. FLUJO EN MEDIOS POROSOS _____	94
3.4. PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS DE LOS RESERVORIOS DE AGUA SUBTERRÁNEA _____	98
MÓDULO 4. Hidrodinámica. Curvas equipotenciales. Construcción y propiedades. Red de flujo. Determinación de parámetros hidráulicos. Ensayos de bombeo. Métodos de equilibrio y variables. Hidráulica de acuíferos libres, confinados y semiconfinados. _____	103
4.1. HIDRODINÁMICA _____	103
4.2. ENSAYOS DE BOMBEO _____	107
MÓDULO 5. Hidrogeoquímica. Propiedades físico – químicas y constituyentes de las aguas superficiales y subterráneas. Origen y características hidrogeoquímicas de los principales constituyentes disueltos en las aguas subterráneas. Concepto de calidad. Calidad para los distintos usos. Comentario de las distintas normativas. Representación gráfica de los resultados. _____	130

5.1.	HIDROGEOQUÍMICA _____	130
5.2.	EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA _____	142
5.3.	CALIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA _____	154
MÓDULO 6. Contaminación. Modos de contaminación del agua subterránea. Principales agentes contaminantes. Principales fuentes potenciales de contaminación de las aguas subterráneas. Ejemplos: Residuos líquidos y sólidos urbanos. Contaminación agrícola. Contaminación por actividades industriales. Vulnerabilidad de acuíferos. Protección de las aguas subterráneas. _____		
6.	CONTAMINACIÓN _____	174
7.	BIBLIOGRAFÍA _____	210

Índice de Tablas

Tabla 1: Capacidad de Intercambio Catiónico de diferentes partículas. _____	38
Tabla 2: Comparación entre la composición del aire en la atmósfera y en el suelo. _____	48
Tabla 3: Valores aproximados del consumo de agua (RT) por diferentes cultivos (Dorenbos y Kassam, 1979). _____	70
Tabla 4: Porosidad total y eficaz de diversos materiales (Johnson, 1967; Davis, 1969; Schoeller, 1962 y Ward, 1967). _____	84
Tabla 5: Clasificación de los sedimentos en función de su permeabilidad (Custodio y Llamas, 1983). _____	89
Tabla 6: Clasificación de los terrenos y acuíferos en función de su permeabilidad (Custodio y Llamas, 1983). _____	90
Tabla 7: Valores de a y b para los iones mayoritarios de la ecuación de Debye - Huckel. _____	132
Tabla 8: Valores de A y B para diferentes temperaturas (Ecuación de Robinson y Stokes, 1955). _____	132
Tabla 9: Capacidad de intercambio de minerales de arcillas. _____	140
Tabla 10: Secuencia de Chevotareb. _____	143
Tabla 11: El papel de los oxidantes y reductores en diferentes reacciones. _____	148
Tabla 12: Resumen de las relaciones iónicas y la información que pueden brindar (FICHS). _____	151
Tabla 13: Composición química del agua subterránea. _____	155
Tabla 14: objetivos de calidad en función de los usos del agua (FCIHS, 2009). _____	158
Tabla 15: sensibilidad de los cultivos a las concentraciones de boro en el agua de riego. _____	165
Tabla 16: Clasificación del agua para consumo bovino. _____	166
Tabla 17: Principales métodos para determinación de vulnerabilidad de acuíferos. _____	181
Tabla 18: Método Drastic para la determinación del índice de vulnerabilidad. _____	183
Tabla 19: Puntaje y rangos asignados al parámetro D, la profundidad del acuífero. _____	184
Tabla 20: Puntaje y rangos asignados al parámetro R, recarga neta. _____	184
Tabla 21: Puntaje y rangos asignados al parámetro A, tipo de acuífero. _____	185
Tabla 22: Puntaje y rangos asignados al parámetro S, tipo de suelo. _____	185
Tabla 23: Puntaje y rangos asignados al parámetro T, pendiente. _____	185
Tabla 24: Puntaje y rangos asignados al parámetro I, impacto de la zona vadosa. _____	186
Tabla 25: Puntaje y rangos asignados al parámetro C, conductividad hidráulica. _____	186
Tabla 26: Valores de los índices de vulnerabilidad y rangos para la clasificación de la vulnerabilidad para el método DRASTIC (Martínez et al., 1998). _____	186
Tabla 27: Componentes del índice GOD, sus características y valoraciones, así como las secuencias lógicas de ocurrencia. _____	187
Tabla 28: Categorías de peligro potencial para el agua subterránea debido a saneamiento "in situ". _____	193
Tabla 29: Principales sustancias contaminantes relacionadas con la actividad industrial (Meinck et al., 1970 y otros, modificado, en Fcihs, 2009). _____	194
Tabla 30: Principales actividades que potencialmente generan una carga contaminante al subsuelo. _____	195
Tabla 31: Características químicas e índices para tipos comunes de actividad industrial (Foster e Hirata, 1991). _____	196
Tabla 32: Categorías de peligro potencial para el agua subterránea debido a actividades industriales. _____	197
Tabla 33: Comportamiento de distintos tipos de fertilizantes en el suelo. _____	197
Tabla 34: Características de los principales grupos de pesticidas agrícolas (Foster e Hirata, 1991). _____	198
Tabla 35: Valores de capacidad de retención del terreno en función del tipo de suelo. _____	202
Tabla 36: Valores de contenido de petróleo en la franja capilar en función del tipo de suelo. _____	202

Índice de Ilustraciones

Ilustración 1: Distribución del agua en el mundo (Fetter, 1988). _____	9
Ilustración 2: Esquema del ciclo hidrológico en la tierra (Fetter, 1988). _____	10
Ilustración 3: Fases del ciclo hidrológico. _____	10
Ilustración 4: Esquema teórico de salidas del agua subterránea. _____	12
Ilustración 5: Representación esquemática del balance de agua en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero, con los principales procesos que tienen lugar. _____	71
Ilustración 6: Acuífero libre, mostrando el nivel freático (Fetter, 1988). _____	91
Ilustración 7: Acuífero libre. En la zona no saturada existe una “falsa freática” o acuífero colgado (Fetter, 1988). _____	92
Ilustración 8: Acuífero confinado (Fetter, 1988). _____	92
Ilustración 9: Acuífero confinado, mostrando pozos artesianos y surgentes (Fetter, 1988). _____	93
Ilustración 10: Acuíferos libre, semiconfinado y confinado (Fetter, 1988). _____	93
Ilustración 11: Experimento de Darcy. _____	94
Ilustración 12: Esquema del movimiento del agua subterránea en distintas situaciones morfológicas. _____	95
Ilustración 13: Esquema del movimiento del agua subterránea en distintas situaciones morfológicas. _____	96
Ilustración 14: Representación gráfica del concepto de permeabilidad darciana. _____	98
Ilustración 15: Representación gráfica del concepto de transmisividad. _____	99
Ilustración 16: Representación gráfica del concepto de coeficiente de almacenamiento. _____	100
Ilustración 17: Superficies equipotenciales debido a flujo horizontal. _____	104
Ilustración 18: Superficies equipotenciales debido a flujo con componente vertical. _____	104
Ilustración 19: Determinación de las líneas de flujo y dirección de movimiento del agua por el problema de tres puntos. _____	105
Ilustración 20: Líneas de flujo y dirección de movimiento del agua en distintas situaciones hidrogeológicas. _____	106
Ilustración 21: Líneas de flujo y dirección de movimiento del agua en distintas situaciones hidrogeológicas. _____	106
Ilustración 22: Variación del nivel de agua en un pozo y piezómetros como consecuencia de un bombeo. _____	107
Ilustración 23: Cono de depresión en un acuífero confinado, donde se asume que se alcanza el régimen de equilibrio. _____	115
Ilustración 24: Cono de depresión en un acuífero libre bajo régimen permanente. _____	117
Ilustración 25: Modelo conceptual de un acuífero semiconfinado ante del bombeo y durante el bombeo (Kruseman y de Ridder, 1994). _____	120
Ilustración 26: Contaminación de acuífero debido a falta de sistemas de saneamiento. _____	193
Ilustración 27: Contaminación de acuífero debido a vertedero de residuos sólidos urbanos. _____	193
Ilustración 28: Contaminación de acuífero debido a actividad industrial. _____	195
Ilustración 29: Concepto y esquema de perímetros de protección. _____	200

Índice de Gráficos

Gráfico 1: Yetograma o pluviograma para una serie climática de 30 años. _____	15
Gráfico 2: Triángulo de clases texturales. _____	36
Gráfico 3: Curva teórica de la función del pozo $W(u)$ versus $1/u$ (curva de Theis). _____	111
Gráfico 4: Curva de datos de un ensayo de bombeo real, mostrando descensos, s , versus t/r^2 . _____	112
Gráfico 5: Representación semilogarítmica de Jacob, mostrando los valores de descensos versus tiempo. _____	114
Gráfico 6: Representación semilogarítmica de Thiem para el cálculo de la transmisividad darciana. _____	116
Gráfico 7: Representación semilogarítmica de Thiem – Dupuit para el cálculo de la permeabilidad darciana. _____	119
Gráfico 8: Familia de curvas teóricas de Walton en gráfico bilogarítmico de $W(u, r/L)$ versus $1/u$, para distintos valores de r/L . _____	122
Gráfico 9: Representación semilogarítmica de Jacob para el cálculo de la transmisividad. _____	129
Gráfico 10: Normas para determinar las clases aptas, utilizables y no aptas para el riego de plantaciones. _____	165
Gráfico 11: Representación de datos químicos en diagrama de barras o columnar. _____	167
Gráfico 12: Representación de datos químicos en diagrama circular. _____	168
Gráfico 13: Representación de datos químicos en diagrama de polígonos. _____	168
Gráfico 14: Representación de datos químicos en diagrama triangular (Diagrama Pipe – Hill – Langelier). _____	169
Gráfico 15: Representación de datos químicos en diagrama triangular (Diagrama Durov). _____	170
Gráfico 16: Representación de datos químicos en diagrama rectangular (Diagrama Wilcox). _____	171
Gráfico 17: Representación de datos químicos en diagrama lineal. _____	172
Gráfico 18: Variación del ISQA con la temperatura. _____	205
Gráfico 19: Variación del ISQA con el consumo de oxígeno. _____	206
Gráfico 20: Variación del ISQA con la materia en suspensión. _____	206
Gráfico 21: Variación del ISQA con el oxígeno disuelto. _____	207
Gráfico 22: Variación del ISQA con la conductividad. _____	207
Gráfico 23: Clasificación de la calidad de las aguas y sus usos orientativos (Según la relación ISQA/IAQA). _____	208
Gráfico 24: Riesgo de Contaminación. _____	209

Índice de Figuras

Figura 1: Curva de agotamiento de un hidrograma. _____	25
Figura 2: Pendiente de la curva de agotamiento. _____	26
Figura 3: Río influente (el río aporta agua al acuífero). _____	27
Figura 4: Río efluente (el río recibe agua del acuífero). _____	27
Figura 5: Esquema de cuenca hidrológica y cuenca hidrogeológica (actualizado de Fuertes, 1979). _____	31
Figura 6: Hidrograma y caudal básico luego de una lluvia en una cuenca. _____	32
Figura 7: Concepto de cambio iónico. _____	37
Figura 8: Disposición de los cationes en solución y cationes adsorbidos. _____	37
Figura 9: Capacidad de intercambio catiónico en materia orgánica. _____	38
Figura 10: Asimilación de nutrientes en el suelo en función del pH. _____	40
Figura 11: La fase líquida en los suelos. _____	42
Figura 12: Tipos de agua en el suelo desde el punto de vista físico. _____	44
Figura 13: Relación entre espacio poroso ocupado por agua y aire en diferentes estados del suelo. _____	46
Figura 14: Tipos de aguas presentes en el suelo a medida que se incrementa la humedad. _____	47
Figura 15: Contenido de agua en el suelo en función de la textura. _____	48
Figura 16: Concepto de la formación de la costra seca en los suelos. _____	50
Figura 17: Infiltración a partir de un surco de riego (Coony y Pehrson, 1995). _____	50
Figura 18: Permeabilidad en función del tiempo. _____	51
Figura 19: Velocidad de infiltración en función del tiempo, del tipo y estado del suelo. _____	51
Figura 20: Variación del perfil hídrico en distintos periodos del año. _____	52
Figura 21: Balance hidrológico - climático. _____	53
Figura 22: Balance hídrico de un suelo. _____	54
Figura 23: Distintas capacidades de reserva de agua de suelos. _____	54
Figura 24: Perfil de interfaz cápsula – suelo en un tensiómetro (Stannard, 1986). _____	58
Figura 25: Fenómeno de histéresis en un suelo limo arenoso. _____	59
Figura 26: Representación del pF versus la humedad y el potencial capilar del suelo. _____	60
Figura 27: Representación gráfica de la conductividad hidráulica versus potencial matricial (Braester, 1972)	61
Figura 28: Principales elementos del continuo agua – suelo – atmósfera (Jones, 1983). _____	63
Figura 29: Relación entre contenido gravimétrico de humedad y potencial matricial (Taylor y Ashcroft, 1972). _____	64
Figura 30: Relación entre conductividad hidráulica y tensión del agua (Hillel, 1982). _____	65
Figura 31: Mapa de isólinea de tasa de infiltración (mm/h) obtenido a partir de 1280 medidas y 800 interpolaciones mediante el método kriging (Vieira et al., 1981). _____	65
Figura 32: Relación entre materia seca acumulada y la transpiración/evaporación en tres especies cultivadas (Howell, 1990). _____	66
Figura 33: Relaciones entre los principales componentes del balance de agua del suelo en la zona radicular. _____	67
Figura 34: Distribución típica del agua a lo largo de un tablar de riego a manta (Castel et al., 1989). _____	68
Figura 35: Curva de cultivo, Kc, para cultivos herbáceos anuales. _____	69
Figura 36: Zona No saturada y zona saturada en el perfil del suelo. _____	71
Figura 37: Distribución del agua en el suelo. Zona No saturada y zona saturada en el perfil del suelo. _____	72
Figura 38: Procesos que producen atenuación de contaminantes en los sistemas de aguas subterráneas. _____	79

Figura 39: Esquema de una cápsula de succión, aplicación de succión y extracción de muestra (izquierda a derecha). _____	80
Figura 40: Curvas granulométricas de Breddin para estimar permeabilidad de sedimentos. _____	88
Figura 41: Variación del cono de influencia en función del tiempo de bombeo. _____	108
Figura 42: Esquema de flujo regional y local en un acuífero. _____	144
Figura 43: Esquema del efecto del ion común. _____	145
Figura 44: Esquema del efecto de la fuerza iónica o efecto salino. _____	145
Figura 45: Esquema del efecto de intercambio. _____	146
Figura 46: Mapa de isolínea de concentración de nitratos. _____	173
Figura 47: Procesos de atenuación de contaminantes en el agua subterránea (Foster, 1987, modificado de Golwer, 1983). El grosor de la línea correspondiente indica la importancia relativa de los procesos en el suelo, y sobre, en y bajo el nivel freático. _____	179
Figura 48: Sistema GOD para evaluación del índice de Vulnerabilidad de un acuífero (Foster, 1987). _____	188
Figura 49: Riesgo de Contaminación. _____	191

MÓDULO 1. El agua en la naturaleza. El ciclo del agua: expresión simplificada. Factores que condicionan el ciclo. Precipitación. Esguerrimiento fluvial. Evapotranspiración. Infiltración. Instrumentos y Estaciones Meteorológicas.

1.1. EL AGUA EN LA NATURALEZA

La Hidrología Subterránea, Geo hidrología o Hidrogeología es aquella parte del ciclo del agua que corresponde al almacenamiento, circulación y distribución de las aguas terrestres en la zona saturada de las formaciones geológicas, teniendo presente las propiedades físicas y químicas, sus iteraciones con el medio físico y biológico y sus reacciones a la acción antrópica.

La Geo Hidrología es una ciencia interdisciplinaria que tiene como finalidad establecer las propiedades hidráulicas de los yacimientos de aguas subterráneas, sus características físicas, biológicas y químicas, la forma de localizarla, extraerla y manejarla, como así también preservarla, teniendo presente el ambiente y la historia geológica de una región. Para ello es preciso aplicar numerosas leyes, principios y métodos de muchas otras disciplinas.

Desde hace más de cuarenta años, numerosos investigadores han intentado de sintetizar el almacenamiento de agua de la Hidrosfera y establecer su balance. En forma esquemática se muestra a continuación un cuadro de distribución y porcentajes de las aguas del globo terráqueo. Casi la totalidad de agua del planeta se encuentra en los océanos (97 %). Su volumen equivale a la evaporación oceánica media anual durante 3.000 años por lo que este valor puede tomarse como un orden de magnitud del tiempo que una molécula de agua permanece en el océano. En contraste, el volumen medio de vapor de agua que contiene la atmósfera equivale a 25 mm de lluvia. Si se tiene presente que la precipitación media anual en la tierra es de 1.000 mm, resultaría una lluvia media diaria de 2,7 mm, de lo que resulta que el tiempo de residencia de una molécula de agua en la atmósfera es de unos 8 o 10 días (Custodio & Llamas, 1996).

El volumen de agua que en un instante determinado contienen todos los cursos fluviales del mundo es muy pequeño (1.700 Km^3), pero sin embargo, hay que tener en cuenta que la velocidad con que circula el agua de los ríos es muy grande comparada con la mayoría de los otros medios. Si se asume que las aguas contenidas en todos los ríos del planeta estarían almacenadas en un recipiente sin recibir alimentación externa, y su caudal se vertiese hacia el mar con un caudal constante igual al caudal medio anual, el depósito quedaría completamente vacío en unos 15 o 20 días.

El valor del contenido de humedad en la zona no saturada del subsuelo es muy difícil de cuantificar y existen muchas dudas respecto a los tenores mostrados en el cuadro. Se considera, muy estimativamente, que el tiempo de permanencia del agua en la zona saturada sería de unas cuantas semanas; mientras que para aquellas aguas que pasan a formar parte de los reservorios subterráneos, con flujo, alcanzaría un tiempo mucho más amplio (años, miles de años e incluso decenas de miles de años).

La mayor reserva de agua dulce del planeta se encuentra en los casquetes polares de la Antártida y en el Ártico. El volumen ($26.000.000 \text{ Km}^3$) es unas 200 veces superior al volumen contenido en todos los lagos de agua dulce del mundo. Si los casquetes polares se fundieran totalmente, el nivel actual del mar se elevaría aproximadamente 70 metros. Nace (1969, in Custodio & Llamas, 1996) considera que los hielos polares aportan cada año al mar unos 2.500 Km^3 . El volumen de agua almacenada en el subsuelo (agua subterránea) es tal vez la más difícil de definir y estimar. Lvovitch (1967, in Custodio & Llamas, 1996) considera que la cantidad de agua subterránea es de $60.000.000 \text{ Km}^3$ pero, de este volumen, únicamente unos $4.000.000 \text{ Km}^3$ a $8.3500.000 \text{ Km}^3$ intervendrían en el ciclo hidrológico, no extendiéndose más allá de los 4.000 metros de profundidad.

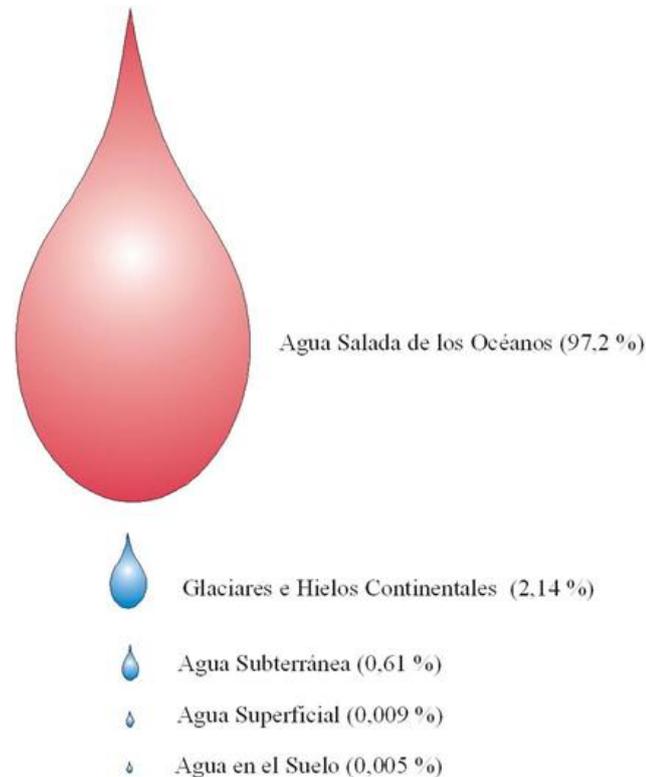


Ilustración 1: Distribución del agua en el mundo (Fetter, 1988).

1.2. EL CICLO DEL AGUA

El concepto de ciclo hidrológico involucra el movimiento o transferencia de las masas de agua desde un lugar a otro y desde un estado a otro. El movimiento permanente del ciclo se debe fundamentalmente al “sol” que proporciona la energía suficiente para elevar el agua del suelo o de un cuerpo de agua superficial, al evaporarla. Otro factor de importancia es la fuerza de la gravedad, que permite que el agua condensada precipite y que una vez caída sobre la superficie, escurra hacia las zonas más deprimidas (Custodio & Llamas, 1996).

El ciclo del agua se inicia cuando una parte del vapor de agua de la atmósfera se condensa y se originan las precipitaciones en forma de lluvia o nieve. Se debe tener presente que no toda la lluvia alcanza la superficie de la tierra, ya que una parte se vuelve a evaporar inmediatamente durante su caída y otra es retenida o interceptada por la vegetación o por las superficies de edificios, carreteras, etc., y vuelve a la atmósfera en forma de vapor. De aquella agua que alcanza la superficie del terreno, una parte es retenida en pequeñas depresiones (charcos y aguadas) y en gran proporción retorna casi inmediatamente a la atmósfera por evaporación. Otra parte circula sobre la superficie y se concentra en pequeñas arroyadas y líneas de drenaje, que se reúnen en arroyos y luego en los ríos, constituyendo el agua de escurrimiento superficial, que tiene como destino final un lago o el mar, desde donde será evaporada o bien, se infiltrará en el terreno por donde circula.

Por último, hay una tercera parte de la precipitación que penetra bajo la superficie del terreno, conocida como infiltración, que se realiza a través de canales, fisuras y poros del suelo, a los que va llenando progresivamente. Un cierto volumen del agua infiltrada no desciende hasta la zona saturada o del agua subterránea propiamente dicha, sino que es retenida en los que se conoce como zona no saturada o zona de humedad del suelo, desde donde vuelve a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas. Establecer la cantidad que corresponde a una u otra es tarea muy difícil, por lo que es común que siempre se aplique el término de evapotranspiración para el conjunto del fenómeno (Fetter, 1988).

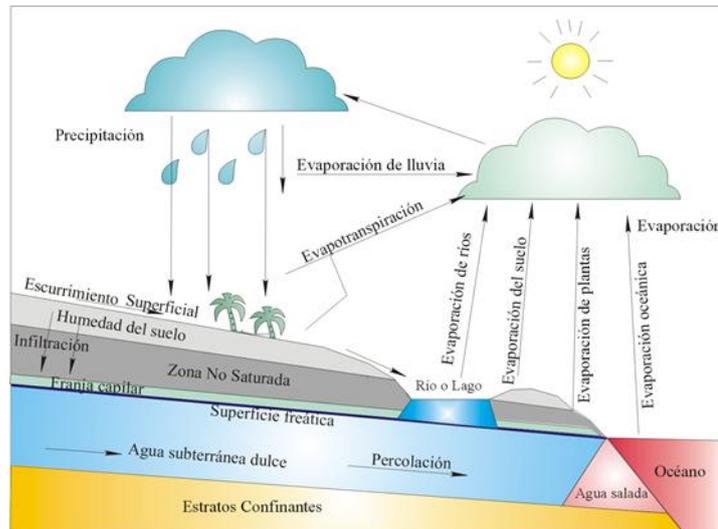


Ilustración 2: Esquema del ciclo hidrológico en la tierra (Fetter, 1988).

El movimiento del agua a través de un terreno se caracteriza por su relativa lentitud y su origen se debe fundamentalmente a la acción gravitatoria. En la zona no saturada, existen otras fuerzas (especialmente la tensión superficial) que originan muchas veces la presencia de una faja más o menos continua llamada faja capilar, desde donde el agua puede retornar a la superficie a través de la evaporación, transpiración o ambos fenómenos a la vez. Otras veces el agua subterránea alimenta directamente a los cauces fluviales, origina manantiales, o entrega sus caudales directamente al mar.

Excepto en las cuencas endorreicas de las zonas áridas o semiáridas (como las existentes en la Puna Argentina), la mayor parte de las aguas del escurrimiento fluvial y subterráneo terminan, más tarde o más temprano en el mar, por lo que se debe considerar a los océanos como la fase final del ciclo hidrológico, ya que de ellos vuelve a evaporarse y se re - inicia nuevamente todo el proceso.

El ciclo hidrológico es un mecanismo en que una partícula de agua evaporada desde el océano vuelve a éste luego de pasar por las etapas de precipitación y escurrimiento fluvial y subterráneo, caracterizándose por que este movimiento puede tener una marcada irregularidad en el espacio y en el tiempo, además de las interrupciones que pueden suceder en cualquiera de las etapas del ciclo global. Como es de suponer, en un ciclo se puede considerar a todas las fases que forman parte de él comenzando desde cualquier punto o lugar; sin embargo lo más intuitivo es comenzar con la "materia prima" del mismo que es la Precipitación y a partir de allí, considerar qué caminos puede seguir el agua que cae en forma de lluvias. Estos caminos pueden ser:

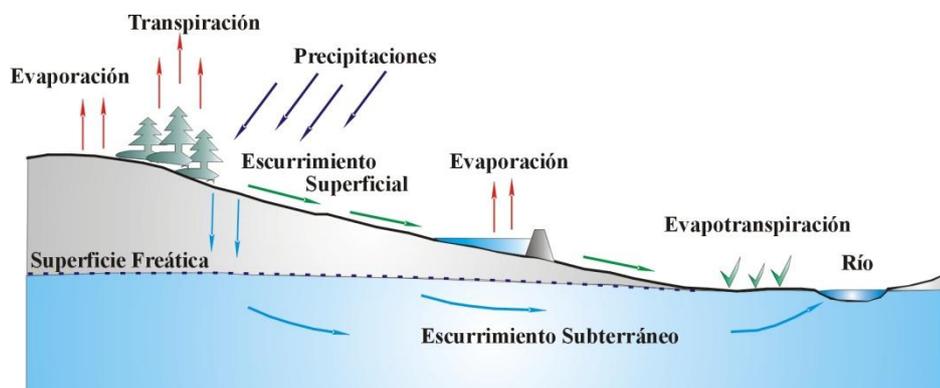


Ilustración 3: Fases del ciclo hidrológico.

-
- a) Evaporación: Una vez que el agua de lluvia alcanzó la superficie terrestre; una parte se evapora desde la superficie del suelo o bien directamente desde el follaje de los árboles. A este último fenómeno se le denomina intercepción, y en lluvias de corta duración sobre zonas boscosas éstas pueden devolver a la atmósfera una gran parte del agua precipitada sin haber alcanzado el suelo.
- b) Infiltración: El agua que se infiltra puede, a su vez, seguir varios caminos:
1. Evaporación: El agua se evapora desde el suelo húmedo, sin relación con la posible vegetación que se desarrolle sobre el suelo en cuestión.
 2. Transpiración: Las raíces de las plantas absorben el agua infiltrada en el suelo; quedando una parte retenida para el aprovechamiento de las especies vegetales, mientras que la mayor parte es transpirada.
 3. Ecurrimiento Subsuperficial o Hipodérmico: Corresponde a aquella parte del agua infiltrada que tras un corto recorrido lateral y antes de llegar a la superficie freática, vuelve nuevamente a la superficie.
 4. Si no es evaporada ni atrapada por las raíces de las plantas, la fuerza de la gravedad continuará actuando sobre las moléculas de agua haciendo que éstas continúen migrando hacia abajo, hasta alcanzar la superficie freática. Allí, aún puede ser una parte atrapada por las raíces de las plantas freatófitas, de raíces muy profundas y que a diferencia de otras plantas, buscan agua del medio saturado.
 5. Finalmente, el agua restante da lugar al Ecurrimiento Subterráneo.
- c) Ecurrimiento Superficial: El agua de las precipitaciones que no es evaporada ni infiltrada, escurre libremente por la superficie terrestre bajo la influencia de la gravedad. Esta agua a su vez puede seguir los siguientes caminos:
1. Parte es evaporada desde la superficie del curso fluvial, lagos y embalses.
 2. Otra parte puede quedar retenida como nieve o hielo en lagos o embalses. Esta parte se conoce con el nombre de Ecurrimiento Superficial Diferido.
 3. Finalmente una parte es el Ecurrimiento Superficial Rápido que sigue su camino a un nivel de base local y, finalmente, al mar.

Se conoce con el nombre de Ecurrimiento Directo a aquella porción que llega a los cauces de agua superficiales en un periodo de tiempo corto tras la precipitación que le dio origen. Normalmente, engloba el Ecurrimiento Superficial y el Ecurrimiento Subsuperficial. Son imposibles de distinguir ya que una gran parte de lo que parece Ecurrimiento Superficial (por el aumento de los caudales que sigue a las precipitaciones) ha estado infiltrada subsuperficialmente.

Se denomina Ecurrimiento Básico al volumen de agua que alimenta los cauces superficiales durante la época de estiaje (durante los periodos sin precipitaciones). Este concepto engloba al Ecurrimiento Subterráneo y al Ecurrimiento Superficial Diferido.

Como se ha visto, se sabe con mayor o menor grado de certeza cual son los posibles caminos que pueden seguir el agua evaporada, el agua del escurrimiento superficial y el agua infiltrada. Para completar la visión general del ciclo del agua es necesario conocer como es el largo camino que sigue el agua subterránea en el subsuelo.

El agua que ha alcanzado la zona saturada, circulará por el medio (rocas porosas, fisuradas o sedimentos) siguiendo los gradientes hidráulicos regionales; es decir la pendiente hidráulica (el término involucra el concepto de que el agua se mueve desde una zona de mayor nivel energético hacia otra de menor valor). Este camino, desde su ingreso hasta su salida puede ser de unos cuantos metros, cientos y aún miles de metros o kilómetros, durante un periodo que puede variar desde unos meses hasta miles de años. Esta salida al exterior puede ser:

1. Artificialmente, a través de pozos u otras obras de captación.
2. Naturalmente, a través de un manantial.
3. Naturalmente, a través de los procesos de evapotranspiración, por las plantas freatófitas o por que la superficie freática se encuentra muy cerca de la superficie del terreno.
4. Naturalmente, luego de entregar sus aguas a un curso fluvial.
5. Naturalmente, entregando sus aguas al mar, lago, salar, etc.

De todas estas formas en que el agua subterránea puede manifestarse nuevamente hacia el exterior, las dos más importantes son las aportaciones hacia los cursos fluviales y hacia el mar. Así, en el primer caso, las aguas subterráneas pueden dar origen a Escurrimiento Fluvial cuando existe un comportamiento efluente de un curso fluvial, es decir que recibe aportes del agua subterránea. En el segundo caso, en las zonas costeras y como se verá más adelante, la afluencia de agua subterránea juega un papel preponderante en el equilibrio de la interfase agua dulce - agua salada de las regiones costeras.

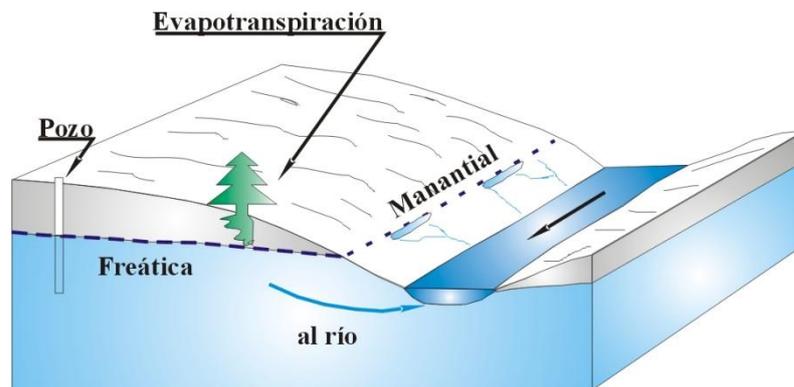


Ilustración 4: Esquema teórico de salidas del agua subterránea.

1.3. PRECIPITACIÓN

Las precipitaciones agrupan todas las aguas meteóricas recogidas en una cuenca hidrográfica o área determinada. Se presentan en forma líquida (lluvia, niebla, rocío) o sólida (nieve, granizo). Esta cantidad de agua así precipitada podrá o no enriquecer los embalses subterráneos. Cuando el agua, en estado líquido o sólido, llega a la superficie de la Tierra, se dice que ha precipitado. El vapor de agua contenido en la masa de aire, a consecuencia de los cambios de presión y temperatura y del movimiento de estas masas, ayudado, en ocasiones, por minúsculos núcleos de condensación y material sólido en suspensión, se reúne en gotas de agua o en cristales de hielo y cae venciendo las resistencias que se oponen, hasta llegar a la superficie terrestre. La precipitación sólida amorfa es el granizo y cristalizada, se denomina nieve. La precipitación es un fenómeno de tipo discontinuo y su distribución tanto en el espacio como en el tiempo es sumamente variable. Según los fenómenos meteorológicos que las originan o las acompañan, hay tres tipos principales de precipitaciones:

1. Precipitación convectiva: Originada por el calentamiento de las masas de aire próximas a la superficie del suelo que ha recibido una fuerte insolación. Suelen ser las tormentas locales propias de la estación cálida.
2. Precipitación frontal o ciclónica: Tienen origen en las superficies de contacto de masas de aire (frentes) con temperatura y humedad diferentes. Pueden ser de frentes cálidos o frío.
3. Precipitación orográfica o lluvia de relieve: Propias de zonas montañosas; por el enfriamiento y consiguiente condensación de vapor de agua en las masas de aire que al ser interrumpidas por una ladera ascienden por ella.

A pesar de haber efectuado esta distinción se debe advertir que, en general, las precipitaciones estarán originadas por combinaciones de dos o de los tres tipos mencionados anteriormente.

1.3.1. Medición de Precipitaciones

La lluvia se mide por la altura que alcanzaría sobre una superficie ideal plana y horizontal, antes de sufrir pérdidas por evaporación, infiltración y escurrimiento superficial. Los aparatos destinados a cuantificar la cantidad de agua caída son:

- ✓ Pluviómetro ordinario: Mide cantidad de lluvia recibida en un intervalo de tiempo (generalmente un día), comprendido entre dos lecturas consecutivas. Consiste en un colector cilíndrico con boca horizontal y de sección conocida. Una probeta graduada según la superficie de la boca, mide la altura de agua recogida.
- ✓ Pluviómetro totalizador: Se utilizan en lugares de difícil acceso, donde las lecturas sucesivas se hacen separadas por intervalos amplios de tiempo (hasta un año). Por lo tanto tienen un colector de mayor capacidad que los anteriores, y en él se vierten, previamente medidas, sustancias que evitan la evaporación (por ejemplo vaselina) y en zonas frías otras que ayuden a la fusión de la nieve (cloruro cálcico anhidro).
- ✓ Pluviógrafos: Registran en forma continua la variación de la lluvia con el tiempo. Existen tres tipos fundamentales basados en otros tantos principios; pesajes sucesivos, vaciado por sifonación de un depósito, o registro del vertido de volúmenes fijos.

Para la medida de la nieve pueden emplearse los pluviómetros ordinarios o totalizadores con el aditivo de sustancias que facilite su fusión. Obteniendo de esta manera, el equivalente en agua de la nieve. Se debe mencionar también que la evaluación del rocío puede ser muy importante, especialmente en aquellas regiones de climas áridos y semiáridos. Los métodos empleados son artificiosos, como por ejemplo sucesivas pesadas de materiales adecuados expuestos a la intemperie.



Foto 1: A la izquierda, pluviómetro ordinario. Al medio pluviómetro totalizador. A la derecha pluviógrafo.

1.3.2. Series climáticas y análisis de datos

Las llamadas series climáticas son un conjunto de datos históricos obtenidos sucesivamente en una misma estación. Su tratamiento es un problema estadístico, así como determinar cuando la serie tiene un número suficiente de términos para permitir extrapolaciones en el tiempo, con suficiente garantía. Se recomienda series no menores de 30 años consecutivos de observaciones.

Módulo pluviométrico anual medio: Se llama así a la media aritmética de la lluvia anual, durante una serie de años. La lluvia de un año dividida por el módulo pluviométrico anual medio, es el índice de humedad y permite clasificar los años en húmedos, medios o secos. Cuando las series disponibles sean menores de 30 años, el módulo pluviométrico anual debe tomarse con mucha precaución pues en el conjunto es posible que predominen años secos, o por el contrario años húmedos.

Lluvia media mensual: Con el mismo criterio, pueden calcularse las precipitaciones medias ocurridas en cualquier mes del año, durante una serie de años de registro. Este valor obtenido es la lluvia media mensual. La suma de las precipitaciones medias mensuales, de todos los años en cuestión, será igual al módulo pluviométrico anual medio.

Lluvia diaria. Curvas de altura de lluvia acumulada: Cuando en una estación meteorológica cuenta solamente con un pluviómetro ordinario, generalmente se hace una sola medida al día. Cuando se puede hacer más de una medida diaria, se puede tener una mejor idea de la distribución de la lluvia en las 24 horas. Es claro que si se necesita conocer con precisión la distribución de la lluvia es necesario contar con un pluviógrafo. La banda que entrega el pluviógrafo es una curva de lluvia acumulada y de ella se puede obtener el total de lluvia recogida y las cantidades recibidas en intervalos parciales de tiempo, tan pequeños como se quiera, es decir la intensidad de la lluvia que se expresa en mm/h.

Yetogramas o Pluviogramas: El yetograma es una figura que representa la cantidad de lluvia recogida en intervalos de tiempo regulares, pueden ser diarios, mensuales. A partir del Yetograma respectivo se pueden obtener la curva de precipitación acumulada y la de precipitación clasificada.

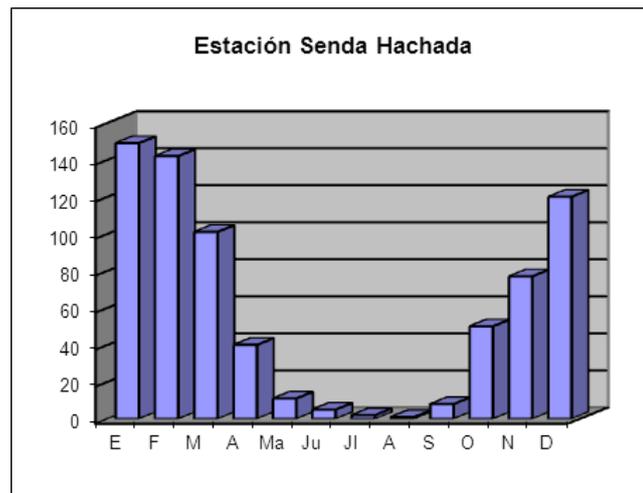


Gráfico 1: Yetograma o pluviograma para una serie climática de 30 años.

Curvas intensidad – duración: A medida que se reduce el intervalo de tiempo, la intensidad máxima expresada en unidades constantes (mm/h) va creciendo. Esto es así para una misma lluvia y aplicable a una serie de ellos registrados por un pluviógrafo en una misma estación. Indica la intensidad de la lluvia relacionada con la duración del aguacero.

1.3.3. Cálculo de la lámina de agua caída en una cuenca

Para el estudio de una determinada extensión superficial de terreno, es preciso estimar a partir de los datos obtenidos en unos cuantos puntos de observación, valores aplicables al conjunto de la zona. El primer paso es reunir los datos básicos y completar las series haciéndolas homogéneas en tamaño y calidad por procedimientos estadísticos. Determinar el dominio de esta situación es un problema a resolver para cada caso en particular, teniendo en cuenta el fenómeno meteorológico y la zona de estudio.

Se entiende por lámina de agua caída en una zona, a la altura que alcanzaría el agua sobre la superficie de una cuenca, considerando que ésta permanece en ella sin ningún tipo de pérdidas (sin escurrir, evaporarse o infiltrarse). Su valor resulta del cociente entre el volumen precipitado (m^3) y la superficie (m^2) de la cuenca y se expresa en milímetros. Con este procedimiento se determina el valor P de la ecuación del balance global. Los procedimientos utilizados para su cálculo son:

1. Método de la media aritmética
2. Método de los polígonos de Thiessen
3. Método de las curvas Isohietas

1.4. EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evapotranspiración es resultado del proceso por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso y directamente, o a través de las plantas vuelve a la atmósfera en forma de vapor; es decir; la evapotranspiración no es un fenómeno distinto a la evaporación y transpiración, sino la sumatoria de los dos procesos y el término, sólo es aplicable correctamente a una determinada área de terreno cubierta por vegetación. Cuando ésta no existe, únicamente podrá hablarse de evaporación. Por el contrario, en condiciones naturales, y aunque el fenómeno tiene sus características propias, no es posible la ocurrencia exclusiva de transpiración. Justamente, la dificultad en la medida por separado de estas variables ha obligado a introducir el concepto de evapotranspiración (Evp). Desde el punto de vista práctico, dado que la

evapotranspiración depende entre otros, de dos factores muy variables y difíciles de medir: el contenido de humedad en el suelo y el desarrollo vegetal de la planta, fue necesario introducir dos nuevos conceptos:

- ✓ Evapotranspiración Potencial: Representa la cantidad total de agua que sería evapotranspirada, si las reservas fueran suficientes para compensar las pérdidas máximas. Se supone un desarrollo vegetal óptimo y un suelo en su capacidad de campo máxima.
- ✓ Evapotranspiración Real: Es la que se produce en las condiciones naturales de humedad. Cuando la humedad del suelo es elevada, puede llegar a ser igual que la potencial.

1.4.1. Factores que influyen en la Evapotranspiración

La cantidad de agua evapotranspirada está condicionada a la acción conjunta de varios factores:

1. Físicos

- ✓ Atmosféricos: Determina el poder evaporante de la atmósfera. Las variables que intervienen para poder determinar ese poder evaporante son: temperatura, velocidad y turbulencia del viento, déficit higrométrico y presión atmosférica.
- ✓ Hidrológicos: Determinan el estado de la superficie evaporante, dependiendo por lo tanto de los caracteres físicos de los cuerpos de agua y del suelo: granometría, porosidad, naturaleza litológica, cobertura vegetal y riqueza en agua.

2. Fisiológicos

- ✓ Especie vegetal, edad, desarrollo del follaje, profundidad y densidad de las raíces, carácter perenne, etc.
- ✓ De los factores mencionados, hay dos que son de suma importancia; la temperatura media y la humedad. Estos permiten, como se verá más adelante, estimar valores de evapotranspiración por métodos relativamente simples.

1.4.2. Métodos de medición y cálculo

Los métodos existentes se pueden clasificar en cuatro grandes grupos:

1. Mediciones directas

Son generalmente engorrosos, pero necesarios desde el punto de vista de la calibración de las fórmulas utilizadas en los restantes métodos. Los más importantes son:

- a) Medición de la evaporación (tanques, evaporímetros, etc.).
- b) Evapotranspirómetros.
- c) Lisímetros.
- d) Resoluciones del balance hidrológico (fórmula de balance).

Los métodos a y b son adecuados para medir la evapotranspiración potencial en cambio, c y d se aproximan a las condiciones naturales (evapotranspiración real).



Foto 2: Tanque de evaporación en Estación Meteorológica Río San Francisco (provincia de Jujuy).

2. Métodos basados en teorías físicas

Para los fines hidrogeológicos son muy complicados y no se utilizarán, son:

- Método aerodinámico global (basado en la capacidad del aire para el transporte de vapor de agua).
- Método aerodinámico basado en el perfil de humedad y viento.
- Método basado en la medida del flujo turbulento de humedad.
- Balance de energía.

Métodos semiempíricos: A raíz de que los métodos basados en teorías físicas necesitan de mediciones meteorológicas especiales, Penman (1948 in Custodio & Llamas, 1996) ha combinado los métodos a y d, mencionados en el punto anterior, de tal forma que los datos que se emplean provienen de estaciones climatológicas normales. La expresión matemática de la fórmula de Penman es:

$$E = \frac{(\Delta/\gamma) R_n + E_a}{\Delta/\gamma + 1}$$

E = evaporación diaria en mm.

γ = constante psicométrica, en mm de Hg/°C = 0,485 mm de Hg/°C.

Δ = pendiente de la curva de tensión saturante para la temperatura del aire en mm Hg/°C.

R_n = Evaporación en mm/día

$$R_n = R_N / C_1$$

$$R_N = R_i (1 - r) - R_e$$

RN = radiación neta en cal/cm² día

Re = radiación reflejada en onda larga en cal/cm².día

$$R_e = 1440^\theta T_a^4 (0,56 - 0,092 \sqrt{e_d}) (0,1 + 0,9 n/N)$$

σ = constante de Stefan - Boltzman = $\theta = 0,826 \cdot 10^{-10}$ cal/cm² min oK⁴

Ta = temperatura del aire en °K

C_1 = calor de vaporización necesario para evaporar 1 mm de agua por cada cm^2 de superficie.

$$E_a = 0,35 (0,5 + 0,54 V_2) (e_a - e_d)$$

en mm/día

e_a = tensión de vapor saturante a la temperatura del aire en mm de Hg.

V_2 = velocidad del viento a 2 metros de altura sobre la superficie evaporante en m/seg.

$$e_d = e_a \frac{H_r}{100}$$

e_d = tensión de vapor en el aire en mm de Hg.

Los datos necesarios son:

λ = Latitud en grados sexagesimales

T = Temperatura en grados centígrados

V_2 = Velocidad del viento a 2 metros de altura sobre la superficie evaporante en m/seg.

H_r = Humedad relativa (adimensional)

Para aplicar la fórmula de Penman, también es necesario conocer la radiación global, radiación incidente, latitud del lugar, número de horas de insolación y el número máximo de horas de insolación, según la fecha y el lugar. Para conocer cada uno de estos aspectos se puede aplicar la siguiente expresión:

$$R_i = R_a \left(0,29 \cdot \cos \lambda + 0,52 \frac{n}{N} \right)$$

R_i = radiación global incidente sobre una superficie horizontal a nivel del suelo, en $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{día}$,

R_a = intensidad teórica de radiación incidente, sobre una superficie horizontal suponiendo que no existe atmósfera, en $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{día}$.

λ = latitud del lugar.

n = número de horas de insolación medidas con heliógrafo

N = número máximo de horas de insolación según latitud y fecha.

Por último, si se ha empleado un albedo correspondiente a una superficie de agua libre ($r = 0,05$), la evapotranspiración potencial mensual será:

$$ETP = f d E$$

f = coeficiente reductor correspondiente al mes

d = número de días del mes

E = evaporación en superficie de agua libre en mm/día determinada en la expresión original de Penman.

Métodos empíricos: Son los más útiles para los fines del balance hidrológico si el detalle del estudio no exige mayor precisión. Desde el momento que las otras variables que intervienen en el mismo no se calculan por métodos rigurosamente exactos. Están basados en los elementos principales que inciden en la evapotranspiración; tal como temperatura (en términos de temperatura media, radiación incidente, heliofanía, etc.,) y precipitación.

Fórmula de Thorthwaite (Evapotranspiración Potencial): Este autor utiliza como variable primaria para el cálculo, la media mensual de las temperaturas medias del aire. Con ello calcula un índice de calor mensual con la siguiente fórmula:

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$$

i = índice de calor mensual

y halla el valor del índice de calor anual I , como igual a la sumatoria de i de tal forma que $I = \sum i$, siendo éste valor la suma de los doce índices mensuales del año considerado. Para meses teóricos de 30 días, con 12 horas diarias de sol, formula la siguiente expresión:

$$EP = 16 \left(\frac{10t}{I}\right)^a$$

EP = Evapotranspiración potencial en mm/mes

t = temperatura media mensual del mes en °C.

I = Índice de calor anual = $\sum i$

$$a = 675 \cdot 10^{-9} \cdot I^3 - 771 \cdot 10^{-7} \cdot I^2 + 1972 \cdot 10^{-3} \cdot I + 0,49239$$

Finalmente tiene en cuenta la duración real del mes y el número máximo de horas sol, según la latitud del lugar y llega a la expresión:

$$EP = K \cdot 16 \cdot \left(\frac{10t}{I}\right)^a$$

EP = Evapotranspiración potencial mm/mes

N = Número máximo de horas sol

d = Número de días del mes

$$K = \frac{N}{30} \frac{d}{12}$$

Fórmula de Blaney – Criddle: Estos autores proponen la siguiente expresión:

$$EP = K_p \frac{45,7 t + 813}{100}$$

EP = Evapotranspiración potencial en mm/mes

K = coeficiente empírico según el tipo de vegetación

t = temperatura media diaria del mes en °C

p = porcentaje de número máximo de horas de insolación en el mes, respecto al total

Fórmula de Turc (Evapotranspiración Potencial): En su versión más moderna, la fórmula de Turc es:

$$EP = 0,40 \frac{t}{t + 15} (R_i + 50)$$

EP = Evapotranspiración potencial en mm/mes

t = Temperatura media diaria del mes en °C

R_i = Radiación solar global incidente media diaria del mes en cal/cm².día

Cuando la humedad relativa (H_r) es menor del 50 % introduce un factor de corrección y la fórmula queda así:

$$EP = 0,40 \frac{t}{t + 15} (R_i + 50) \cdot \left(1 - \frac{50 - H_r}{70}\right)$$

Nota: Para el mes de febrero, el coeficiente 0,40 se sustituye por 0,37

Fórmula de Turc (Evapotranspiración Real): Turc, experimentando en más de 200 cuencas del mundo, llega a la expresión:

$$ER = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)}}$$

ER= Evapotranspiración Real en mm/año

P = Precipitación en mm/año

L= Poder evaporante de la atmósfera $L = 300 + 25 t + 0,05 t^2$

Fórmula de Coutagne (Evapotranspiración Real):

$$ER = P - XP^2$$

Para valores de precipitación comprendidos entre $1/8x$ y $1/2x$.

$$X = \frac{1}{0,8 + 0,14 t}$$

t = temperatura media anual en °C

ER = Evapotranspiración real en m/año

P = precipitación en m/año

1.4.3. Comentario a los métodos de cálculo de evapotranspiración

Los métodos teóricos y las medidas directas están ligados al carácter microclimático del proceso, y, en consecuencia, son los únicos realmente válidos, siempre que se reflejen fielmente las condiciones naturales. Desgraciadamente son de delicada y costosa aplicación. Los métodos empíricos tienen la ventaja de su mayor economía, pues, en general, se basan en datos meteorológicos corrientemente obtenibles en casi todas las estaciones meteorológicas. No obstante, los valores que con ellos se obtienen tendrán escasa validez si no están constatados con medidas directas en la zona a la que aplican. La fórmula de Turc, ha dado en general valores más altos que los obtenidos con mediciones directas, por el contrario, con la fórmula de Thornthwaite los valores correspondientes a zonas áridas y semiáridas han resultado algo bajos.

A modo de ejemplo, se ha podido comprobar que la fórmula de Turc para el cálculo de la evapotranspiración real presenta serias limitaciones para su empleo en ambientes de marcada aridez tal como la región de la Puna Argentina o en sectores como la Quebrada del Toro y otras valles intermontanos donde la precipitación media anual es menor a los 100 mm ya que para esos valores (con la temperatura media anual existente en la región), la componente de evapotranspiración real es mayor a la precipitación lo que, conceptualmente, es incorrecto. Otro aspecto que se debe mencionar en relación a la medición y/o cálculo de este parámetro es que, por lo menos en el ámbito de nuestra región, son escasos por no expresar que nulos, las mediciones directas de evapotranspiración. Muchas veces, cuando se pretende aplicar una u otra fórmula empíricas o semiempíricas para la estimación, se encuentra la limitante de la falta de datos indispensables como velocidad del viento, humedad, heliofanía, tensión de vapor, e incluso la temperatura media del lugar. Esta ha sido y es la principal causa y condicionante para avanzar en el conocimiento y caracterización de este parámetro y, por supuesto, para la resolución de la fórmula del balance hídrico. Debido a esta razón, debe prestarse especial cuidado a cálculos y expresiones matemáticas señaladas como unívocas, por lo menos en muchos ambientes climáticos de la región del Noroeste Argentino y también debe entenderse que en la enorme mayoría de los casos, los autores han tratado de señalar estimaciones groseras y en el mejor de los casos, aproximaciones basadas en extrapolaciones de datos de ambientes similares de otras regiones del país o del mundo en donde se cuenta con datos.

1.5.3. Superávit Hídrico o Recarga Potencial

El excedente de la lámina de agua precipitada en una cuenca respecto a la evapotranspiración real que ocurre sobre esa misma superficie, define al Superávit Hídrico. Este valor brinda una idea general de la cantidad de agua disponible para escurrimiento superficial e infiltración, es decir que representa al volumen potencial de recarga a los reservorios subterráneos.

$$P - E_{vp} = I + R = \text{Superávit Hídrico}$$

Según Turc (1954):

$$R = P \left[1 - \left(0,9 + P^2 / L^2 \right)^{-0,5} \right]$$

R = recarga potencial anual promedio = Superávit Hídrico.

P = Precipitación en mm/año.

L = Poder evaporante de la atmósfera $L = 300 + 25 t + 0,05 t^2$

t = temperatura media anual en °C.

Cuando la recarga potencial se estima o se calcula a partir de la fórmula del balance hídrico y en donde se han obtenido los datos de precipitación y evapotranspiración media con cierto grado de certeza, el superávit hídrico así obtenido representa una idea bastante cercana a la realidad. Sin embargo, se debe tener cuidado y manejar con cautela el cálculo de la recarga a partir de fórmulas empíricas ya que pueden obtenerse valores sesgados que están o pueden estar fuertemente controlados e influenciados por los datos primarios y, especialmente, por las condiciones climáticas propias de una región en particular.

1.5. ESCURRIMIENTO

El escurrimiento es la parte del ciclo hidrológico, en la cual el agua precipitada circula sobre la superficie del continente iniciando el retorno, ya sea hacia el mar, hacia la zona de recarga de algún recipiente subterráneo, o para llegar a algún reservorio superficial desde donde se evapora. El escurrimiento es un fenómeno estrictamente superficial del agua. Su valor está en función de la cantidad, distribución e intensidad de las precipitaciones y de factores relacionados con: topografía, vegetación, y propiedades físicas de los sedimentos superficiales.

Los factores fisiográficos que afectan el drenaje superficial son, entre otros, el uso y tipo de suelo, pendiente topográfica, superficie de la cuenca hidrográfica, etc. El uso del suelo es importante ya que un suelo plantado y con vegetación abundante, retiene más el agua de lluvia y produce mayor evapotranspiración, dando lugar a una componente menor de escurrimiento fluvial, que el mismo tipo de suelo sin vegetación. En zonas urbanizadas, se produce un incremento de la componente de escurrimiento y un marcado decrecimiento de la infiltración. El tipo de suelo (forma, estructura, textura, etc.), influye notablemente en la capacidad de infiltración, de esta forma un suelo permeable, poco evolucionado, suele tener mayor capacidad de absorción de agua y por lo tanto disminuye la componente de escurrimiento, a diferencia de un suelo estructurado y texturalmente fino, que tiende a dar lugar una mayor componente de escorrentía.

La pendiente topográfica juega un papel preponderante al momento que ocurre una lluvia en una cuenca cualquiera; de esta forma y bajo las mismas condiciones de textura de los suelos, permeabilidad, vegetación y uso del suelo, la componente de escurrimiento fluvial es mayor a medida que se incrementa la pendiente topográfica. La pendiente media de la cuenca es un factor decisivo en la determinación del tiempo de concentración de una creciente y del comportamiento del escurrimiento.

Un factor importante en la componente de escurrimiento fluvial es el área de la cuenca hidrográfica. Generalmente, una cuenca de gran extensión, entrega caudales más regulares al colector principal, ya que reciben aportaciones de varias regiones climáticas y los factores que producen variaciones no alcanzan a afectar nunca por igual a toda el área. El relieve de la cuenca viene definido por la curva hipsométrica, que representa en ordenadas la altitud y en abscisas el porcentaje de área de la cuenca situada por encima de dicha altitud. La forma de una cuenca afecta al escurrimiento fluvial. Normalmente, para el análisis de forma se emplean el índice de Gravelius y el coeficiente de Compacidad.

Las características litológicas y estructurales (la geología) de una cuenca hidrográfica determinan entre otros, la densidad de drenaje y el tipo de red hídrica. La conjunción de factores geológicos (litología, permeabilidad, estructura, etc.), climáticos y fisiográficos determinará si una cuenca presenta un patrón dendrítico, pinnadas, rectangulares, paralelas, enrejado, anulares, centrípetas, radiales, etc.

1.5.1. Aforos

De acuerdo a la fórmula de balance global, **R** representa el escurrimiento fluvial que es la cantidad total de agua que abandona una cuenca a través de sus cursos. Para su cálculo es necesario realizar mediciones de caudal o Gasto = Q , o sea el volumen de agua que pasa por una sección de un río en un tiempo determinado. Estas mediciones se denominan aforos.

Existen numerosos métodos para realizar aforos, en función de las características de los cursos de agua y del nivel de exactitud requerido en las mediciones. Por el tipo de magnitudes medidas se pueden clasificar en métodos directos e indirectos.

1. Métodos Directos o volumétricos

Se aplica solo a cursos de pequeño caudal, manantiales o canales de riego, donde es posible la instalación de una canaleta o dispositivo similar para desviar la totalidad del flujo hacia un recipiente de volumen conocido. Para el cálculo del caudal se mide el tiempo necesario para completar el volumen del recipiente.

2. Métodos Indirectos

Se clasifican, en función de los parámetros de medición como:

- a) Velocidad de flujo: Se basan en la ecuación que expresa que el caudal que pasa a través de una sección dada es igual a la velocidad del flujo hídrico multiplicada por el área; $Q = V \times A$. Al aplicar estos métodos se debe tener en cuenta que la velocidad de flujo de una corriente de agua varía en una misma sección tanto lateral como verticalmente. Así se tiene que la distribución de las velocidades en planta adquiere su mayor magnitud hacia el centro del canal donde el efecto de rozamiento del agua con los bordes del canal se hace más pequeño. Análogamente la distribución de las velocidades en la vertical es máxima cerca de la superficie y va disminuyendo hacia el fondo del lecho. En este caso se descarta la posible influencia del viento o de ríos con alta turbulencia. Por experiencia se dice que la velocidad media para una misma vertical se localiza a 0,4 de la profundidad, medido desde el fondo del lecho. Para la medición de la velocidad de flujo se utilizan principalmente dos métodos: Flotadores y Molinete.

El método de los flotadores es el más rudimentario para hallar la velocidad media de una corriente, pero también el más rápido y que precisa de menos elementos y preparativos. Consiste en medir la velocidad del flujo a través de un flotador que puede ser un envase de plástico vacío o parcialmente lleno, elementos naturales tales como troncos o plantas acuáticas etc. El tramo donde se efectúan las mediciones debe ser recto y se recomienda una distancia entre las dos secciones de cronometraje, mayor a 3 veces el ancho del río. Los flotadores deben lanzarse a suficiente distancia

aguas arriba de la sección transversal superior, para que pueda alcanzar una velocidad constante antes de llegar a ella. Se medirá entonces el tiempo (t) que demora el flotador en recorrer el espacio (e) entre la sección superior e inferior. La velocidad de flujo (v) será: $v = \frac{e}{t}$

Las mediciones de la velocidad se deben realizar repetidamente a distintas distancias desde las márgenes del río, obteniendo de esta forma una velocidad superficial media (vsm) del flujo hídrico, esto compensa el error producto de la distribución irregular de velocidad en planta. Para contrarrestar el error debido a que la velocidad medida es superficial se toma como velocidad media (vm) para la sección a 0,8 – 0,95 de la velocidad media superficial. $vm = C \times vsm$, donde C es un coeficiente que varía entre 0,8 y 0,95 utilizando los valores de C más pequeños para corrientes de poca velocidad y poca pendiente y los valores más altos para corrientes turbulentas de fuerte pendiente. Conocida la velocidad media de la sección (vm) se calcula el área (A) de la sección transversal drenante del curso, midiendo las profundidades a intervalos que estarán adecuados a la irregularidad del fondo. El Caudal o Gasto (Q) será igual a $Q = vm \times A$

El método de molinetes está basado en un aparato de medición que tiene una hélice, cuyo número de revoluciones es proporcional a la velocidad del agua. Cada instrumento tiene un factor de conversión (f) que, multiplicado por el número de vueltas (n) en una unidad de tiempo (t) convierte la lectura en velocidad de flujo, $V = f \times \frac{n}{t}$. Con este método es posible medir la velocidad de flujo a distintas profundidades y distancia desde los márgenes, por lo que no es necesario realizar correcciones para el cálculo de la velocidad media de la sección. Las mediciones realizadas con molinete se resuelven matemática o gráficamente. Debido a que las mediciones se realizan en distintos puntos y profundidades de la sección seleccionada al terminar el trabajo se conoce la superficie y de esta manera mediante la fórmula, se calcula el caudal: $Q = V_m \times A$

Existen molinetes de distintos tamaños; los más chicos son operados en forma manual por un hombre y se utilizan para ríos pequeños. Los más grandes se operan a través de instalaciones más complejas como aparejos y funcionan en forma automática en estaciones de aforo fijas.

- b) Químicos: Se basan en la variación de concentración que experimenta una disolución al ser vertida sobre el cauce de un río en el cual circula un caudal Q que es el que se trata de determinar. El empleo de este método se recomienda en los lugares en que no puede recurrirse a los métodos convencionales, debido a la poca profundidad de la corriente, a su excesiva velocidad o a la magnitud de la turbulencia. Puede utilizarse como solución traza cualquier sustancia a condición que:

- ✓ Se disuelva rápidamente en un río a temperatura normal
- ✓ No se encuentre en el agua del río normalmente o esté presente en cantidades ínfimas.
- ✓ No se descomponga en el agua del río ni sea retenida o absorbida por sedimentos, plantas u organismos.
- ✓ Su concentración pueda ser detectada por métodos sencillos
- ✓ Sea inofensiva para el hombre y para los animales.
- ✓ Sea económica.

La solución más utilizada es el dicromato de sodio donde la medida de las concentraciones se realiza a través de métodos colorimétricos mediante el reactivo de difenil de carbicida, que produce la máxima escala de matices medible con espectrofotómetros. Otras sustancias utilizadas son la uranina y rodamina. Hay dos grupos fundamentales de aforos químicos: de inyección constante y de inyección instantánea.

c) De Nivel: Son los usados comúnmente en las estaciones de aforos, y se basan en la relación entre la altura del nivel de agua en una sección del río y el caudal erogado en ese momento. La relación altura / caudal se determina experimentalmente, midiendo simultáneamente ambas magnitudes y representando la función en un gráfico de coordenadas: en abscisas el caudal y en ordenadas el nivel correspondiente. Es necesario efectuar numerosas mediciones para determinar las condiciones existentes en una nueva estación. Después es necesario realizar mediciones periódicas para seguir las variaciones de la relación altura / caudal. Estas últimas se realizan generalmente mediante molinete hidrométrico. El lugar donde se mide el nivel debe elegirse cuidadosamente para garantizar una relación estable entre el nivel y el caudal. Las condiciones óptimas para una estación de aforo son:

- ✓ Alejado de la confluencia de corrientes tributarias, con el fin de evitar el efecto de reflujos del agua de dichas corrientes.
- ✓ Donde el lecho de la corriente sea estable e uniforme.
- ✓ Donde la corriente no inunde las márgenes.
- ✓ Ausencia de plantas acuáticas.
- ✓ Donde los niveles no estén afectados por el funcionamiento de estaciones hidroeléctricas.
- ✓ Aguas arriba de un obstáculo o cascadas naturales, o de una estructura artificial de control.

Los registros de los niveles se obtienen mediante observaciones sistemáticas con una escala o limnómetro o por medio de registradores automáticos como: limnógrafo de flotador o limnógrafo de burbujas o limnógrafo sónico.

1.5.2. Relación del Ecurrimiento fluvial, pluviometría y el agua subterránea

Uno de los aspectos más sobresalientes y que desde el punto de vista hidrogeológico tiene relevancia es el concepto de Caudal Básico que se obtiene a partir del análisis de un hidrograma. En un hidrograma de un curso fluvial cualquiera, durante un período en el cual no se registran lluvias, el escurrimiento fluvial en ese momento solo está compuesto por el aporte de agua subterránea y el hidrograma decae siguiendo la forma de una curva exponencial. Cuando el curso fluvial recibe agua de los reservorios subterráneos, el nivel freático desciende, dejando cada vez menos agua subterránea para alimentar a los cursos fluviales. Si no se repone el agua a los reservorios subterráneos, el caudal base hacia los cursos se volvería cero.

La curva de agotamiento es la parte de un hidrograma en el que el caudal que está siendo representado en el mismo, procede solamente del escurrimiento básico. Si se asume que el escurrimiento básico procede exclusivamente del escurrimiento subterráneo se puede hacer algunas simplificaciones y establecer ciertas normas de procedimiento y cálculo.

Si se supone un recipiente lleno de arena y saturado de agua y luego se procede a “abrir” un grifo, inicialmente saldrá un caudal Q_0 , que irá disminuyendo en función del tiempo, hasta agotarse. Si se representa el hidrograma correspondiente a esta situación, se obtendría una curva similar a la representada en la figura 10b. En condiciones naturales se puede encontrar muchos casos similares, como el depósito de ladera que representa la figura 10c, cuyo caudal se midiera en el manantial que aparece en la base. A mayor escala presentaría el mismo funcionamiento el conjunto de acuíferos de la cuenca de un río cualquiera.

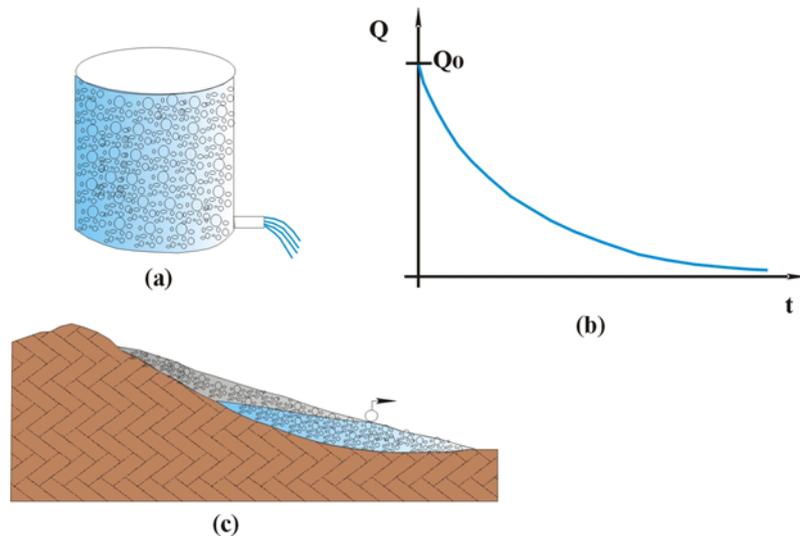


Figura 1: Curva de agotamiento de un hidrograma.

La curva de recesión del Caudal Base de una cuenca es una propiedad intrínseca y es función de la topografía, patrones de drenaje, suelos, etc.; es por esto que es similar año a año. Mientras que la componente de Caudal Básico de un curso fluvial es más o menos constante, el escurrimiento total del curso puede fluctuar enormemente a lo largo del año. La diferencia es debido a los eventos de precipitaciones.

La ecuación de la recesión del Caudal Base es:

$$Q = Q_0 e^{-at}$$

Donde

Q = Escurrimiento fluvial a un tiempo cualquiera t , luego del comienzo de la recesión

Q_0 = Escurrimiento fluvial al comienzo de la recesión

a = Constante de recesión para la cuenca

t = Tiempo cualquiera desde el comienzo de la recesión

e = Número e (2,71828...)

$$e^{-at} = Q/Q_0 \qquad -at = \ln Q/Q_0 \qquad \alpha = -\frac{1}{t} \ln \frac{Q}{Q_0}$$

La ecuación de recesión del caudal Base permite calcular la constante a y a partir de este dato establecer el volumen de agua subterránea que recibe de aporte el curso fluvial en un tiempo t cualquiera durante la recesión.

Se puede estimar la recarga en una cuenca utilizando los hidrogramas de dos o más años consecutivos. La ecuación de la recesión del caudal básico indica que Q_0 varía logarítmicamente en función del tiempo. Si se grafica un hidrograma con tiempos en escala aritmética (en abscisas) y caudal en escala logarítmica (en ordenadas) se puede definir una curva de recesión, a partir de la cual se puede estimar la recarga.

$$V_{tp1} = \frac{Q_0 t_1}{2,3} \qquad V_{t1} = \frac{V_{tp1}}{10^{t/t_1}} \qquad R = V_{tp2} - V_{t1}$$

Donde

V_{tp1} = Volumen Potencial Total de Descarga de Agua Subterránea para el inicio del primer ciclo de recesión.

Q_0 = Caudal al comienzo de la recesión.

t_1 = Tiempo que toma en alcanzar el valor de $0,1 Q_0$

t = Tiempo que dura la recesión del primer ciclo.

V_t = Volumen Remanente Potencial de Descarga de Agua Subterránea al final de la recesión.

V_{tp2} = Volumen Potencial Total de Descarga de Agua Subterránea al inicio del segundo ciclo de recesión.

R = Recarga (volumen) que tiene lugar entre dos recesiones consecutivas.

Como se ha visto, el área comprendida bajo un hidrograma es el volumen de agua que ha pasado por el punto de aforo en el intervalo de tiempo considerado. Por ejemplo, si se integra el área bajo la curva de la figura 10b, el valor obtenido corresponderá al volumen total de agua almacenado en el recipiente de arena en el instante inicial, el volumen almacenado en el coluvio de la figura 10a, o el volumen almacenado en los acuíferos que alimentan al curso fluvial durante la época de estiaje. Ese volumen será, por lo tanto:

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Por otra parte, se toma logaritmos a la ecuación original será:

$$\text{Log } Q_t = \log Q_0 - \alpha t \log e$$

Un hidrograma es la expresión de Q_t en función de t (tiempo). Si en vez de esa expresión se dibuja el logaritmo de Q_t en función de t la curva de agotamiento aparecerá como una recta. En efecto, la ecuación anterior es la expresión de una recta, siendo $-\alpha \log e$, la pendiente y $\log Q_0$ la ordenada al origen. Por lo tanto si se representa el $\log Q$ en función del tiempo y se calcula la pendiente de la curva de agotamiento (que ahora será una recta) se podrá calcular el volumen almacenado por el embalse subterráneo, de la cuenca en el instante t_0 .

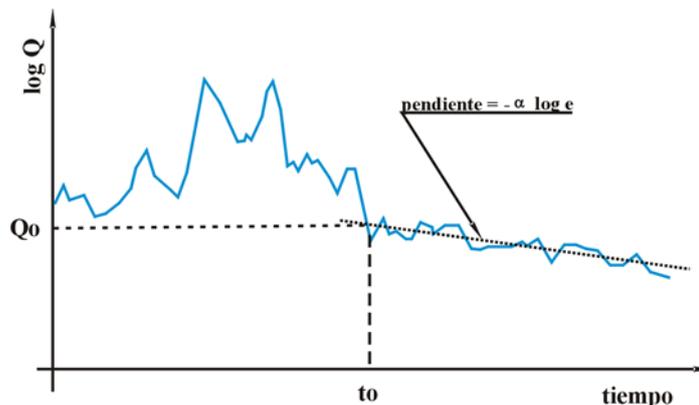


Figura 2: Pendiente de la curva de agotamiento.

Como se conoce, la materia prima para que ocurra escurrimiento fluvial es la presencia de precipitaciones en cualquiera de sus formas (nieve, granizo, lluvias, rocío). La respuesta de un curso fluvial a las precipitaciones está en función de numerosos aspectos tales como intensidad y distribución de las lluvias, ambiente climático imperante, dimensiones de la cuenca hidrográfica, tipo de suelos y rocas, vegetación, etc. De acuerdo a la región climática considerada, un curso fluvial puede comportarse como influente o efluente, respecto al agua subterránea. Se dice que un curso es influente cuando aporta agua al reservorio subterráneo y, es efluente cuando recibe aportes desde los acuíferos. Un curso fluvial, en un mismo año (según la época considerada) puede ser influente o efluente; también, a lo largo de su extensión, un curso de agua puede ser influente y en otro efluente, o viceversa.

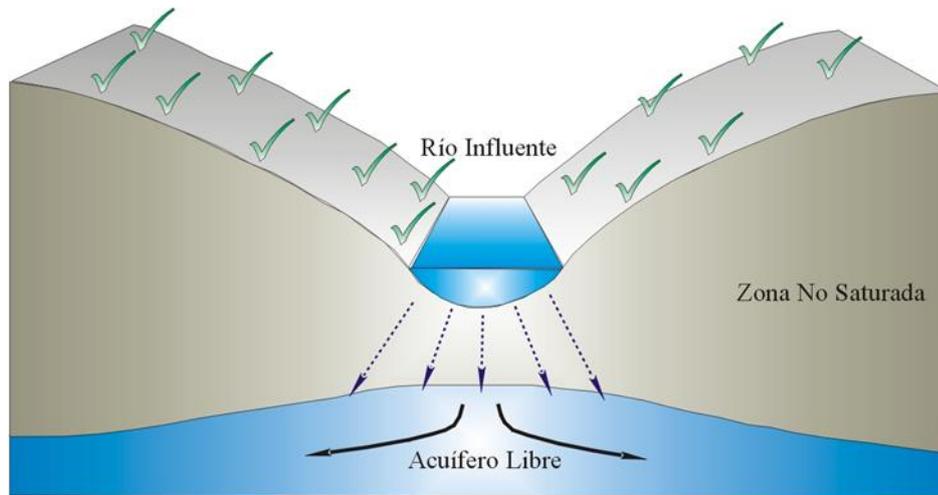


Figura 3: Río influente (el río aporta agua al acuífero).

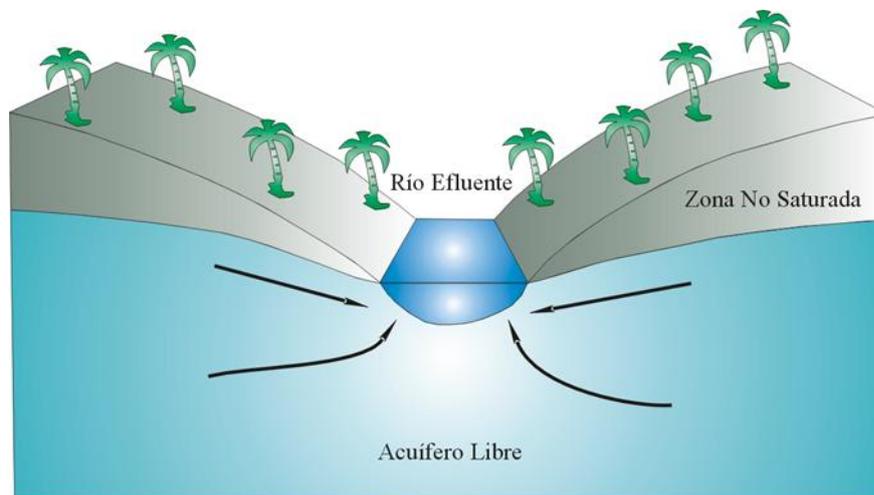


Figura 4: Río efluente (el río recibe agua del acuífero).

1.6. INFILTRACIÓN

La infiltración es el proceso por el cual el agua penetra en el suelo a través de la superficie de la tierra y queda retenida por él o alcanza un nivel acuífero incrementando el volumen de agua almacenado. Superada la capacidad de campo del suelo, el agua desciende por la acción constante de las fuerzas capilares y de la gravedad; este último proceso recibe el nombre de percolación (Davis y De Wiest, 1971), infiltración eficaz (Castany, 1963) o infiltración profunda.

El término de infiltración se aplica solamente en materiales no saturados, diferenciándose de la percolación que es el tipo de movimiento que predomina en los materiales saturados.

Como se sabe, no toda el agua que se infiltra alimenta los acuíferos. Una parte del caudal infiltrado repone el agua pelicular, otra parte conforma la humedad del suelo, que vuelve a la atmósfera por evaporación y/o evapotranspiración. Este caudal de infiltración es denominado infiltración Ineficaz.

$$\text{Por lo tanto: } I_t (\text{total}) = I_e (\text{eficaz}) + I_i (\text{ineficaz})$$

Horton, (1933) llama capacidad de infiltración de un suelo, a la máxima cantidad de agua de lluvia que puede absorber en la unidad de tiempo y en unas condiciones definidas previamente. La relación entre la intensidad de la lluvia y la capacidad de infiltración es la que determina la cantidad de agua que penetrará en el suelo y la que por escorrentía directa alimentará los cauces de los cursos fluviales. Esta capacidad de infiltración decrece con el tiempo, a partir de un máximo al inicio de la lluvia y después de algunas oscilaciones.

1.6.1. Factores que afectan la infiltración

El agua, para infiltrarse, debe penetrar la superficie del terreno y circular a través de este. Hay dos grupos de factores que influyen en el proceso:

1. Factores que definen las características del terreno o medio permeable
2. Factores que definen las características del fluido (agua) que se infiltra

1.a. Condiciones de superficie

La compactación natural o debida al tránsito dificulta la penetración del agua y reduce la capacidad de infiltración. Una superficie sin cobertura vegetal está expuesta al impacto directo de las gotas de lluvia, que también origina una compactación e impide una infiltración eficaz. De esta forma, un suelo bien drenado puede tener una capacidad de infiltración baja debido al "sellado" en superficie por partículas finas. Cuando el suelo está cubierto por vegetación, las plantas protegen de la compactación por impacto de la lluvia, se retarda el recorrido superficial del agua y de esta forma hay más tiempo de exposición para su posible infiltración. La pendiente del terreno influye en el sentido de mantener durante más o menos tiempo una lámina de agua de cierto espesor sobre él. La especie cultivada, densidad de cobertura vegetal y sobre todo, el tratamiento agrícola aplicado, influirán en la infiltración. Por último, en las áreas urbanizadas las posibilidades de infiltración se reducen considerablemente.

1.b. Características del terreno

La textura del terreno influye por sí y por la influencia en la estabilidad de la estructura. Un suelo con alto porcentaje de limos y arcillas está expuesto a la disgregación y arrastre de las partículas por el agua. La estructura define el tamaño de los poros; de esta forma la existencia de poros grandes reduce la tensión capilar pero favorece directamente la entrada de agua. Los sucesivos horizontes en el perfil vertical de un suelo tienen distintas capacidades de infiltración; siendo el horizonte A generalmente bastante más permeable que el B.

1.c. Condiciones ambientales

La humedad inicial del suelo juega un papel preponderante. Cuando el suelo está seco, al comienzo de la lluvia, se crea una fuerte capilaridad al humedecerse las capas superiores, y este efecto, se suma al de gravedad incrementando la intensidad de infiltración. Las arcillas y otros coloides, a medida que se humectan, se hinchan y este efecto ocasiona el cierre de fracturas y grietas disminuyendo la capacidad de infiltración. Cuando el suelo alcanza su capacidad de campo, es evidente que admitirá menos agua. La temperatura del suelo puede ser suficientemente baja para provocar la congelación del agua recibida, originando una capa totalmente impermeable; sin embargo la temperatura del agua de lluvia puede llegar a ser suficientemente alta como para originar la fusión de esa capa y penetrar así, en el terreno.

2.a. Características del fluido que se infiltra

En primer lugar, el espesor de la lámina de agua sobre el terreno favorece la infiltración. Al inicio de la lluvia, el espesor de la lámina (H) y el espesor del manto saturado (e) es aproximadamente del mismo

orden de magnitud. La turbidez del agua afecta especialmente la infiltración por los materiales finos en suspensión que contiene, que penetran en el suelo y reducen por colmatación la permeabilidad, y, por lo tanto la intensidad de la infiltración. El contenido de sales, en ocasiones, favorece la formación de flóculos de coloides del suelo y reduce la capacidad de infiltración; mientras que en otros produce el efecto contrario. La temperatura del agua afecta su viscosidad y en consecuencia la mayor facilidad con que ésta escurrirá por el suelo, debido a este efecto, se han determinado, para un mismo terreno, intensidades de infiltración menores en invierno que en verano.

1.6.2. Métodos para determinar la capacidad de infiltración

Es corriente utilizar como unidad el mm/hora, y en algunos casos el mm/día. Para medidas directas, los intervalos de tiempo entre dos medidas sucesivas son más cortos, pero el resultado se traduce a una de las dos unidades citadas. Un mm de agua infiltrada equivale a $10 \text{ m}^3/\text{ha}$. Los métodos para determinar la capacidad de infiltración tienen, solo un valor relativo, e incluso, en muchos casos, los resultados obtenidos dependen del método empleado. Se citan los siguientes:

1. Lisímetros: Son recipientes de formas diversas en los cuales se utiliza el mismo suelo que se desea investigar. Los más comunes son los lisímetros de superficie, aunque también los hay subterráneos y de pesada. Los lisímetros de superficie se dividen en:
 2. Cajas Lisimétricas: Son las más usadas y consisten en recipientes de sección circular o cuadrada en donde se coloca la muestra de suelo con el que se experimenta. El agua infiltrada se recoge y mide en un recipiente graduado. Este es un sistema apto para suelos blandos y homogéneos.
 3. Lisímetros Monolíticos: Son cajas construidas alrededor de un bloque de suelo, de tal manera que éste sufra alteraciones mínimas.
 4. Análisis de Hidrogramas en Cuencas Pequeñas: El funcionamiento hidrológico de una cuenca de pequeña extensión ($< 10 \text{ Km}^2$), es en esencia, la reproducción que se pretende con los infiltrómetros simuladores de lluvia. En estos casos se aplica la fórmula del balance, despreciando la evapotranspiración debido al tamaño de la cuenca. De esta forma se conoce la precipitación, el caudal escurrido superficial leído con un limnógrafo situado en la salida de la cuenca y por diferencia se obtiene el valor de infiltración.

$$I = P - R$$

5. Infiltrómetros: Se utilizan para medidas muy locales y, con ellos, la capacidad de infiltración se determina directamente con bastantes reservas, los valores obtenidos pueden aplicarse a pequeñas cuencas homogéneas. Cuando la cuenca es mayor y no es homogénea en suelos o vegetación deberá dividirse en áreas que lo sean y utilizar infiltrómetros en cada una de ellas. Los hay de dos tipos:

1) Infiltrómetros tipo simulador de lluvia: El agua, mediante un sistema de tipo aspersion, se distribuye lo más uniformemente posible por la parcela de la que se quiere conocer la capacidad de infiltración. Estas parcelas son de pequeño tamaño ($1 \text{ a } 40 \text{ m}^2$) y para comprobar la uniformidad del reparto y medir el agua recibida se colocan en ellas algunos pluviómetros. Debe existir un sistema para medir la escorrentía superficial. De esta forma, conocida P y R y despreciando la Evp, por ser muy cortos los intervalos entre medidas sucesivas, el valor de la infiltración es:

$$I = P - R$$

2) Infiltrómetros tipos inundador: La capacidad de infiltración se deduce del volumen de agua que es necesario añadir para mantener una lámina de espesor constante sobre un área bien definida. Los defectos más significativos de estos tipos de infiltrómetros son que se anula el efecto de compactación que produce la lluvia, y que no es posible aplicarlos sin alterar la estructura del terreno. Hay dos tipos:

a) Cilindro o anillos concéntricos (Método de Müntz): El método consiste en utilizar dos anillos concéntricos de diferente diámetro, e hincarlos parcialmente en el suelo a una profundidad de unos 10 cm. Se añade una cantidad de agua hasta enrasar el pelo de agua con una regla graduada colocada verticalmente, esta varilla de medición se encuentra en el cilindro interno. Tanto en el cilindro interno como en el externo, la altura de agua debe mantenerse iguales para que no existan presiones diferenciales. La misión del anillo externo es, únicamente impedir la expansión lateral del agua infiltrada a través del área que limita el cilindro interior. Al cabo de cierto tiempo, se observa el volumen de agua infiltrada y se deduce la capacidad de infiltración.

b) Cilindro excavado en el suelo (Método de Porchet): Se excava en el suelo un pozo cilíndrico de radio R y se llena de agua hasta una altura h.

1.6.3. Métodos para determinar la infiltración

Hay diversas maneras de evaluación de la infiltración eficaz o recarga (Scanlon et al., 2002 in Custodio, 2011). Todas ellas requieren utilizar parámetros poco conocidos y difíciles de medir, y por lo tanto con una notable incertidumbre asociada. Como expresa Custodio (2011), hay notables estudios en regiones semiáridas y áridas (Flint et al., 2002; Gee y Hillel, 1988; Harrington et al., 2002 in Custodio, 2011), pero en general no es posible encontrar relaciones sencillas. La irregularidad temporal y espacial de la precipitación y la mayor importancia de la recarga concentrada dificulta esa relación, tanto más cuanto mayor sea el grado de aridez.

- a) Aplicación de la fórmula del balance: Claro está que si la incógnita es la Infiltración y, de la zona, cuenca o región en cuestión se conocen los otros parámetros de la fórmula del balance global, tal como las precipitaciones, la evapotranspiración real y el escurrimiento fluvial; se puede conocer la incógnita despejando de la ecuación.

$$P - EvR - R - I = 0$$

$$P - EvR - R = I$$

- b) Variación de niveles freáticos: El método de cálculo de la recarga a través del análisis de la fluctuación o variación del nivel piezométrico, está basado en la premisa de que la variación de los niveles en acuíferos libres se deben al agua al agua de recarga o Infiltración Eficaz que llega al reservorio. En este caso la recarga se calcula:

$$I = m_e \times \Delta h / \Delta t$$

Donde, m_e es el la porosidad eficaz, h es la variación del nivel piezométrico y es t , tiempo. El método se ha utilizado en varios estudios.

- c) Método de trazadores: Se puede estimar la infiltración eficaz utilizando trazadores ambientales químicos e isotópicos, históricos (radioisótopos), artificiales (añadidos de forma premeditada) y de calor (generalmente en aguas superficiales). Dado que los trazadores no miden directamente la recarga o infiltración eficaz, pueden existir ciertos problemas al momento de interpretar los

resultados, principalmente por la presencia de otras fuentes de trazador y la existencia de vías preferentes de flujo, que pueden invalidar los resultados del método de trazado.

Entre los métodos más usados se encuentra el del transporte de sustancias disueltas “conservativas” desde la superficie del terreno al nivel freático. Las sustancias disueltas conservativas son aquellas cuyo movimiento en el terreno es muy similar al del agua y por tanto se pueden utilizar para medir el flujo del agua. Se trata de sustancias que no interaccionan significativamente con el terreno, no se precipitan en condiciones normales, no se alteran por procesos fisicoquímicos y químicos en el agua (Alcalá García, 2005). El método más utilizado es en el balance del ion cloruro en el agua de lluvia y en el agua del acuífero.

1.7. BALANCE DE SISTEMAS ACUÍFEROS

Cuando se pretende realizar un balance hídrico en una cuenca cualquiera, primeramente debe distinguirse entre Cuenca Hidrográfica y Cuenca Hidrogeológica. La Cuenca Hidrográfica es la unidad que está definida por la topografía, por lo que es fácilmente identificable y delimitable en un mapa topográfico. Esta unidad corresponde al lugar geométrico donde una molécula de agua precipitada se moviliza aguas abajo por influencia de la gravedad y alcanza un curso fluvial; es el dominio de las aguas superficiales. La cuenca Hidrogeológica, a diferencia de la anterior, es un concepto que engloba exclusivamente a las aguas subterráneas y su configuración y límites están definidos por la estructura de las rocas. Es obvio que en muchos lugares puede existir coincidencia entre la cuenca hidrográfica y la cuenca hidrogeológica, pero lo normal es que ambas sean muy diferentes entre sí.

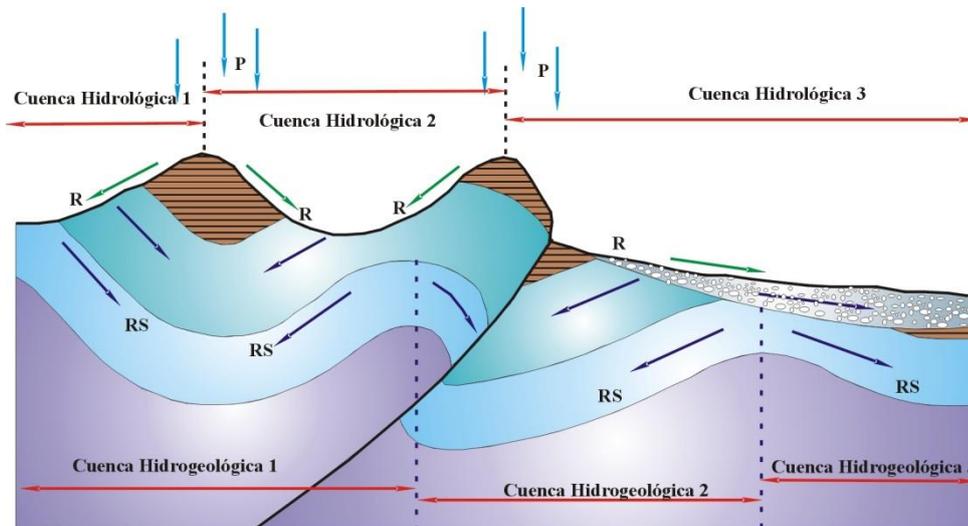


Figura 5: Esquema de cuenca hidrográfica y cuenca hidrogeológica (actualizado de Fuertes, 1979).

Cuando existe una interacción entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas en una cuenca, es porque existe alguna conexión entre la cuenca hidrográfica y la cuenca hidrogeológica y esta situación tiene una importancia mayúscula en los estudios tendientes a establecer el balance de agua en una región cualquiera. Así, por ejemplo (principalmente en las regiones áridas y semiáridas) cuando en una región determinada no se producen desde hace mucho tiempo precipitaciones, un curso fluvial puede continuar transportando agua superficial por las siguientes razones:

- ✓ Nieve o hielo que se están fundiendo en algunos sectores de la cuenca hidrográfica.
- ✓ Almacenamiento superficial como lagos naturales y embalses artificiales.
- ✓ Almacenamiento en los cuerpos de agua subterráneos (acuíferos).

Para simplificar y comprender mejor el fenómeno de que un curso fluvial pueda transportar agua debido únicamente al aporte del agua subterránea se puede pensar en una región árida o semiárida, donde o bien no ocurren precipitaciones o éstas son de carácter temporal (por ejemplo en la época estival). Si se asume este último caso, antes de producirse las primeras precipitaciones, el curso fluvial transportaba un cierto caudal de agua debido únicamente a las aportaciones de agua subterránea y el hidrograma de ese río mostraría que el caudal se estaba agotando (curva de agotamiento) paulatinamente hasta un instante en que ocurre la precipitación y el caudal del curso fluvial comienza a aumentar.

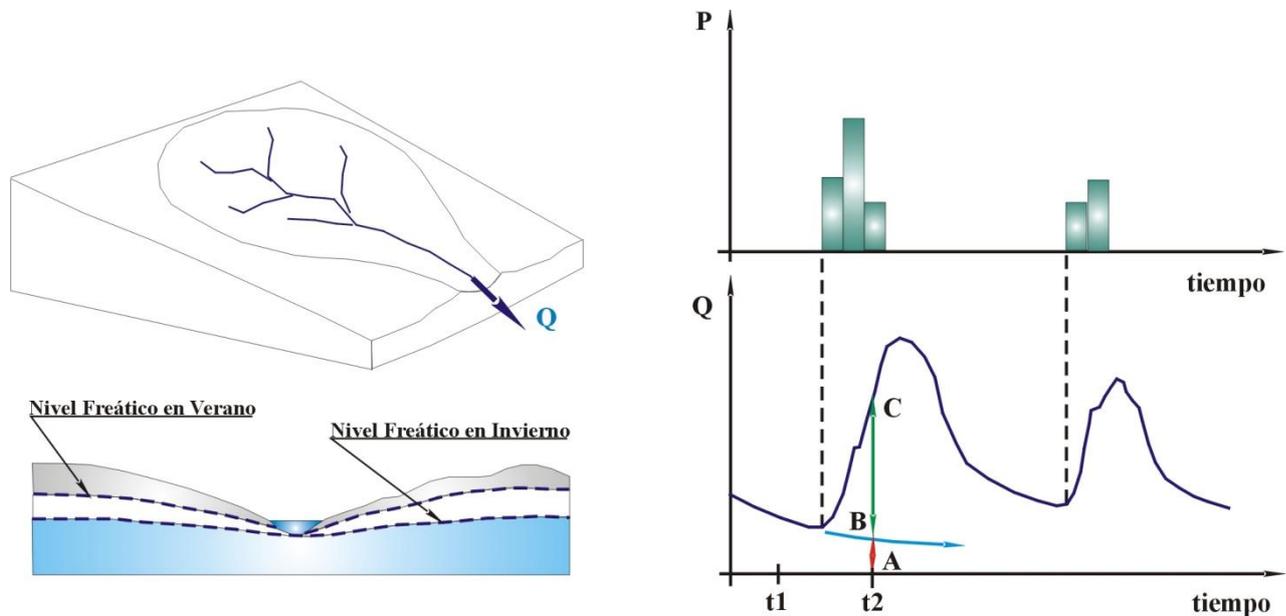


Figura 6: Hidrograma y caudal básico luego de una lluvia en una cuenca.

En el instante t_1 todo el caudal del curso fluvial se debía al Ecurrimiento Básico (que en este caso es el escurrimiento subterráneo). En el instante t_2 , parte del caudal Q (el segmento AB) será debido al Ecurrimiento Básico y otra parte (BC) será debido al Ecurrimiento Directo.

Con las mismas precipitaciones, el hidrograma resultante será distinto según se trate de una cuenca "permeable" con importantes acuíferos, o una cuenca "poco permeable", sin acuíferos. Por lo tanto, se puede observar que el conjunto de acuíferos de una cuenca se comportan realmente como un verdadero "embalse subterráneo", ya que guardan el agua cuando hay excesos y la entregan lentamente cuando hay déficit o no hay precipitaciones.

Si se considera una cuenca hidrogeológicamente cerrada y un periodo de varios años, el volumen total de precipitaciones no evapotranspiradas ha de ser igual a la aportación (volumen aportado) del río en la desembocadura durante ese mismo periodo. Efectivamente, para un periodo extenso se integra el escurrimiento superficial y el escurrimiento subterráneo que alimentó al curso fluvial en los periodos de estiaje. Para un periodo o año hidrológico, el Balance Hídrico será:

$$\text{Entradas} = \text{Salidas} \pm \Delta \text{Almacenamiento}$$

$$P (+\text{agua de otras cuencas}) = \text{Evt} + R + R_s (+\text{agua de otras cuencas}) \pm \Delta \text{Almacenamiento}$$

Si se trata de una cuenca cerrada:

$$P = \text{Evp} + R + R_s \pm \Delta \text{Almacenamiento}$$

Y si además es para un periodo de más de 20 años:

$$P = E_{vp} + R + R_s$$

Esta expresión parece ser muy simple pero, lamentablemente, para conocer el funcionamiento de una cuenca como unidad hidrogeológica es necesario cuantificar su balance hídrico. A modo de ejemplo, en las cuencas de España que han sido estudiadas, la última ecuación presenta aproximadamente los siguientes valores (Sánchez San Román, 2001).

$$670 \text{ mm} = 480 \text{ mm} + 130 \text{ mm} + 60 \text{ mm}$$

$$100 \% = 72 \% + 19 \% + 9 \%$$

En la provincia de Salta, se han efectuado varios intentos de resolución del balance hidrogeológico en distintas regiones hidrogeológicas y bajo condiciones climáticas extremadamente diferentes. El mayor problema con que se ha tropezado casi siempre, es la falta de datos climáticos de base.

Rocha Fasola (1998), efectúa el balance hídrico de la cuenca del río Lavayén, en el Valle de Siancas. Esta región de las provincias de Salta y Jujuy, se desarrolla entre los sistemas serranos de Mojotoro al oeste y Cresta del Gallo – Centinela, este. Corresponde a un enorme valle fluvial que recibe los aportes de agua superficial del río Mojotoro y otros cursos de agua menores. Las unidades litológicas que tienen interés hidrogeológico están representadas por sedimentos del Cuaternario y algunas facies del Terciario Medio - Superior. El relleno moderno está compuesto aglomerados, mediano a grueso, con rodados mayores de areniscas cuarcíticas y cuarcitas; matriz arenosa fina a limo-arcillosa, distribuidos en forma caótica. Este horizonte presenta una potencia máxima de 70 metros en el centro del valle, mientras que hacia los flancos disminuye progresivamente. De acuerdo a los datos aportados por los perfiles litológicos de los pozos y a los niveles piezométricos encontrados, este nivel constituye el acuífero libre a semiconfinado del Sistema Acuífero. De acuerdo a Rocha Fasola (1998), los pozos brindan caudales de producción medios a elevados, entre 26 m³/h y 200 m³/h. Los caudales específicos de los niveles productivos localizados entre 70 y 200 metros de profundidad varían entre 0,9 y 82,5 m³/h/m, con un caudal medio de 31 m³/h/m. La transmisividad media es de 740 m²/día.

Rocha Fasola (1998), plantea la resolución del balance a partir del concepto de recarga potencial y establece:

$$P - E_{vp} = R + I$$

MÓDULO 2. El agua en el suelo: Clasificación y comportamiento. La Zona No saturada (ZNS). Relaciones Agua–Aire - Suelo. Relaciones Agua – Suelo – Planta. Balance hidrológico. Definición y fórmula simplificada. Métodos para el desarrollo del balance.

2.1. EL AGUA EN EL SUELO

La comprensión de las relaciones suelo-agua permite conocer el conjunto de factores y procesos físicos que ocurren dentro del suelo y en su superficie, que son importantes para el crecimiento de las plantas y manejo del suelo y el agua. A partir del conocimiento de las leyes físicas y las propiedades del suelo y el agua, es posible modificar adecuadamente las condiciones de cultivo. Los tres componentes principales de los suelos son:

- Sólidos (que pueden ser inorgánicos o minerales y orgánicos).
- Agua.
- Aire.

Las proporciones de aire y agua están sujetas a rápidas y grandes fluctuaciones. Así mismo, la composición del subsuelo difiere de la capa superficial. El subsuelo tiene menor contenido en materia orgánica, el espacio poroso es algo menor y contiene un alto porcentaje de pequeños poros que se encuentra llenos más tiempo por agua que por aire, es decir, el suelo junto con proveer anclaje y soporte físico, reserva de agua y nutrientes, es un medio dinámico que influye significativamente en el crecimiento de las plantas.

2.1.1. Fase sólida

a) Constituyentes inorgánicos

La porción inorgánica de los suelos es bastante variable en tamaño y composición. Dentro de los componentes minerales del suelo podemos distinguir aquellos minerales que persisten con pequeños cambios en su composición, conocidos como minerales primarios (por ejemplo cuarzo y feldespatos). Son los que predominan en la fracción arena. Otros minerales, como silicatos de la arcilla y óxidos de hierro, han sido formados por alteración de minerales menos resistentes. Son llamados minerales secundarios y predominan en la fracción arcilla.

b) Constituyentes orgánicos

La materia orgánica contenida en un suelo mineral es pequeña, variando de 1 a 6% en la zona superficial y menor en el subsuelo. A pesar de su pequeña cantidad, su influencia en las propiedades de los suelos es muy grande: agrega las partículas minerales, incrementa la cantidad de agua que puede retener el suelo, es fuente de nutrientes (N, P, S), es capaz de retener iones, etc. La materia orgánica es un constituyente transitorio del suelo, permaneciendo desde unas pocas horas hasta unos cientos de años. Además de los residuos de plantas y animales y sus productos de ruptura, la materia orgánica del suelo incluye compuestos complejos que son relativamente resistentes a la degradación. Estos materiales complejos junto con otros que han sido sintetizados por los microorganismos del suelo, son conocidos como humus.

2.1.1.2. Propiedades de la fase sólida

1. Propiedades físicas

Las principales propiedades físicas del suelo son el color, la textura, la estructura y las relacionadas con la capacidad de retención de agua en el suelo.

Color: Esta propiedad permite deducir rasgos importantes en el suelo: un color oscuro o negro indica contenido alto en materia orgánica, color blancuzco presencia de carbonatos y/o yesos, colores grises/verdes/azulados hidromorfía permanente. El color se caracteriza por tres parámetros que son: Matiz o Hue, que expresa la longitud de onda dominante en la radiación reflejada. Se consideran cinco colores principales (R, rojo; Y, amarillo; G, verde; B, azul y P, púrpura) y cinco intermedios. Brillo o Value que expresa la porción de luz reflejada y mide el grado de claridad o de oscuridad relativa del color comparado con el blanco absoluto. Intensidad o Croma que expresa la pureza relativa del color del matiz de que se trate. Un horizonte puede presentar un color uniforme o presentar manchas de distinto color.

Textura: El suelo está constituido por partículas de diferente tamaño. Conocer la granulometría es esencial para cualquier estudio del suelo. Para agrupar a los constituyentes del suelo según su tamaño se han establecido muchas clasificaciones. Básicamente todas aceptan los términos de grava, arena, limo y arcilla, pero difieren en los valores de los límites establecidos para definir cada clase.

Se define textura del suelo como la relación existente entre los porcentajes de las diferentes fracciones (arena, limo y arcilla). Las combinaciones posibles de estos porcentajes pueden agruparse en unas pocas clases de tamaño de partículas o clases texturales. Se utilizan numerosos tipos de diagramas (circulares, de barras), pero el más ampliamente empleado es el triángulo de texturas o Diagrama textural. La determinación del contenido de las arenas se hace mediante tamices de diferentes tamaños. La del limo y arcilla mediante el método de la pipeta de Robinson que se basa en la velocidad de sedimentación de estas partículas según la ley de Stokes.

En general se puede decir que los suelos arenosos tienen buena aireación, son fáciles de labrar, son deficientes en nutrientes para las plantas, con baja retención de agua ya que se desecan con facilidad y son muy permeables. En los suelos limosos se producen efectos de impermeabilidad y mala aireación, carecen de propiedades coloidales y no tienen apenas la posibilidad de formar agregados. Los suelos arcillosos son ricos en nutrientes, pero si hay un exceso de arcilla (>30%) son impermeables, las labores agrícolas son difíciles debido a su fuerte plasticidad en estado húmedo o a una excesiva compactación en estado seco. Los suelos con textura franca (equilibrada) es la ideal para el cultivo, aunque hay que tener en cuenta otros factores como el contenido en materia orgánica, régimen de humedad del suelo, clima, etc.

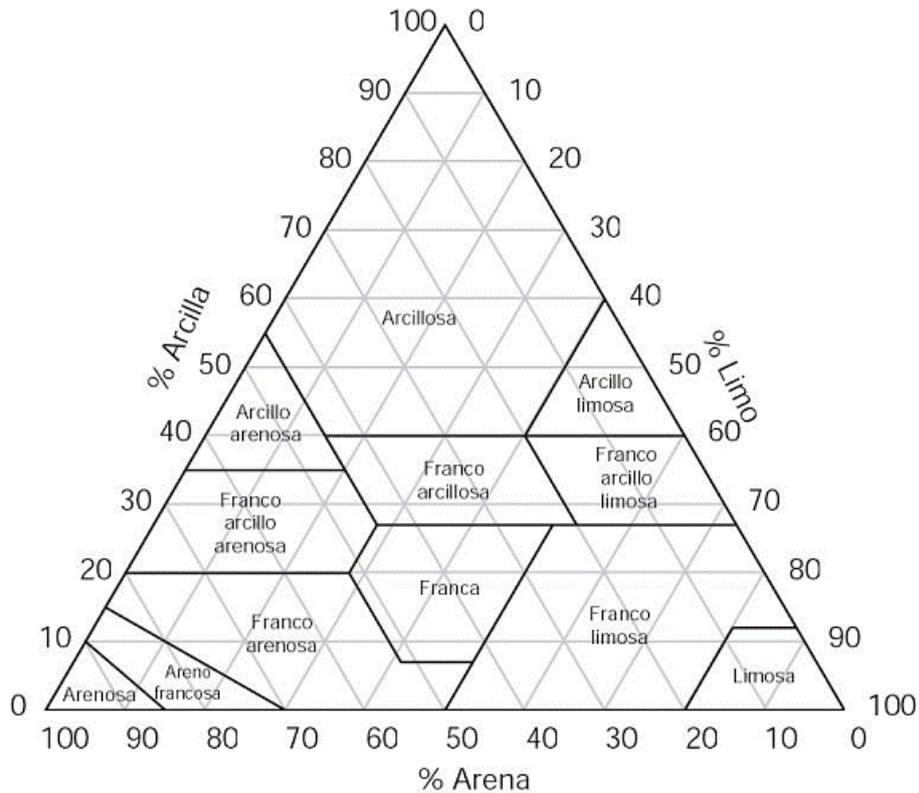


Gráfico 2: Triángulo de clases texturales.

Estructura: Las partículas no se suelen presentar en el suelo de un modo totalmente independiente, sino que se encuentran más o menos ligadas unas a otras, constituyendo los agregados. Así, la estructura de un suelo se puede definir como “el modo de agregación o unión de los constituyentes del suelo (partículas minerales, materia orgánica, etc.). Entre los factores que influyen o determinan la morfología de la estructura están: a) la cantidad o porcentaje del material o matriz que une las partículas del suelo (carbonatos, arcilla, materia orgánica); b) la textura; c) la actividad biológica del suelo (lombrices) y d) la influencia humana (en el horizonte cultivado se forma una estructura con una morfología totalmente distinta a la natural que poseía el suelo).

Densidad aparente: El suelo como todo cuerpo poroso tiene dos densidades. La densidad real (densidad media de sus partículas sólidas) y la densidad aparente (teniendo en cuenta el volumen de poros). La densidad aparente refleja el contenido total de porosidad en un suelo y es importante para el manejo de los suelos (refleja la compactación y facilidad de circulación de agua y aire). También es un dato necesario para transformar muchos de los resultados de los análisis de los suelos en el laboratorio (expresados en % en peso) a valores de % en volumen en el campo.

2. Propiedades físico - químicas

Cambio iónico: Se define el cambio iónico como los procesos reversibles por los cuales las partículas sólidas del suelo, adsorben iones de la fase líquida liberando al mismo tiempo otros iones en cantidades equivalentes, estableciéndose el equilibrio entre ambos.

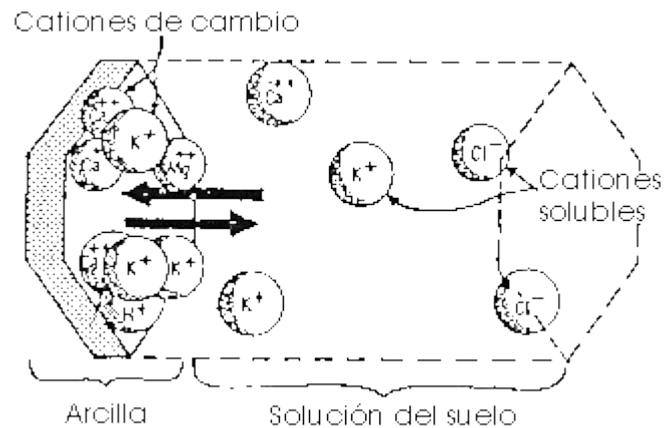


Figura 7: Concepto de cambio iónico.

Es un proceso dinámico que se desarrolla en la superficie de las partículas. Como los iones adsorbidos quedan en posición asimilable constituyen la reserva de nutrientes para las plantas.

Las causas que originan el intercambio iónico son los desequilibrios eléctricos de las partículas del suelo. Para neutralizar las cargas se adsorben iones, que se pegan a la superficie de las partículas. Quedan débilmente retenidos sobre las partículas del suelo y se pueden intercambiar con la solución del suelo.

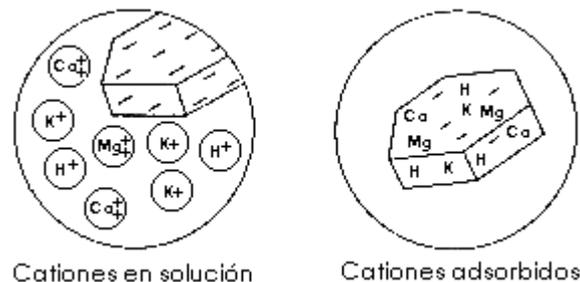


Figura 8: Disposición de los cationes en solución y cationes adsorbidos.

Existen tres teorías que tratan de explicar el porqué de este proceso:

1. Red cristalina: Considera las partículas de los minerales como sólidos iónicos. Los iones de los bordes están débilmente retenidos por lo que pueden abandonar la estructura y pueden cambiarse con los de la solución del suelo.
2. Doble capa eléctrica: Considera el contacto entre el sólido y la fase líquida como un condensador plano. Entre el metal (el sólido) y el electrolito (la disolución) existe una diferencia de potencial que atrae a los iones de la solución del suelo. Se forma una doble capa eléctrica formada por los iones del sólido y los atraídos en la solución.
3. Membrana semipermeable: La interfase sólido-líquido actúa como una membrana semipermeable que deja pasar los iones de la solución y a los de la superficie de las partículas pero no a los del interior de los materiales.

Básicamente las tres teorías son compatibles y simplemente se trata de enfoques distintos:

1. Iones débilmente retenidos para la teoría cristalina.
2. Desequilibrios eléctricos para la teoría de la doble capa eléctrica.
3. Diferentes concentraciones para la teoría de la membrana semipermeable.

Capacidad de intercambio de cationes (CIC): Dentro del cambio iónico el más importante y mejor conocido es la capacidad de intercambio catiónico. En el suelo son varios los materiales que pueden cambiar cationes, los principales son las arcillas y la materia orgánica (los dos materiales presentan propiedades coloidales). Una suspensión o dispersión coloidal es un sistema físico que está compuesto de un material en forma líquida o gaseosa, en el cual hay inmersas partículas, por lo general sólidas, de pequeño tamaño, en principio, del orden de las micras. Las causas de la capacidad de cambio de cationes de las arcillas son:

- Sustituciones atómicas dentro de la red.
- Existencia de bordes (superficies descompensadas).
- Disociación de los OH de las capas basales.
- Enlaces de Van der Waals, que es un tipo de forma electrostática y se establece entre dos grupos no cargados. Son muy débiles individualmente, pero son importantes cuando su número es elevado.

En las arcillas, además de en su superficie, los iones pueden entrar entre las láminas. Las causas de la capacidad de cambio de materia orgánica son:

- Disociación de los OH.
- Disociación de los COOH.

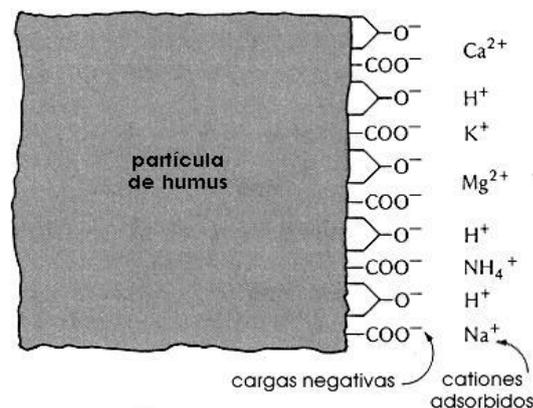


Figura 9: Capacidad de intercambio catiónico en materia orgánica.

En cuanto a los factores que hacen que un suelo tenga una determinada capacidad de cambio de cationes son varios.

- Tamaño de las partículas:** Cuanta más pequeña sea la partícula, más grande será la capacidad de cambio.
- Naturaleza de las partículas:** La composición y estructura de las partículas influirá en las posibilidades de cambio de sus cationes. Así la capacidad de intercambio catiónico (CIC) de algunos de los materiales más comunes en los suelos, se representan en la siguiente tabla.

Tabla 1: Capacidad de Intercambio Catiónico de diferentes partículas.

Naturaleza de la partícula	CIC, meq/100g
Cuarzo y Feldespatos	1-2
Óxidos e hidróxidos de Fe y Al	4
Caolinita	3-15
illita y Clorita	10-40
Montmorillonita	80-150
Vermiculita	100-160
Materia orgánica	300-500

3. **Tipo de cationes cambiables:** La capacidad de cambio de cationes representa el total de cargas negativas, o lo que es lo mismo el número de cargas positivas que incorporan los cationes que vienen a fijarse. No obstante, la naturaleza de los cationes de cambio puede modificar el valor de la capacidad de cambio, aumentándola o disminuyéndola, en función de su carga y de su tamaño. Los cationes divalentes, trivalentes... al adsorberse aumentan la capacidad de cationes de cambio, mientras que los cationes de gran tamaño (radicales orgánicos) disminuyen la CIC al bloquear, por su tamaño, posiciones de cambio.
4. **pH:** Los suelos presentan distinta capacidad de cambio en función del pH. A pH bajos los hidrogeniones están fuertemente retenidos en las superficies de las partículas, pero a pH altos los H^+ de los grupos carboxílicos primero y de los OH^- después, se disocian y los H^+ pueden ser intercambiados por cationes. Esto es la consecuencia de que la capacidad de cambio de cationes aumente con el pH.
Los cationes que frecuentemente ocupan las posiciones de cambio en los suelos son: Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , H^+ , Al^{+++} , Fe^{+++} , Fe^{++} , NH_4^+ , Mn^{++} , Cu^{++} y Zn^{++} .
En los suelos ácidos predominan H^+ y Al^{+++} , en los suelos alcalinos predominan las bases fundamentalmente el Na^+ y en los neutros el Ca^{++} .

La relación en el complejo de cambio entre los cationes y el $H^+ + Al^{+++}$, expresado en %, representa el grado de saturación

5. **Grado de saturación:** $V = S/T \times 100$
siendo, T = capacidad de cambio. ide la cantidad de bases de cambio ($T = S + Al^{+++} + H^+$)
 $S = Ca^{++} + Mg^{++} + Na^+ + K^+$.
Cuando $V > 50\%$ el suelo está saturado.
Si $V < 50\%$ el suelo se encuentra insaturado. Las posiciones de cambio están ocupadas principalmente por H^+ y Al^{+++} ; se trata de un medio pobre en nutrientes.

La importancia de la capacidad de cambio es que:

1. Controla la disponibilidad de nutrientes para las plantas: K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , entre otros.
2. Interviene en los procesos de floculación - dispersión de arcilla y por consiguiente en el desarrollo de la estructura y estabilidad de los agregados.
3. Determina el papel del suelo como depurador natural al permitir la retención de elementos contaminantes incorporados al suelo.

Acidez del suelo: La acidez del suelo mide la concentración en hidrogeniones (H^+). En los suelos los hidrogeniones están en la solución, pero también existen en el complejo de cambio. Así hay dos tipos de acidez: una la activa o real (debida a los H^+ en solución) y otra de cambio o de reserva (para los H^+ adsorbidos). Ambas están en equilibrio dinámico. Si se eliminan H^+ de la solución se liberan otros tantos H^+ adsorbidos. Como consecuencia el suelo muestra una fuerte resistencia a cualquier modificación de su pH. Los factores que hacen que el suelo tenga un determinado valor de pH son diversos, fundamentalmente: naturaleza del material original, factor biótico, precipitaciones, complejo adsorbente (saturado en cationes ácidos o básicos).

Influye en las propiedades físicas y químicas.

Propiedades físicas. Los pH neutros son los mejores para las propiedades físicas de los suelos. A pH muy ácidos hay una intensa alteración de minerales y la estructura se vuelve inestable. En pH alcalino, la arcilla se dispersa, se destruye la estructura y existen malas condiciones desde el punto de vista físico.

Propiedades químicas y fertilidad. La asimilación de nutrientes del suelo está influenciada por el pH, ya que determinados nutrientes se pueden bloquear en determinadas condiciones de pH y no son asimilables para las plantas.

Alrededor de pH 6 - 7,5 son las mejores condiciones para el desarrollo de las plantas.

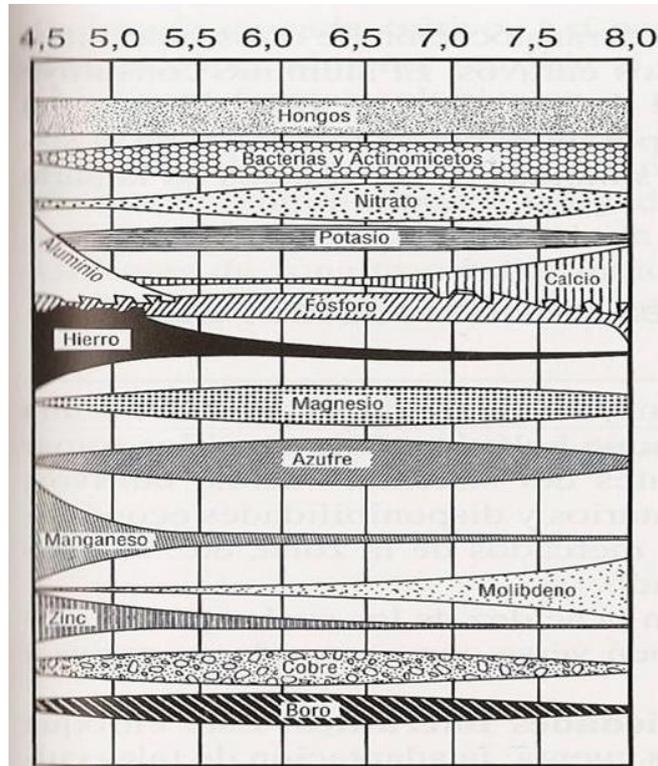


Figura 10: Asimilación de nutrientes en el suelo en función del pH.

Potencial de oxidación – reducción: Las condiciones de oxidación-reducción del suelo son de gran importancia para procesos de meteorización, formación de diversos suelos y procesos biológicos, también están relacionadas con la disponibilidad de ciertos elementos nutritivos. La formulación química de las reacciones de oxidación-reducción es la siguiente:



En el suelo existe un equilibrio entre los agentes oxidantes y reductores. La materia orgánica se encuentra reducida y tiende a oxidarse, es reductora, ya que al oxidarse tiene que reducir a otro de los materiales del suelo. Por el contrario el oxígeno es oxidante. Por otra parte hay muchos elementos químicos que funcionan con valencias variables, pudiendo oxidarse o reducirse según el ambiente que predomine. Los procesos de oxidación reducción envuelven a elementos que pueden actuar con diferentes valencias y entre ellos tenemos: Fe, Mn, S, N. Algunos ejemplos de procesos de oxidación en el suelo son:

Oxidación: del Fe^{+2} de minerales primarios en Fe^{+3} formando óxidos e hidróxidos; la transformación de Mn^{+2} en Mn^{+4} ; la oxidación de S^- , por ejemplo de pirita, en sulfatos; la nitrificación o sea la transformación de NH_4 en nitritos y nitratos.

Por el contrario muchos procesos suceden bajo condiciones reductoras como la desnitrificación, la desulfuración, la formación de compuestos Fe^{+2} y Mn^{+2} .

En los suelos normales el ambiente es aireado y por tanto la tendencia general es oxidante. En los suelos hidromorfos la saturación en agua tiende a provocar un ambiente reductor.

Los valores de pH y potencial redox (medidas Eh) delimitan los campos de estabilidad de los materiales del suelo. Los compuestos de Fe y Mn son muy sensibles a cambios de pH y Eh.

3. Propiedades químicas

Son las que dependen de la parte más íntima del suelo como es su propia composición química. Las más importantes desde el punto de vista de la génesis del suelo son la alteración mineral y la formación de nuevas especies, así como lo relativo a la destrucción de la materia orgánica fresca y la formación de las sustancias húmicas. Además se deben considerar compuestos que perteneciendo a la fase sólida del suelo, pueden pasar fácilmente a la fase líquida por ser extraordinariamente solubles, por lo que tienen una extraordinaria movilidad.

Corresponden fundamentalmente a los contenidos de diferentes sustancias importantes como macronutrientes (N, P, Ca, K, Mg, S) y micronutrientes (Fe, Mn, Cu, Zn, B, Mo, Cl) para las plantas, o por dotar al suelo de determinadas características (Carbono orgánico, Carbonato cálcico, Fe en diferentes estados). Es lo que consideramos las sales solubles del suelo, que incluyen a aquellas cuya solubilidad es más alta que la del yeso y cuya consecuencia es la salinidad.

La salinización natural del suelo es un fenómeno asociado a condiciones climáticas de aridez y a la presencia de materiales originales ricos en sales, como sucede con ciertas margas. No obstante, existe una salinidad adquirida por el riego prolongado con aguas de elevado contenido salino, en suelos de baja permeabilidad y bajo climas secos subhúmedos o más secos.

El contenido salino del suelo suele medirse de forma indirecta, dado que la presencia de iones en el agua la hace conductora de la electricidad, se utiliza la conductividad del extracto de saturación para estimar el contenido en sales solubles. Se entiende por extracto de saturación la solución extraída del suelo después de saturarlo con agua, buscando ponerlo en un punto cercano a su capacidad de campo, dada que esta es la situación más perdurable con una concentración mínima de sales. Un estado de mayor humedad presentaría una solución más diluida pero de escasa duración temporal; un estado más seco elevaría la concentración pero sería muy variable en el tiempo.

Como quiera que la conductividad eléctrica varíe con la movilidad de los iones y por tanto con la temperatura, para obtener valores comparables siempre se mide a una temperatura fija de 25° C.

La presencia de sales ejerce una doble influencia en el suelo, por un lado la posible toxicidad de algunos iones presentes como el sodio, y de otro lado el incremento en la presión osmótica de la solución que dificulta la absorción de agua por parte de las plantas, de hecho su efecto se suma al potencial matricial; esto hace que los suelos salinos se comporten fisiológicamente como secos con un nivel de humedad apreciable.

2.1.2. Fase líquida

La fase líquida está constituida por una disolución acuosa. Hay dos aspectos del agua del suelo que subraya el especial significado de este constituyente. El agua es retenida por los poros del suelo con diferente intensidad dependiendo de la cantidad de agua presente y el tamaño de los poros. Cuando el contenido de humedad del suelo es óptimo, el agua de los poros grandes e intermedios puede moverse por el suelo en cualquier dirección: descendente, ascendente o hacia las raíces. El agua es el solvente que junto con los nutrientes disueltos forma la denominada solución del suelo, de la cual las plantas absorben los elementos esenciales. Entre estos se encuentran: nutrientes mayoritarios como Ca, K, N y P y micronutrientes (Fe, Mn, B, Mo, Cu,).

2.1.2.1. Propiedades de la fase líquida

1. Constituyentes, origen y localización

La fase líquida del suelo está constituida por el agua y las soluciones del suelo. El agua procede de la atmósfera (lluvia, nieve, granizo, humedad atmosférica). Otras fuentes son infiltraciones laterales, capas freáticas etc.

Las soluciones del suelo proceden de la alteración de los minerales y de la materia orgánica. El agua ejerce importantes acciones, tanto para la formación del suelo (interviene decisivamente en la meteorización física y química, y translocación de sustancias) como desde el punto de la fertilidad. Su importancia es tal que la popular sentencia "Donde no hay agua, no hay vida" podemos adaptarla en nuestro caso y decir que "Donde no hay agua, no hay suelos". La fase líquida circula a través del espacio poroso, queda retenida en los huecos del suelo y está en constante competencia con la fase gaseosa. Los cambios climáticos estacionales, y concretamente las precipitaciones atmosféricas, hacen variar los porcentajes de cada fase en cada momento.

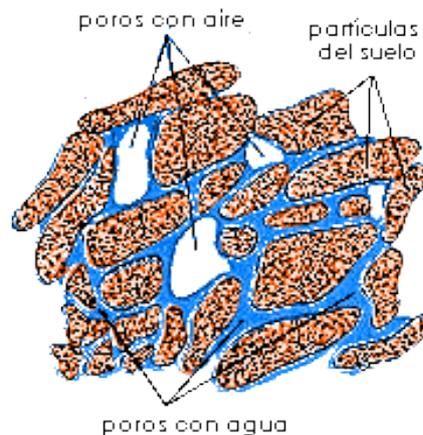


Figura 11: La fase líquida en los suelos.

2. Estado energético

El concepto de estado energético es tan importante o más que la cantidad de agua del suelo, pues predice el comportamiento, ya que el movimiento del agua está regulado por su energía. El agua en el suelo tiene varias energías y su medida se expresa en unidades de potencial (energía por unidad de masa). Los tipos de energía más importantes son: energía potencial (es la que tiene un cuerpo por su posición en un campo de fuerza), energía gravitacional (es la que tiene un cuerpo en función de su posición en el campo gravitacional), energía cinética (debida al movimiento), energía calorífica, energía química, energía atómica, energía eléctrica... La energía libre será la suma de todas estas energías.

$$E. \text{ libre} = E_p + E_g + E_c + E_{cal} + E_q + E_a + E_e + \dots$$

Como resultado de esa energía un cuerpo se puede desplazar o queda en reposo. El grado de energía de una sustancia representa una medida de la tendencia al cambio de ese cuerpo. Las sustancias sufren cambios para liberar y disminuir su energía.

Al conjunto de fuerzas que retienen el agua del suelo se llama potencial de succión. Tiene un sentido negativo y es el responsable de las fuerzas de retención del agua dentro del suelo, es igual al potencial matricial más el osmótico. Frente a él está el potencial gravitacional que tiene un signo positivo y tiende a desplazar el agua a capas cada vez más profundas.

Cuando el potencial de succión es mayor que el potencial gravitacional, el agua queda retenida en los poros, y cuando el potencial de succión es menor que el gravitacional, el agua se desplaza hacia abajo. El Potencial matricial es debido a dos fuerzas, adsorción y capilaridad. La atracción por adsorción se origina como consecuencia de superficie de sólidos descompensados eléctricamente. Las moléculas del agua actúan como dipolos y son atraídas, por fuerzas electrostáticas, sobre la superficie de las partículas de los constituyentes del suelo. Por otra parte en los microporos del suelo queda retenida el agua por fuerzas capilares.

El Potencial osmótico es debido a las sales. Cuando se ponen en contacto dos líquidos de diferente concentración la disolución más concentrada atrae al agua para diluirse. Sólo es importante en el caso de suelos salinos.

3. Métodos de medida de humedad y potenciales

Para medir la humedad del suelo se efectúa por el método de la pérdida de peso de una muestra húmeda tras eliminar el agua en estufa a 105 °C. Se van efectuando sucesivas pesadas hasta obtener valores constantes.

$$H = (P_h - P_s) / P_s \times 100$$

Dónde: P_h = peso del suelo húmedo; P_s = peso del suelo seco.

Esa cantidad de agua que tiene el suelo, debe expresarse en función de la fuerza a que es retenida, ya que su comportamiento va a ser muy distinto dependiendo de las fuerzas de retención a que se encuentre sometida. Efectivamente si la mayor parte del agua está débilmente retenida esta se podrá mover y será asimilable para las plantas, mientras que si toda el agua está fuertemente retenida, carecerá de movilidad y será un agua inútil para las plantas.

Para medir el potencial de succión existen varios métodos para utilizar en el campo o en el laboratorio.

Métodos de campo: El más sencillo es el método del tensiómetro. Consiste en introducir en el suelo una bujía (porosa en su parte inferior, generalmente cerámica) llena de agua. La bujía está cerrada herméticamente y lleva acoplada un manómetro. Al succionar el suelo parte del agua de la bujía se produce en ella un vacío que se mide en el manómetro. Más que medir potenciales de succión refleja variaciones de este y sirve para controlar in situ la cantidad de agua retenida por el suelo y por tanto para el control de riego.

Métodos de laboratorio: El más universal es el método la placa de presión (o membrana de Richards). Se somete a una muestra de suelo a una serie de presiones en una olla metálica conectada a un compresor. Cuando se iguala la presión que suministramos a la fuerza de succión, el agua sale del suelo. Las medidas de fuerzas de retención del agua del suelo llegan hasta 16.000 gr/cm². Para simplificar los datos se utilizan unidades de pF que representan los valores de los logaritmos decimales de las fuerzas de succión medidas en gr/cm² (una fuerza de 1000gr/cm² equivale a un pF de 3). También son frecuentes las medidas expresadas en atmósferas. Así, las medidas de humedad del suelo se acompañan de las fuerzas de retención correspondientes, por ejemplo, 35 % de humedad a un pF de 2,5 y un 20 % a un pF de 4,2. El estudio de la humedad de un suelo es mucho más completo si calculamos la curva característica que relaciona gráficamente los valores de humedades y las fuerzas de retención correspondientes. Pero esta curva no es unívoca. Para una misma muestra de suelo la curva obtenida no es la misma en una muestra

húmeda que se va desecando (desorción) con respecto a la que se obtiene si se parte de la muestra seca y la vamos humedeciendo (sorción). Este distinto comportamiento del suelo según se encuentre en un periodo de desecación o de humectación en relación con la fuerza con la que el agua está retenida, es el fenómeno de histéresis. Para un determinado contenido de humedad, cuando vamos desecando un suelo se necesita aplicar un pF mayor que cuando este se va humedeciendo. Por norma internacional las medidas de humedad y retenciones se calculan siempre desecando las muestras de suelo, previamente humedecidas.

4. Tipos de agua en el suelo

El agua del suelo puede clasificarse en una serie de términos diferentes, ya sea desde un punto de vista físico o desde el punto de vista agronómico.

4.1. Desde el punto de vista físico

Agua higroscópica: Absorbida directamente de la humedad atmosférica, forma una fina película que recubre a las partículas del suelo. No está sometida a movimiento, no es asimilable por las plantas (no absorbible). Está fuertemente retenida a fuerzas superiores a 31 atmósferas, que equivale a pF de 4,5.

Agua capilar: Contenida en los tubos capilares del suelo. Dentro de ella distinguimos el agua capilar absorbible y la no absorbible.

- a) Agua capilar no absorbible. Se introduce en los tubos capilares más pequeños <0.2 micras. Está muy fuertemente retenida y no es absorbible por las plantas; la fuerza de succión es de 31-15 atmósferas, que corresponde a pF de 4,5 a 4,2.
- b) Agua capilar absorbible. Es la que se encuentra en tubos capilares de 0.2-8 micras. Es un agua absorbible por las plantas. Es un agua útil para la vegetación, constituye la reserva durante los periodos secos. Está fuertemente absorbida; la fuerza de retención varía entre 15 a 1 atmósfera y se extrae a pF de 4,2 a 3.

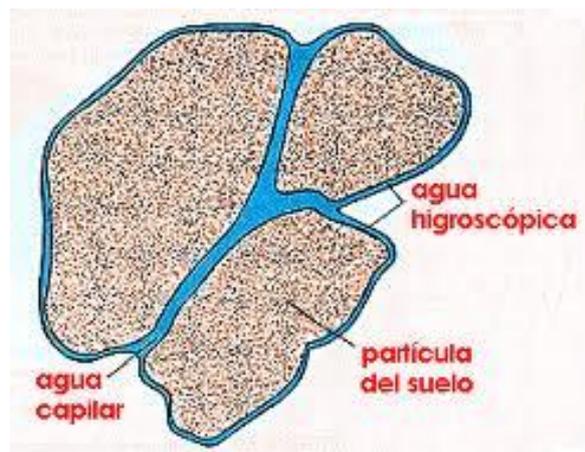


Figura 12: Tipos de agua en el suelo desde el punto de vista físico.

Agua gravitacional: No está retenida en el suelo. Se habla de agua gravitacional de flujo lento y agua gravitacional de flujo rápido en función de su velocidad de circulación.

- a) De flujo lento. La que circula por poros comprendidos entre 8 y 30 micras de diámetro, se admite que está retenida a un pF que varía desde 3 a un valor que varía entre 1,8 y 2,5. Tarda de 10 a 30 días en atravesar el suelo y en esos días es utilizable por las plantas.
- b) De flujo rápido. La que circula por poros mayores de 30 micras. Es un agua que no queda retenida en el suelo y es eliminada al subsuelo, pudiendo alcanzar el nivel freático. Es un agua inútil, ya que cuando está presente en el suelo los poros se encuentran totalmente saturados de agua, el medio es asfixiante y las raíces de las plantas no la pueden tomar.

4.2. Desde el punto de vista agronómico

Capacidad Máxima: Momento en el que todos los poros están saturados de agua. No existe fase gaseosa. La porosidad total del suelo es igual al volumen total de agua en el suelo.

Capacidad de Retención: Cantidad máxima de agua que el suelo puede retener. Representa el almacenaje de agua del suelo. Se produce después de las precipitaciones atmosféricas cuando el agua gravitacional abandona el suelo; no obstante, durante ese período se producen pérdidas por evaporación, absorción de las plantas, etc. Por ello es muy difícil de medir. Hay una medida equivalente que se realiza en el laboratorio a un $pF=3$. Corresponde al agua higroscópica más la capilar, es decir el agua que ocupa los poros <8 micras.

Capacidad de Campo: Surge este término para paliar la dificultad de medida de la capacidad de retención. Representa un concepto más práctico, que trata de reflejar la cantidad de agua que puede tener un suelo cuando se pierde el agua gravitacional de flujo rápido, después de pasados unos dos días de las lluvias (se habrá perdido algo de agua por evaporación). La fuerza de retención del agua variará para cada suelo, pero se admite generalmente una fuerza de succión de $1/3$ de atmósfera o $pF=2,5$ y corresponde a poros <30 micras (para algunos suelos el pF de 1,8 es más representativo).

Punto de Marchitamiento: Representa cuando el suelo se deseca a un nivel tal que el agua que queda está retenida con una fuerza de succión mayor que las de absorción de las raíces de las plantas. Es el agua que queda a una presión de 15 atmósferas o $pF=4,2$. El agua contenida corresponde al agua higroscópica más el agua capilar no absorbible.

Agua útil: Es el agua de flujo lento más la absorbible menos la no absorbible e higroscópica. Representa el agua en capacidad de campo menos la que hay en el punto de marchitamiento.

En la figura siguiente se muestran las relaciones entre el espacio poroso ocupado por el agua y el correspondiente al aire en cada uno de estos estados.

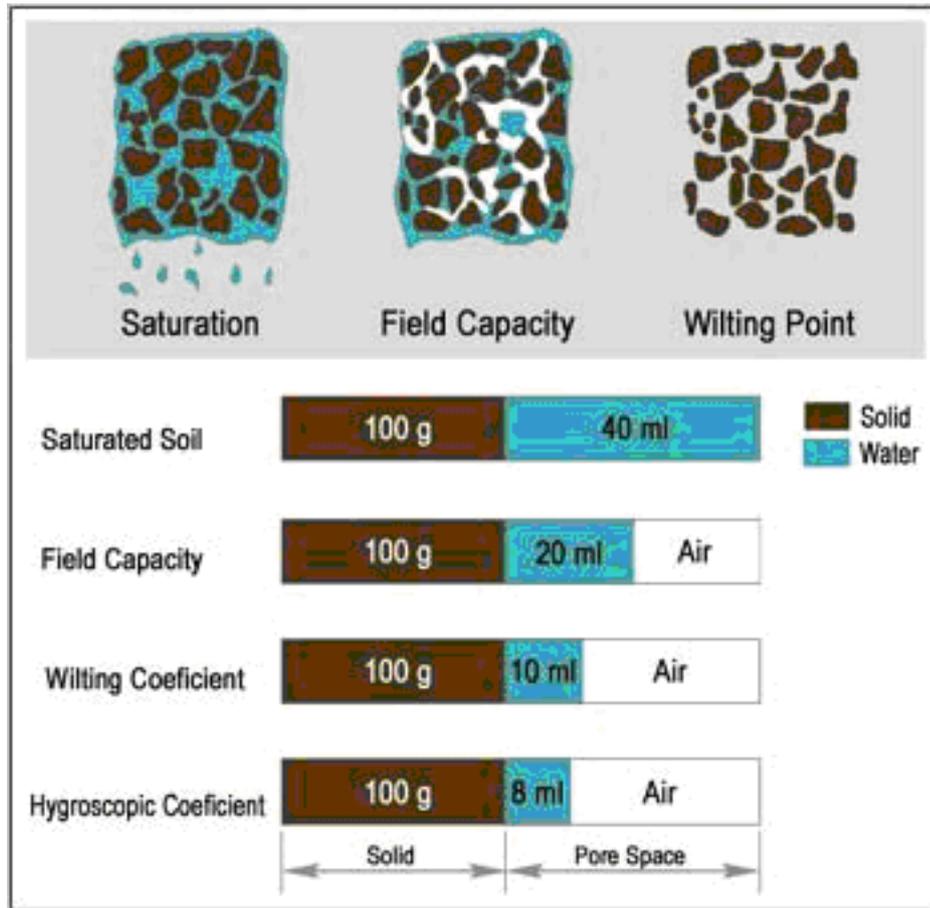


Figura 13: Relación entre espacio poroso ocupado por agua y aire en diferentes estados del suelo.

En la figura que se presenta, se reproducen los tipos de aguas presentes en un suelo al irse humedeciendo progresivamente.

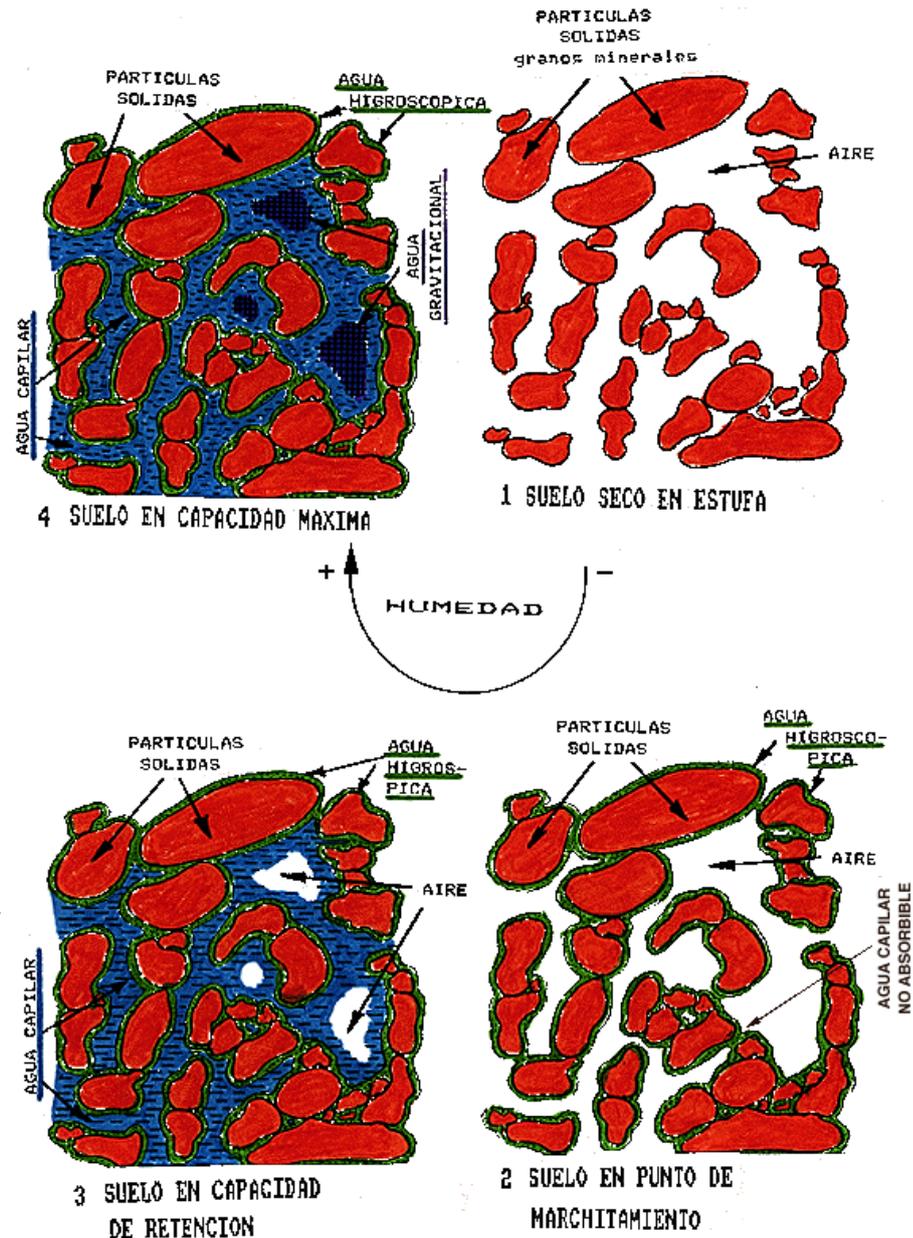


Figura 14: Tipos de aguas presentes en el suelo a medida que se incrementa la humedad.

En la figura que se adjunta se observan los valores típicos para suelos con distintas granulometrías. En ella destacan hechos muy interesantes:

- Suelos arenosos (sand), muy baja capacidad de campo, pero casi toda su humedad es agua útil pues la cantidad de agua en punto de marchitamiento es muy pequeña.
- Suelos arcillosos (clay), muy alta capacidad de campo, pero con gran cantidad de agua inútil en punto de marchitamiento.
- Suelos de granulometrías equilibradas, buenas características al compensarse los efectos de las arenas y de las arcillas.

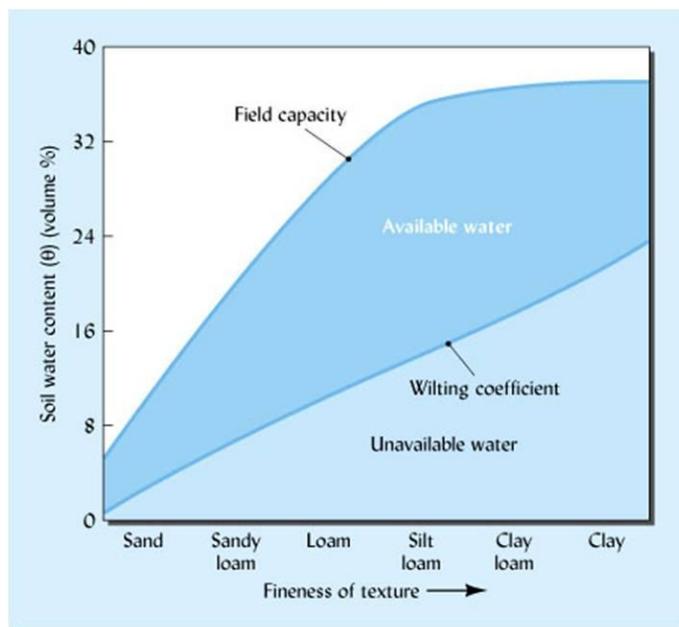


Figura 15: Contenido de agua en el suelo en función de la textura.

2.1.3. Fase gaseosa

La aireación del suelo es un proceso fundamental, ya que, en gran parte controla los niveles en el suelo de dos gases sustentadores de la vida: oxígeno y dióxido de carbono. Estos gases intervienen en la respiración de las raíces de las plantas y de los microorganismos del suelo y es responsable de las reacciones de oxidación. El contenido y composición del aire del suelo está determinado por el contenido en agua. Después de una fuerte lluvia, los poros grandes son los primeros en drenar y llenarse de aire, seguido por los poros medianos y, finalmente, los poros pequeños eliminan el agua por evaporación y uso de las plantas. La composición del aire es parecida a la del aire atmosférico, pero mucho menos constante.

2.1.3.1. Propiedades de la fase gaseosa

1. Localización

Se sitúa en los poros del suelo, en ellos las fases líquida y gaseosa están en mutua competencia, variando sus contenidos a lo largo del año. Un suelo en capacidad máxima no contendrá fase gaseosa mientras que otro en punto de marchitamiento presentará valores muy altos. En condiciones ideales la fase atmosférica representa un 25%, otro 25% para el agua y un 50% para la fase sólida. Se admite que un porcentaje de aire del 10% es insuficiente.

2. Composición

Se supone que tiene una composición parecida a la del aire atmosférico, pero mucho menos constante.

Tabla 2: Comparación entre la composición del aire en la atmósfera y en el suelo.

	Aire atmosférico %	Aire suelo %
Oxígeno	21	10-20
Nitrógeno	78	78,5-80
CO ₂	0,03	0,2-3
Vapor de agua	variable	en saturación

Esta composición media del aire del suelo varía no solo con la profundidad del aire sino con los cambios estacionales. En los períodos de mayor actividad biológica (primavera y otoño), hay menos O₂ y más CO₂.

El aire del suelo muestra variaciones locales principalmente en los contenidos de O₂ y CO₂. En el suelo hay menos O₂ que en el aire y más CO₂. Esto se explica por todos los procesos que tienen lugar en el suelo y que implican el consumo de O₂ y el desprendimiento de CO₂, es decir aquellas reacciones en las que estén implicados todos los organismos del suelo: respiración de las plantas, actividad de microorganismos, procesos de mineralización y procesos de oxidación.

3. Dinámica

El aire del suelo está en continuo intercambio con el aire atmosférico y gracias a esta constante renovación la atmósfera del suelo no se vuelve irrespirable. Este movimiento puede realizarse por movimiento en masa o por difusión.

- ✓ **Movimiento en masa:** Se produce debido a variaciones de temperatura y de presión entre las distintas capas del suelo y entre este y la atmósfera. Estos gradientes hacen que entre y salga aire del suelo. El viento impulsa el aire dentro del suelo y succiona aire de la atmósfera. También la lluvia al penetrar dentro de los poros expulsa al aire del suelo.
- ✓ **Difusión:** La superficie del suelo actúa como una membrana permeable que permite el paso de los gases. Se intercambian selectivamente los gases del suelo con los de la atmósfera para tratar de equilibrar su composición. Así, cuando en el suelo aumenta el CO₂, se produce una difusión del CO₂ a la atmósfera y si en el suelo disminuye el O₂ se produce una difusión del O₂ de la atmósfera al suelo. Es el factor principal en los intercambios de gases entre el suelo y el aire exterior y, por tanto, el causante principal de la renovación de la atmósfera del suelo. La difusión depende de cada tipo de gas y de la porosidad del suelo.

2.1.4. Dinámica del agua en el suelo

1. Movimientos

Como se ha visto, el agua del suelo está sometida a dos tipos de fuerzas de acciones opuestas. Por un lado las fuerzas de succión tienden a retener el agua en los poros mientras que la fuerza de la gravedad tiende a desplazarla a capas cada vez más profundas. De esta manera si predominan las fuerzas de succión el agua queda retenida mientras que si la fuerza de la gravedad es más intensa el agua se mueve hacia abajo. Pero también el agua asciende en el suelo. Esto se debe a la capilaridad (efecto especialmente intenso en los climas áridos) y por diferencia de humedad (los horizontes más profundos permanecen más húmedos al estar protegidos, por su lejanía de la superficie del suelo, a las pérdidas de agua debidas a la evaporación y a la absorción de las plantas. Por otra parte el agua no sólo se mueve en sentido vertical sino que también lo hace en dirección lateral, movimiento generalizado en todos los relieves colinados y montañosos.

La formación de la **costra seca superficial o efecto self mulching**, es una capa de extrema aridez que se produce en los horizontes superiores del suelo y protege de la evaporación al agua contenida en los horizontes profundos. Se debe al distinto grado de humedecimiento que presenta el suelo en función de la profundidad. Al haber un gradiente de humedad con la profundidad del perfil también habrá diferentes potenciales de succión para las distintas capas del suelo. En los horizontes superiores las fuerzas de succión de agua son más intensas que las de los horizontes inferiores. Como resultado el agua asciende desde los niveles más húmedos hacia la superficie. Pero en el suelo no llega a igualarse los contenidos en humedad de las distintas capas debido a la histéresis que muestran las curvas de desorción y sorción. A igualdad de fuerza de retención el suelo que se está desecando (horizontes inferiores) contiene siempre más agua que el suelo que se está humedeciendo (horizontes superiores). A igualdad de pF un determinado nivel del

suelo está recibiendo de su capa inferior menos agua de la que allí queda y a su vez él cede a una capa superior menos agua de la que se queda. Como consecuencia cada vez asciende menos agua y llega un momento que se interrumpe el movimiento ascensional, cuando ocurre se produce la ruptura del lazo capilar que rodea a todas las partículas del suelo. Esto evita que se pierda gran cantidad de agua, es decir, el suelo se protege de la pérdida de agua.



Figura 16: Concepto de la formación de la costra seca en los suelos.

2. Permeabilidad

Representa la facilidad de circulación del agua en el suelo. Es un parámetro muy importante que influirá en la velocidad de edafización y en la actividad biológica que puede soportar un suelo. Está condicionada fundamentalmente por la textura y la estructura.

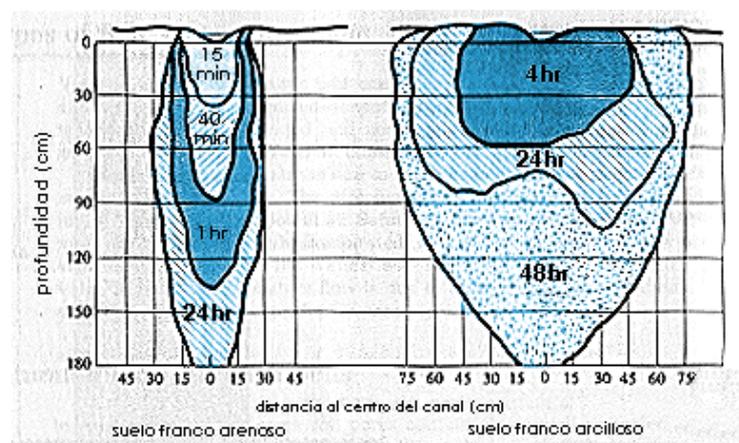


Figura 17: Infiltración a partir de un surco de riego (Coony y Pehrson, 1995).

La permeabilidad, se evalúa por la velocidad de infiltración que representa el caudal de agua que puede pasar por unidad de tiempo. Valores de dm/hora corresponden a suelos muy permeables, cm/hora representan suelos permeables y mm/hora para suelos poco permeables.

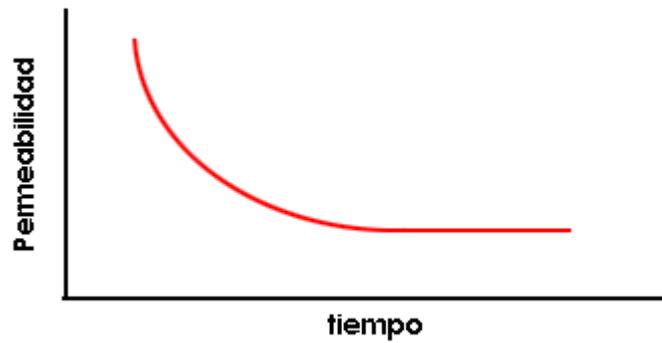


Figura 18: Permeabilidad en función del tiempo.

La velocidad de infiltración no es siempre la misma para un mismo suelo, pues depende de las condiciones de humedad que presente. Cuando el suelo se encuentra seco la infiltración tiene sus máximos valores y luego conforme cada vez está más húmedo su capacidad de admitir más agua es cada vez menor hasta que en condiciones de saturación total alcanza un valor constante.

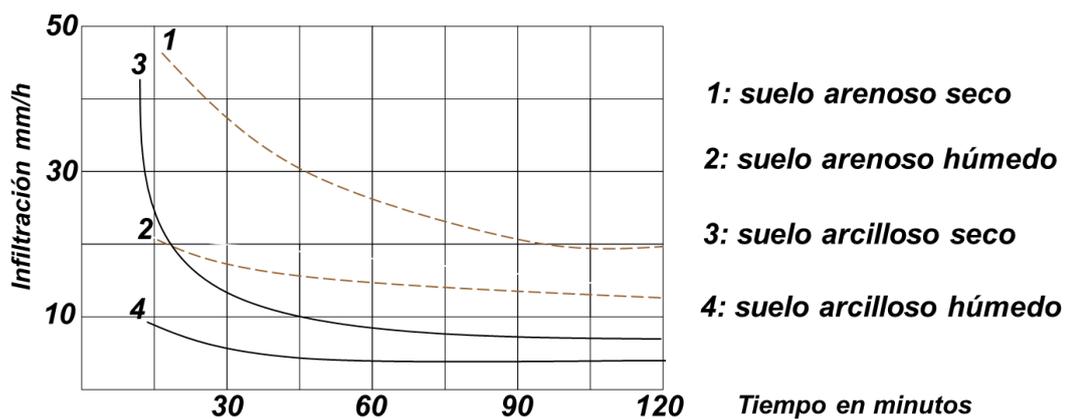


Figura 19: Velocidad de infiltración en función del tiempo, del tipo y estado del suelo.

3. Perfil hídrico

Normalmente en el suelo existe un gradiente de humedad, de forma que no todos los horizontes del suelo se presentan con el mismo grado de humedad en un momento determinado. A la curva que representa el estado de humedad del suelo con la profundidad se le llama perfil hídrico.

Como es lógico el perfil hídrico de un suelo varía a lo largo del año. En la figura inferior se observa como varía el perfil hídrico en un suelo de textura franca que soporta vegetación arbustiva, en tres períodos representativos, durante el período seco, al producirse la lluvia y después de terminar las precipitaciones.

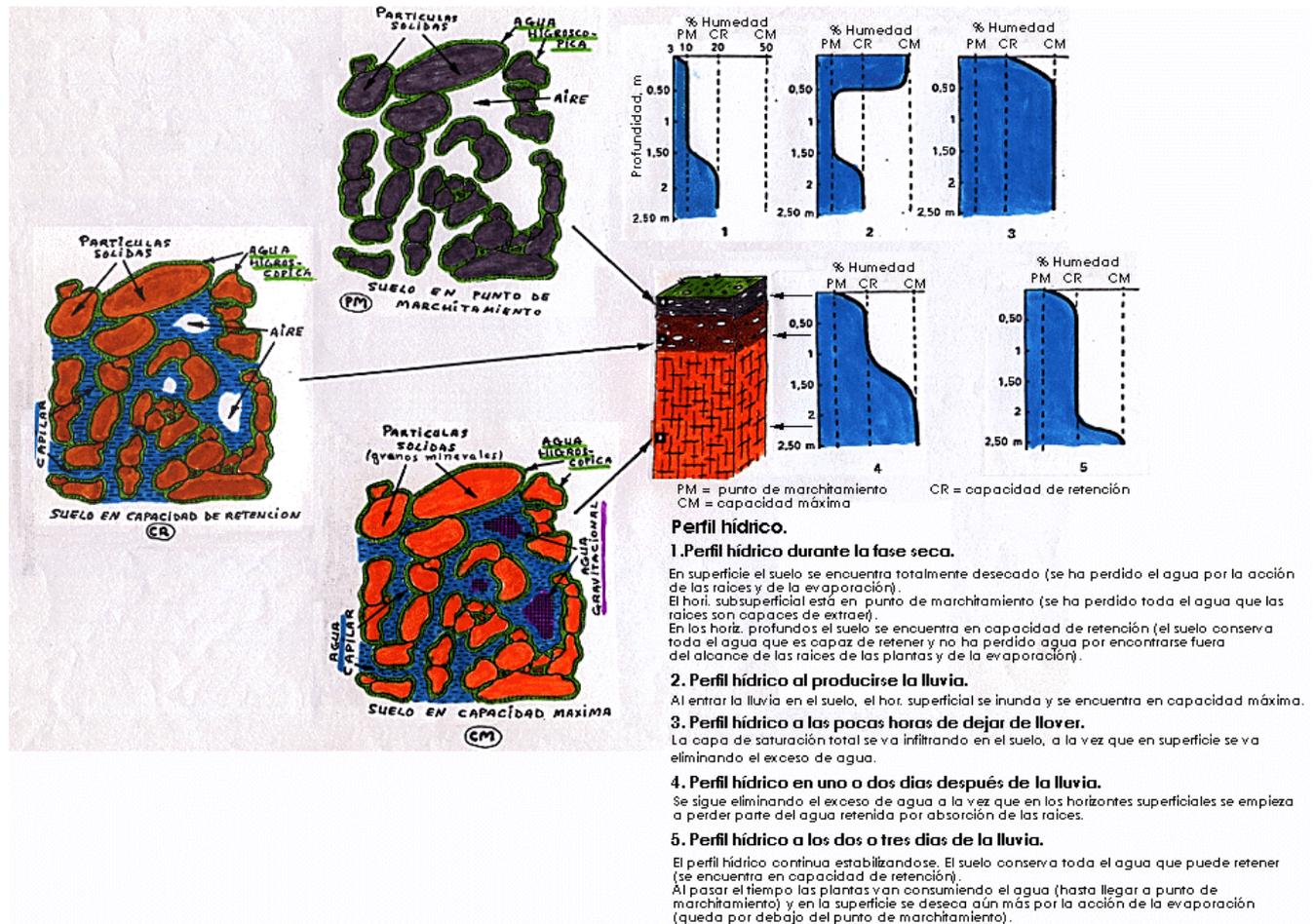


Figura 20: Variación del perfil hídrico en distintos periodos del año.

4. Balance hídrico

Representa la valoración del agua en el suelo a través del año. Se valora, como en cualquier balance, por los aportes, pérdidas y retenciones.

$$\text{AGUA RETENIDA} = \text{RECIBIDA} - \text{PERDIDA}$$

Agua recibida: Precipitaciones atmosféricas y condensaciones.

Agua perdida: Evaporación, transpiración (o sea evapotranspiración) y escorrentía (superficial, hipodérmica y profunda).

De los aportes de agua que llegan al suelo procedente de las precipitaciones atmosféricas una parte penetra y otra parte no lo hace.

El agua que penetra en el suelo, parte se evapora, otra parte escurre, otra pasa a la capa freática, otra es consumida por las plantas y finalmente, otra parte es retenida.

Se hace un balance anual (en una ficha o en una gráfica) partiendo de los datos climáticos mensuales de precipitación y temperatura.

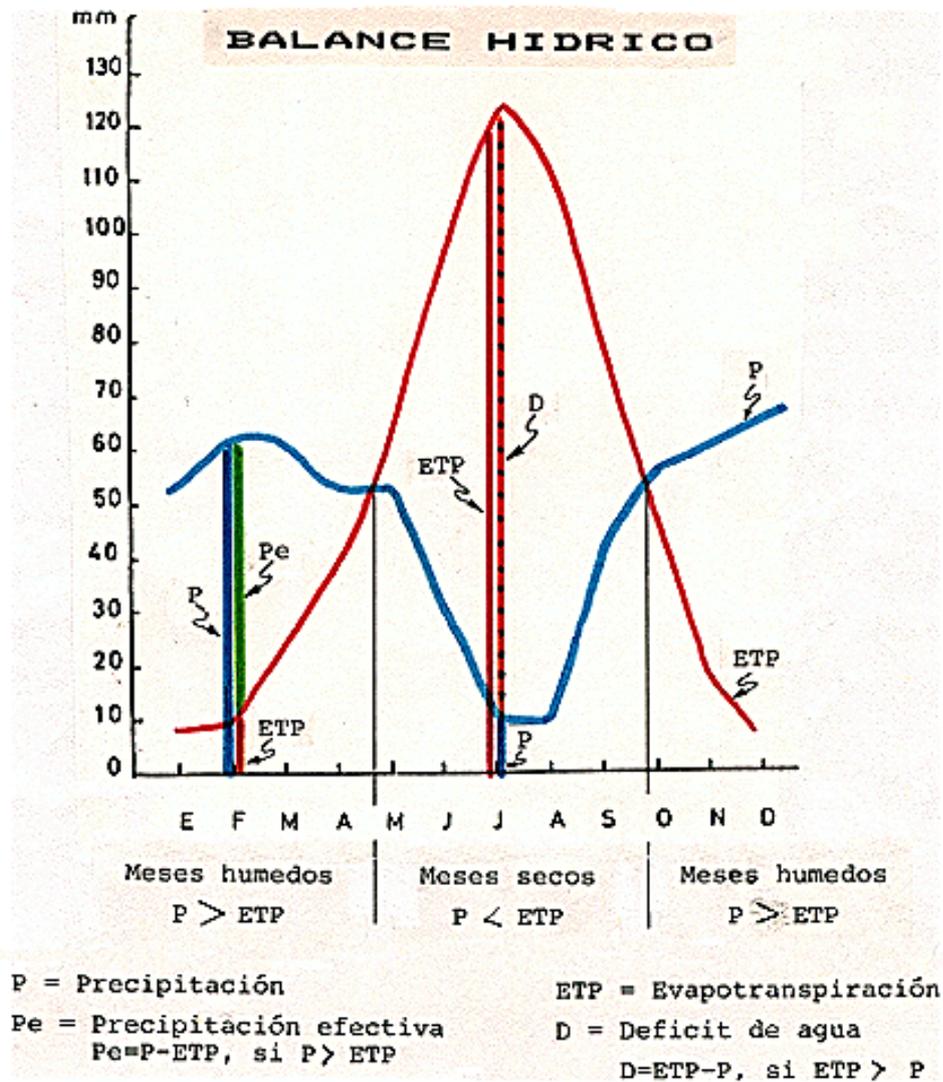


Figura 21: Balance hidrológico - climático.

A partir de las temperaturas se calculan las evapotranspiraciones potenciales (cantidad de agua que se podría perder considerando las características climáticas) y reales (cantidad de agua que realmente se pierde teniendo en cuenta la que hay en el suelo en cada momento). Se calcula la reserva de agua en el suelo (agua útil por profundidad de enraizamiento en dm por la densidad aparente) para saber la cantidad de agua que puede almacenar el suelo (reserva de agua para los meses secos) y se mide como varía la reserva a lo largo del año.

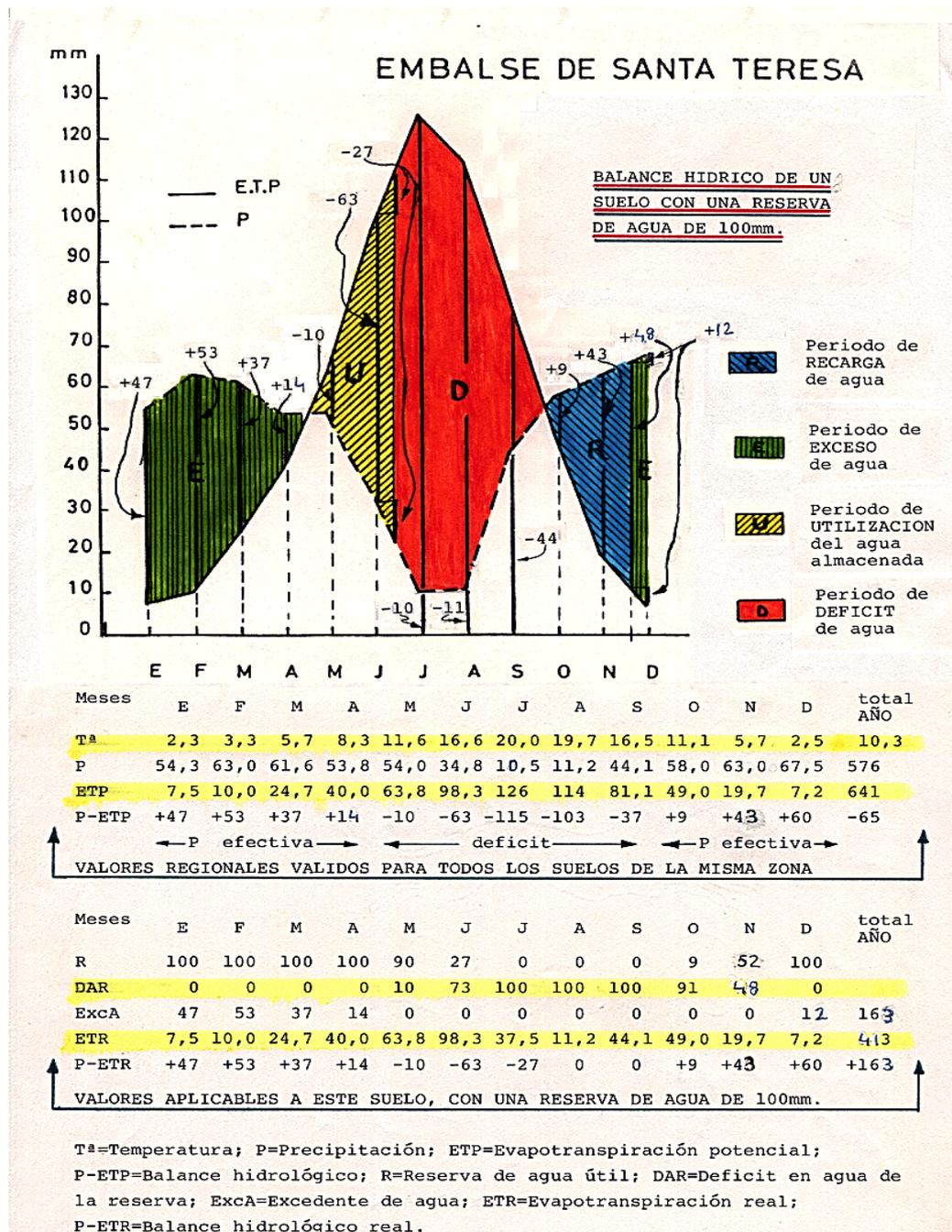


Figura 22: Balance hídrico de un suelo.

La capacidad de reserva de agua de un suelo es fundamental para los suelos sometidos a pocas o medias precipitaciones.

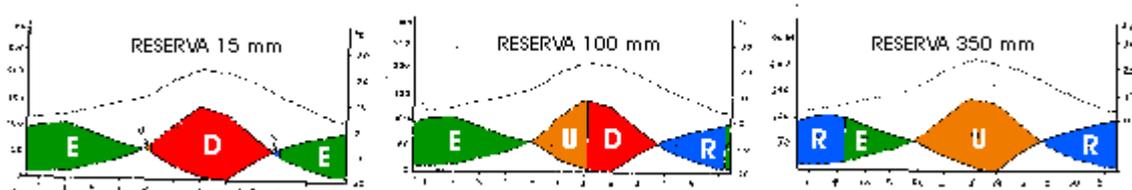


Figura 23: Distintas capacidades de reserva de agua de suelos.

2.2. LA ZONA NO SATURADA

La zona no saturada (ZNS) es la porción de terreno comprendida entre la superficie del mismo y la superficie piezométrica y constituye frecuentemente la zona de transición entre las fases superficial y subterránea del ciclo hidrológico. Su protagonismo en los procesos contaminantes procedentes de fuentes puntuales o difusas es evidente, al servir de conducto a través del cual los diversos compuestos en fase líquida y de vapor se atenúan y transforman a medida que circulan en su interior.

Nielsen et al., (1986) definieron la ZNS en los siguientes términos: “ si se prescinde de la existencia de aire ocluido o disuelto, la ZNS está formada por la parte del terreno en donde el contenido de agua es menor que la porosidad del suelo o, en una acepción más rigurosa, en donde el potencial matricial o presión del agua son negativos, de una magnitud menor que la del agua libre en el mismo punto, a la misma temperatura y composición iónica que la solución del suelo”. En esta definición se considera que las condiciones temporales de saturación debidas a inundación o a niveles colgados están integradas en el contexto del flujo y transporte en la ZNS.

Según estos mismos autores, la ambigüedad de la ZNS radica en el hecho de que no ha sido objeto de atención consistente de ninguna disciplina científica o sector de la sociedad en cuanto a su uso, conservación o gestión. En la investigación para fines agrícolas se trata su borde superior como una fuente cíclica de agua y nutrientes esenciales para la planta: el rendimiento de las cosechas es el objetivo primordial, raramente tomando en consideración el medio subyacente. Los hidrólogos mantienen dos puntos de vistas dominantes: por una parte consideran que ejerce una labor de “tampón” para la escorrentía y la erosión debido a su potencial para absorber el agua infiltrada procedente de la lluvia; por otra parte estiman que representa una fuente de aportes a la zona saturada equivalente a la diferencia de infiltración y evapotranspiración. Los geoquímicos tienden a concentrarse en los equilibrios químicos o en la abundancia relativa de isótopos para datación del agua. Por último, los microbiólogos, debido a la frecuente escasez de materia orgánica y fuentes de carbono por debajo de la zona radicular, no muestran un interés especial en la investigación de la naturaleza de las comunidades microbianas bajo dicha zona.

Debido a este enfoque segmentado en compartimentos estancos, se produce una falta de conocimiento teórico y experimental de la ZNS y se dificulta la predicción y el control de la evolución de los constituyentes líquidos y gaseosos del frente contaminante a través de la misma. Se hace por ello necesario un enfoque integral y multidisciplinar, orientado a la investigación de los procesos físicos, químicos y biológicos que tienen lugar en su entorno, y articulado mediante el esfuerzo coordinado de los distintos grupos de investigadores que tratan los aspectos parciales del problema.

En 1923, Meinzer dividió la ZNS en tres subzonas: la superior, caracterizada por sus interrelaciones netas con la atmósfera, mediante evaporación, convección y transpiración de las plantas: una subzona intermedia, de límites pocos precisos y que muestra variaciones notables en su espesor; y una subzona inferior, la “franja capilar”, localizada inmediatamente sobre la superficie piezométrica. Kovacs (1976) utilizó una división más compartimentada. En las líneas que siguen se utilizará el esquema propuesto por Meinzer.

En la subzona superior se localiza el suelo vegetal, en donde la porción radicular desempeña un papel fundamental en los procesos físico-químicos y biológicos que condicionarán la evolución del agua contenida en el terreno. Debido al desarrollo de las raíces, a la actividad biológica y a los procesos físico-químicos que dan lugar a los distintos horizontes del suelo, la porosidad y la permeabilidad suelen ser mayores en esta subzona que en las subyacentes.

En la franja capilar el flujo es tanto vertical como horizontal. Su límite superior está constituido por una superficie discontinua y en su base se localiza la superficie piezométrica, en condiciones de saturación y con presión hidráulica igual a la presión atmosférica, al igual que en el borde superior de la ZNS.

La importancia relativa de la franja capilar es tal vez menor que la de las partes superiores e intermedia de la ZNS. En general tiene un espesor reducido y comparte los rasgos de la ZNS en cuanto a sus condiciones de tensión y de la zona saturada, al permitir el movimiento en la dirección del gradiente local del agua subterránea (Lehr, 1988). En el texto de Bear (1972) se describen en detalle los procesos hidrodinámicos en esta subzona.

Entre esas dos subzonas, generalmente de espesor reducido, se localiza una porción intermedia, de espesor variable, en la que el agua se encuentra bajo presión negativa (tensión o succión), y donde el flujo presenta en general una componente predominante, la vertical, en sentido ascendente o descendente, según las condiciones que imperan en un momento dado en esa parte del perfil del terreno. Ese flujo vertical dominante no excluye que, en terrenos estratificados, con alternancias de materiales de distinta conductividad hidráulica, se produzcan movimientos laterales del frente de humedad, e incluso niveles temporalmente “colgados”, hasta que las condiciones favorezcan, en el caso del flujo descendente, el predominio de las fuerzas gravitacionales y prosiga el proceso de percolación; o, en el caso contrario-flujo ascendente-, se produzcan salidas de agua por evaporación o transpiración.

2.2.1. Interfaz Agua – Aire - Suelo

En los párrafos que siguen se describirán los aspectos más relevantes de la interfaz agua-aire-suelo en el interior del terreno en la ZNS. Los intercambios de energía y flujo entre la subzona superior y la atmósfera (lluvias, evaporación, transpiración, etc.) serán objeto de análisis en el siguiente capítulo.

En la ZNS los poros del suelo están ocupados por cantidades variables de agua y aire. En general, los poros de mayor tamaño confieren al terreno sus características de permeabilidad y aireación y los poros de menor tamaño son los responsables de la capacidad de retención del agua. La porosidad total no tiene tanta trascendencia en la retención de la humedad y en movimiento del agua como la distribución de los poros de diferente tamaño (Baver, 1942).

El aire contenido en el terreno puede jugar un papel relevante en la ZNS. Un frente de lixiviado contaminante tendrá inicialmente un contorno irregular y el aire será desplazado en varios puntos del suelo. La energía requerida para dicho desplazamiento hará disminuir la velocidad de infiltración. A medida que avanza el frente de saturación, minúsculas bolsas de aire se erigirán en barreras a dicho avance. Sin embargo, si el frente de lixiviado continúa su curso, parte del aire acabará disolviéndose en respuesta a las reacciones en la fase líquido-gas (Lehr, 1988).

Al coexistir agua y aire en los poros del suelo, el concepto y magnitud de la porosidad no son suficientes para expresar el estado de humedad del mismo en un momento dado, por lo que se precisa otro parámetro, θ , contenido volumétrico (cm^3/cm^3) de agua (grado de humedad) en el suelo. Los valores de θ comprendidos entre cero, correspondiente a un suelo totalmente seco, y un máximo de saturación, o, cuando todos los poros están ocupados por agua.

La medición en laboratorio del contenido de agua de un suelo se efectúa mediante el método gravimétrico: se determina el peso de la muestra inalterada del suelo y luego el de la muestra secada en horno a 105° - 110°C , obteniéndose el contenido volumétrico de agua θ del cociente entre el volumen del agua y el de la muestra de suelo.

Schmugge et al., (1980) realizaron una revisión de los métodos de determinación de la humedad del suelo en el campo. Los análisis sobre aplicación de técnicas nucleares (dispersión y rayos gamma), procedimientos electromagnéticos y tensiómetros son particularmente interesantes. En los trabajos de Wilson (1981) y U.S.E.P.A. (1985) figura asimismo una síntesis de dichos métodos, detallando las ventajas y limitaciones de cada uno de ellos.

La medición en el campo del contenido de humedad con la sonda de neutrones es una técnica basada en la interacción de los neutrones emitidos por una fuente radioactiva y los átomos de hidrógeno del agua intersticial contenida en el terreno. Se ha utilizado tradicionalmente en agronomía como ayuda para establecer programas de riego.

En este método de campo, la sonda cilíndrica se hace descender en un sondeo con entubación metálica-de acero-, en condiciones ideales, con un diámetro interior muy próximo al de la sonda. La entubación de plástico puede dar lugar a errores de medida, debido a interferencias provocadas por la presencia de átomos de cloro (Wilson, 1981). El espacio entre sondeo y terreno deberá ser, asimismo, mínimo.

Como en todos los métodos indirectos de medida, el empleo de la sonda de neutrones precisa de curvas previamente calibradas para cada situación. Su principal desventaja es su elevado costo, unido a las dificultades para la obtención de permiso para su utilización.

2.2.1.1. Potencial del agua en el suelo

El movimiento del agua en la ZNS está regulado por fuerzas que actúan en condiciones de no equilibrio. Estas fuerzas capilares incluyen adhesión-atracción entre moléculas de distinta naturaleza, como agua y partículas del suelo- y cohesión, en que la atracción tiene lugar entre moléculas del mismo tipo, como agua y agua. Las fuerzas de adhesión y cohesión actúan en sentido contrario a la fuerza de gravedad. La presión del agua es menor que la de la atmósfera y se dice que el agua se encuentra bajo tensión. A medida que el frente de humedad se extiende, la gravedad aumenta su protagonismo y el volumen de trayectorias potenciales de flujo se incrementan, aumentando con ello la conductividad hidráulica (Lehr, 1988).

Los componentes básicos del potencial del agua (energía por unidad de masa) en el suelo son: potencial gravitacional, potencial de presión y potencial osmótico.

El potencial osmótico es el originado por la atracción iónica de solutos por el agua. Este potencial es negativo y, salvo en casos de suelos arcillosos muy salinos, su influencia relativa en el potencial total del agua en el suelo es muy limitada.

El potencial gravitacional es la energía resultante de la fuerza de gravedad actuando sobre el agua en un punto determinado. Esta función de la gravedad en ese punto, g (cm/s^2), de la densidad del agua ρ (g/cm^3) y de la cota del punto z (cm) con respecto a un nivel de referencia. Su expresión habitual es $\psi_g = gz$, y su magnitud negativa si se toma como plano de referencia la superficie del terreno.

El potencial de presión equivale a la energía potencial debida a las fuerzas generadas entre la matriz del suelo y el agua por la acción combinada de tensión superficial, atracción molecular e intercambio iónico.

A diferencia de la situación en la zona saturada, en donde este componente del potencial equivale al peso de la columna de agua y tiene un valor positivo, en la ZNS presenta valores negativos-, aunque, por convección, se expresa con magnitudes positivas-, y se denomina habitualmente succión capilar o tensión matricial. Esta succión o tensión se expresa frecuentemente como $\psi_m = p/\rho$ (siendo p la presión en la interfaz agua-suelo y ρ la densidad del agua) y su unidad de medida es el bar (1 bar = 0,984 atmósferas = 1021 cm de agua a 15° C).

Para medir la tensión matricial en un punto del suelo situado a una profundidad determinada se utilizan los tensiómetros que, en su configuración más habitual, constan de una cápsula porosa de cerámica acoplada al extremo de un tubo de PVC de unos 20 mm de diámetro, en cuyo extremo opuesto se ha conectado un manómetro. Para poder determinar el valor de la tensión en el terreno, se introduce el conjunto tubo-cápsula en un sondeo de diámetro ligeramente superior y de una profundidad determinada, llenándose el tubo de agua hasta la base del manómetro. Si no se dan las condiciones de saturación, el agua contenida

dentro de la cápsula pasa a través de los poros de la cápsula hacia el terreno, debido a la diferencia de presión a ambos lados de las paredes; la lectura del manómetro indica el valor de la succión en centibares.

Al humedecerse el terreno, frecuentemente como consecuencia de lluvias o riegos, el flujo se invierte y el agua pasa del terreno al interior de la cápsula, la magnitud de la succión disminuye y la aguja del manómetro desciende. En ambos casos, cuando se alcanza el equilibrio a ambos lados de las paredes de la cápsula de cerámica, la lectura del manómetro permite obtener el valor del potencial matricial a la profundidad en que está situada la cápsula. Con respecto a estas medidas, es preciso hacer dos observaciones: a) en la lectura del manómetro se incluye el componente de potencial de la columna de agua contenida en el tensiómetro; y b) debido a procesos de histéresis, un mismo valor de lectura puede corresponder a diferentes grados de tensión (y por consiguiente de contenido de humedad), según que la medida corresponda a la fase de secado o de humedecimiento, tal como se explicará más adelante. En la Figura 23 se muestra un perfil de la interfaz cápsula-suelo en un tensiómetro (adaptado de Stannard, 1986).

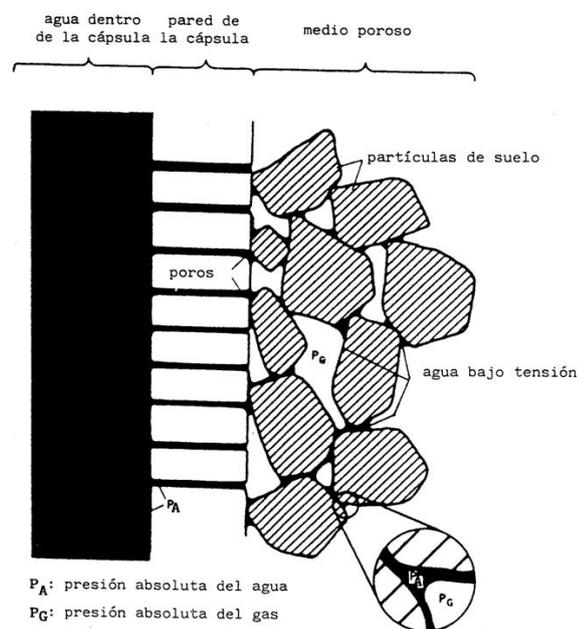


Figura 24: Perfil de interfaz cápsula – suelo en un tensiómetro (Stannard, 1986).

Standard (1986) ha descrito en detalle las características y rango de operación de los tensiómetros. Las ventajas principales de estos aparatos residen en su sensibilidad a los cambios de humedad y en que proporcionan medidas continuas realizadas "in situ".



Foto 3: Tensiómetro para medir cambios de humedad en el suelo.

Las limitaciones más importantes estriban en que, por una parte, sólo pueden medir tensiones de hasta 1,8 - 0,9 bares (para succiones superiores penetraría aire a través de las paredes de la cápsula), por lo que deben instalarse a profundidades menores a 8,70 metros y, por otra parte, son sensibles a los cambios de temperatura.

Si se prescinde del potencial osmótico, el potencial total, expresado en términos de masa, viene dado por:

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_g$$

En donde ambos componentes, $\Psi_m + \Psi_g$, como se ha explicado anteriormente tiene signo negativo. Si el potencial se expresa en términos de peso, la ecuación sería:

$$\Psi = h = h_m + z$$

2.2.1.2. Relaciones funcionales. Curvas características

En la fase de humedecimiento, el agua intersticial tiende a rellenar poros de cada vez menores incrementándose el valor de θ a medida que disminuye la intensidad de la succión. La curva representativa de la función que relaciona ambos parámetros-succión y contenido de humedad- se denomina curva característica o curva de retención del suelo.

La curva característica de un suelo no es única, debido al fenómeno de histéresis. Ello origina que la curva obtenida para un suelo durante la fase de secado difiera de la correspondiente a la fase de humedecimiento. Se habla por ello de tramos de humedecimiento y de tramos de secado. En la figura 24 se muestra dicha curva para un suelo de naturaleza limo-arenoso. Tal como se observa, el potencial (h) presenta dos valores para el mismo valor del contenido de humedad.

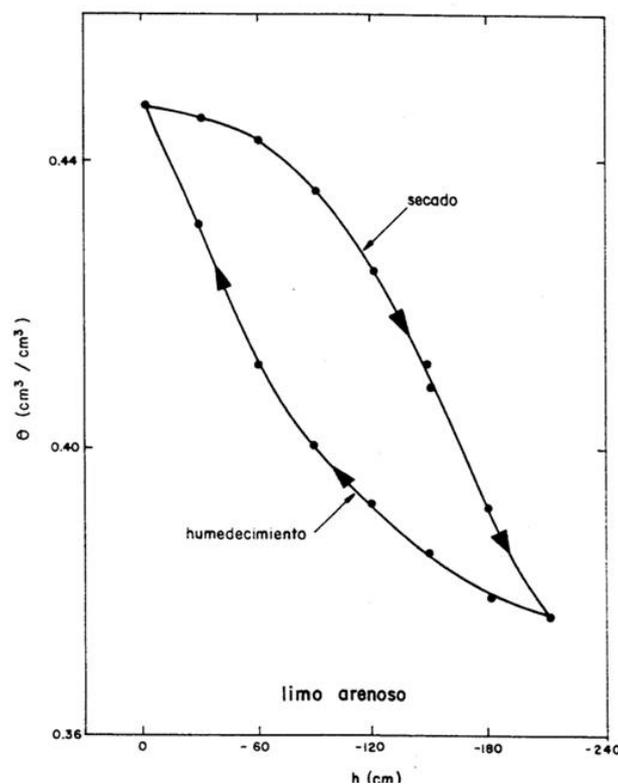


Figura 25: Fenómeno de histéresis en un suelo limo arenoso.

Schofield, en 1935, introdujo el término pF de un suelo, que simboliza la tensión del suelo expresada por el logaritmo del valor absoluto de la misma, cuando dicha tensión viene dada en cm de agua. La ventaja más importante del uso de pF es que, al utilizar una escala logarítmica, se puede representar cómodamente en un mismo gráfico la tensión y el contenido de humedad.

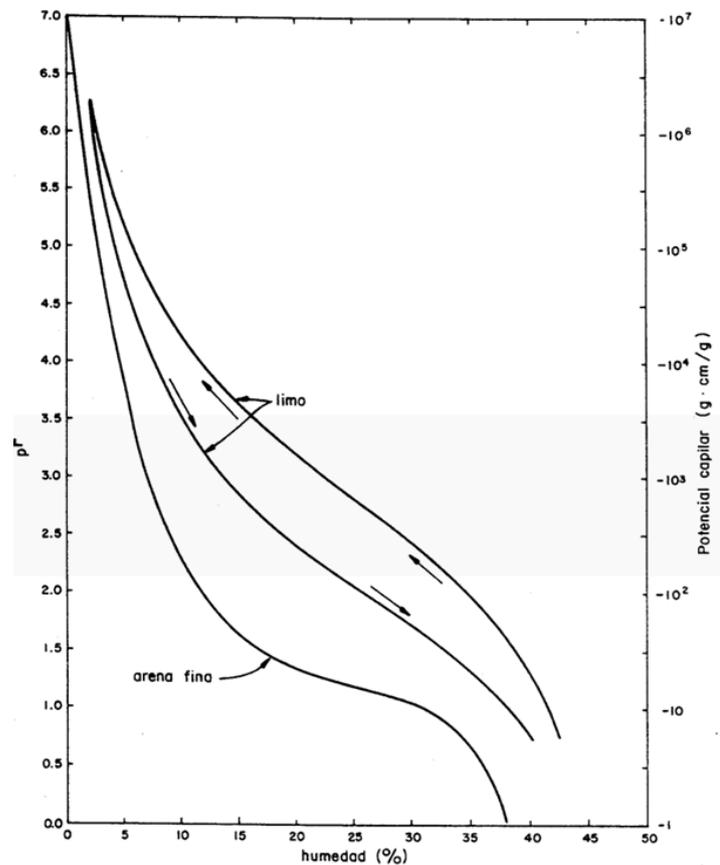


Figura 26: Representación del pF versus la humedad y el potencial capilar del suelo.

Si se comparan las figuras anteriores, se observa que, tanto en su posición en los ejes de coordenadas como en las unidades de expresión de sus magnitudes, las dos variables que configuran la curva característica no se adaptan a un único modelo de representación gráfica.

La determinación de las curvas características de un suelo resulta en general laboriosa y cara. Moqueen y Millar (1974) propusieron la utilización de funciones logarítmicas como aproximación a los valores reales, en el caso de disponer de datos escasos. Según éstos autores la curva puede dividirse en tres porciones claramente diferenciadas: una que refleje el tramo capilar, en que el rango del pF está comprendido entre valor de saturación y 2,5; otra, correspondiente a la fase en que la absorción es dominante, con un rango de pF entre 2,5 y 5,0 y, finalmente, el tramo de adsorción intensa, en el que los valores de pF estarían comprendidos entre 5,0 y 7,5. En el modelo propuesto, los requisitos sobre datos de tensión son mínimos.

Clapp y Hornberger (1978) utilizaron un modelo en el que la curva característica se aproximaba mediante combinación de una función potencial y una función parabólica ocupando un tramo corto que representaría la entrada gradual de aire en las proximidades de la saturación que, según los autores, puede tener una influencia considerable en la succión asociada al frente de humedad. Esta función de dos componentes se utilizaría en la generación de una fórmula de obtención del valor de la succión. Estos investigadores concluyeron que el valor del exponente en la función potencial de la curva característica puede ser aproximado de manera razonable a partir de las características texturales. En esta misma línea, Gupta y Larson (1979) elaboraron un modelo de regresión para la estimación de las curvas de retención a

partir de los datos de distribución granulométrica, porcentaje de materia orgánica y densidad aparente. Cosby et al., (1984) utilizaron un modelo estocástico basado en la relación entre las características de humedad del suelo y las propiedades físicas del mismo.

En el medio saturado, la conductividad hidráulica, K , es una función de las características intrínsecas de la matriz del suelo y de las propiedades del fluido contenido en dicho suelo. En la ZNS es también función del estado de humedad, es decir del potencial de presión. En la figura 5 se muestra la conductividad hidráulica correspondiente a tres suelos con diferente textura. Como puede verse, el valor de K decrece de manera exponencial a medida que disminuye el valor de θ .

Los poros de mayor tamaño son los más conductivos, con una conductividad relativa proporcional al cuadrado del diámetro del poro. Dichos poros son los primeros en vaciarse durante la fase de sacado. Debido a que un suelo contiene menos agua en la fase de humedecimiento que en la de secado, el valor de K , para una succión determinada, es menor en el primer caso.

Cuando el grado de saturación se aproxima al 70% del espacio disponible de poros, el flujo se asemeja al de Darcy y la conductividad hidráulica se aproxima asintóticamente a la que existe en la zona saturada (Lehr, 1988).

La conductividad hidráulica puede expresarse como función no lineal del contenido de humedad, $K(\theta)$, o del potencial matricial $K(\psi)$. Estas dos variables independientes están a su vez relacionadas por una función no lineal. La conductividad hidráulica y el potencial matricial condicionarán las características del flujo en la ZNS. Mualem (1976) propuso un modelo de predicción de la función de K , utilizando la relación θ/ψ y el valor medido de K en saturación.

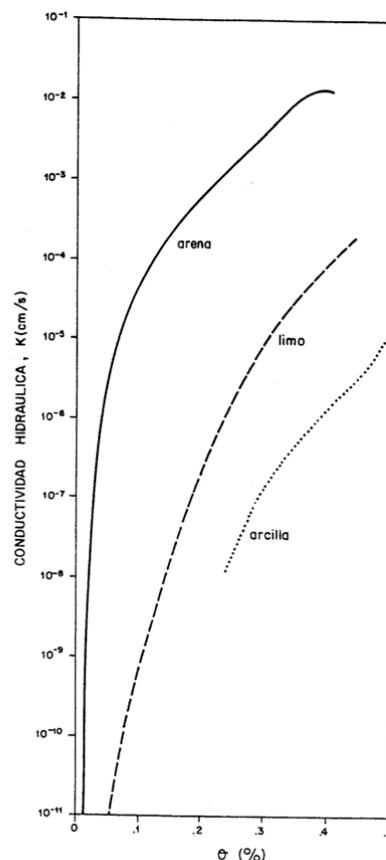


Figura 27: Representación gráfica de la conductividad hidráulica versus potencial matricial (Braester, 1972)

La relación funcional entre los distintos parámetros descritos ha sido objeto de estudio por parte de diversos autores, con objeto de hallar una formulación simplificada de la misma. Van Genutchen (1980) propuso un modelo para relacionar el potencial, h , y el contenido de humedad θ . La expresión que relaciona ambas magnitudes sería la siguiente:

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = 1 / [1 + (\alpha)^n]^m, \text{ donde } m = 1 - (1/n), \text{ y}$$

α y n : constantes empíricas.

θ : contenido de humedad en el suelo.

θ_r : humedad residual.

θ_s : contenido de humedad en saturación.

En el mismo trabajo, Van Genutchen propuso un modelo para la relación K/θ , mediante la expresión:

$$K = K_s S_e T [1 - S_e^{1/m}]^m,$$

Donde:

K_s : conductividad hidráulica en saturación.

T : parámetro empírico, usualmente se toma como valor 0,5 Campbell (1974) había propuesto una relación más sencilla.

$$K = K_s S_e T$$

En este modelo, el valor de T está en torno a 3. Según Hills et al., (1988), la ecuación de Campbell ha dado mejores resultados que la de Van Genutchen para reproducir resultados de campo. Estos autores aplicaron dichos modelos para simular la infiltración en una parcela experimental, y concluyeron que las predicciones realizadas en la modelación son muy sensibles al tipo de técnicas de laboratorio y campo utilizadas para la obtención de valores de los parámetros considerados.

En este sentido, y en lo que se refiere a la determinación de la conductividad hidráulica (y lo mismo puede aplicarse a los parámetros considerados en este análisis), el debate continúa en cuanto a las ventajas comparativas entre medidas de campo y medidas de laboratorio. Indudablemente, sólo las medidas de campo pueden reflejar las condiciones del suelo en un punto determinado en un instante dado.

Los métodos de campo han sido objeto de estudios comparativos por parte de diversos autores (EPRI, 1985; Green et al., 1986; Elrick et al., 1988).

La heterogeneidad y la anisotropía son los factores con mayor influencia en el resultado de los muestreos, por lo que se podría concluir que las medidas de campo son más fiables, incluso si los resultados en distintos puntos o momentos pueden diferir hasta algún orden de magnitud del valor "correcto" (si este valor pudiera ser obtenido). Los métodos de laboratorio representan un importante complemento y, con frecuencia, un obligado sucedáneo, de los métodos de campo (Petsonk, 1988).

La Agencia Estadounidense de Protección Medioambiental (U.S.E.P.A., 1985) estudió la cuestión de la representatividad de los parámetros del suelo obtenidos por diferentes métodos y del tratamiento estadístico de los datos obtenidos. Cosby et al., (1984) analizaron, mediante procedimientos estadísticos, las relaciones entre las características de humedad y las propiedades físicas de los suelos.

Cushman (1988) considera que las interrelaciones entre teoría, medición y heterogeneidad espacial resultan claves en el análisis de las condiciones hidráulicas en la ZNS. En su trabajo, el autor presenta diversos métodos para cuantificar la heterogeneidad e incertidumbre y se plantea una importante cuestión: ¿por qué se asume habitualmente que la conductividad hidráulica es aleatoria a escala de campo y determinística en laboratorio? La explicación sería que en laboratorio resulta más fácil el control de la

heterogeneidad y el diseño de instrumentos que minimicen las fluctuaciones en los valores de conductividad observados. La escala de observación determina si un proceso debe considerarse aleatorio o determinístico.

Conviene añadir, para concluir el análisis, que las variaciones a las que habitualmente nos referimos en el tratamiento de los procesos en la ZNS, no son solamente espaciales sino temporales: como ejemplo, en sistemas del tipo arcillas-agua- alto contenido químico orgánico, las características hidroquímicas, el grado de cementación, la floculación y, por supuesto, la magnitud de los parámetros hidráulicos, pueden presentar cambios notables en el transcurso del tiempo, dificultando la comprensión de los ya de por sí complejos procesos hidrodinámicos en la zona no saturada.

2.2.2. Relaciones Agua – Suelo - Planta

El agua es un continuo hidráulico desde el suelo hasta las hojas de las plantas, donde se evapora en los espacios intercelulares, y de aquí, por difusión a través de las estomas, pasa a la atmósfera. Las plantas constituyen un medio efectivo de transporte de agua del suelo a la atmósfera, mucho mejor que el propio suelo, ya que éste, cuando se seca en superficie es muy mal conductor de agua. Las raíces ejercen la principal resistencia al flujo del agua en estado líquido; las bajas temperaturas o la falta de oxígeno disminuyen considerablemente su conductividad hidráulica. Otro factor importante es la densidad radicular: cuando mayor es el sistema radicular de una planta tanto mayor es su conductividad hidráulica. En la figura se presentan de manera esquemática los principales elementos del continuo agua-suelo-atmósfera.

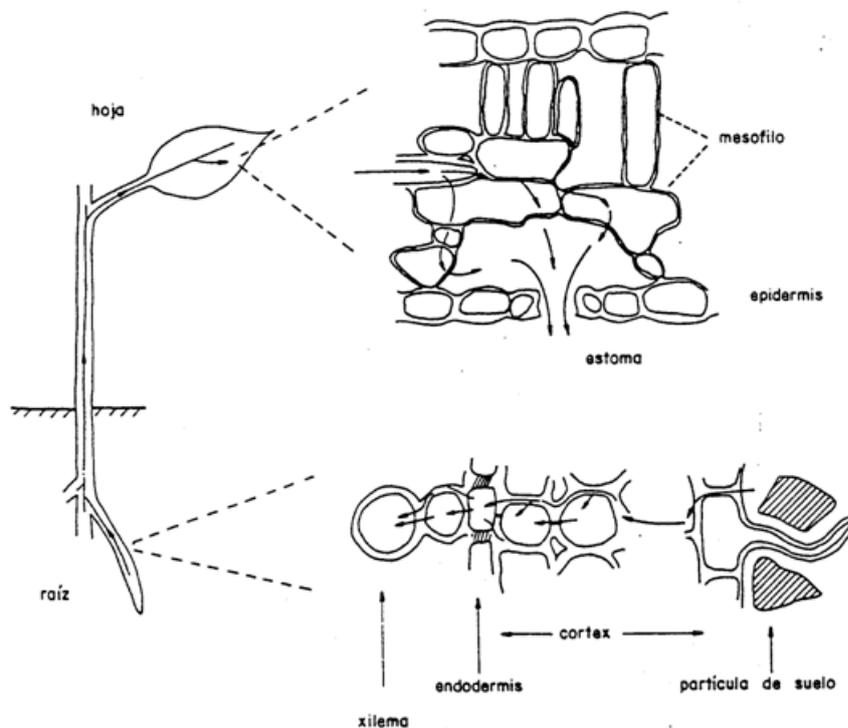


Figura 28: Principales elementos del continuo agua – suelo – atmósfera (Jones, 1983).

La atmósfera actúa como agente motor del transporte del agua en este continuo en el que el potencial hídrico va disminuyendo progresivamente; así pues, la tensión del agua en el xilema de las hojas es mayor que la tensión del agua en el que crece la planta.

2.2.2.1. Relaciones Agua - Suelo

El suelo actúa como un depósito de agua con unas características peculiares: el volumen que puede almacenar no es constante, ya que tiene pérdidas por evaporación y percolación que pueden ser relativamente independiente de las plantas. Por otra parte, la disponibilidad de esta agua para la planta depende de la cantidad que haya en el suelo y de la demanda evaporativa de la atmósfera: cuanto mayor es la demanda menor es la fracción del agua "almacenable" en el suelo que la planta puede aprovechar antes de sufrir déficit hídrico. Las propiedades de los suelos que determinan estas características de almacenamiento de agua y de conductividad hidráulica suelen representarse mediante las curvas características (figuras comentadas anteriormente). Tradicionalmente se ha considerado que la capacidad de almacenamiento de agua del suelo era una cantidad constante, igual a la diferencia del contenido entre la llamada "capacidad de campo" y el "punto de marchitez". Actualmente se considera que estos conceptos tienen un carácter más cualitativo que cuantitativo (Ahuja y Nielsen, 1990).

La curva característica de un suelo depende fundamentalmente de la distribución de frecuencia de los diferentes tamaños de los poros. La dificultad de obtener experimentalmente la relación entre el contenido de humedad del suelo y la tensión del agua, así como la conductividad hidráulica, es lo que ha provocado que se hayan propuesto fórmulas empíricas basadas en parámetros más fáciles de determinar: textura, densidad aparente y contenido en materia orgánica. Una discusión reciente sobre este tema se puede encontrar en Ahuja y Nielsen (1990).

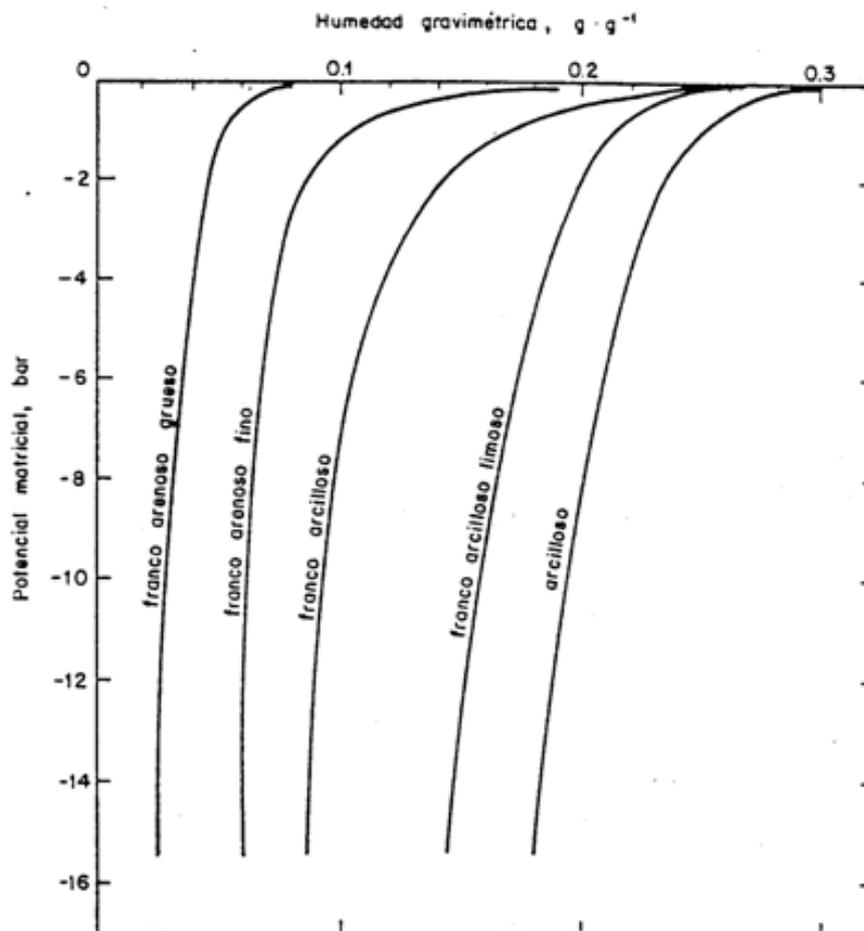


Figura 29: Relación entre contenido gravimétrico de humedad y potencial matricial (Taylor y Ashcroft, 1972).

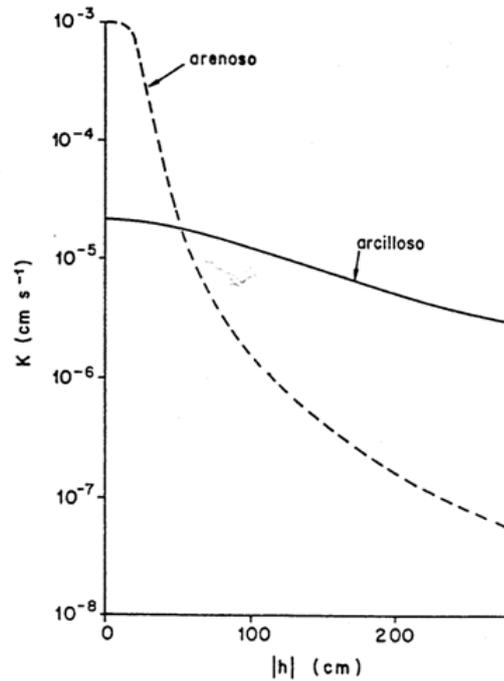


Figura 30: Relación entre conductividad hidráulica y tensión del agua (Hillel, 1982).

Uno de los principales problemas que tiene la aplicación de los principios físicos al transporte de agua y solutos en el suelo es la gran variedad espacial de algunas de las características que determinan estos procesos, comentada en el capítulo anterior. Como ejemplo, en la figura 30, se muestra la variación de la tasa de infiltración en un estudio de campo. Más información sobre la variabilidad espacial en el transporte de agua y solutos se puede encontrar en Elrick y Clothier (1990).

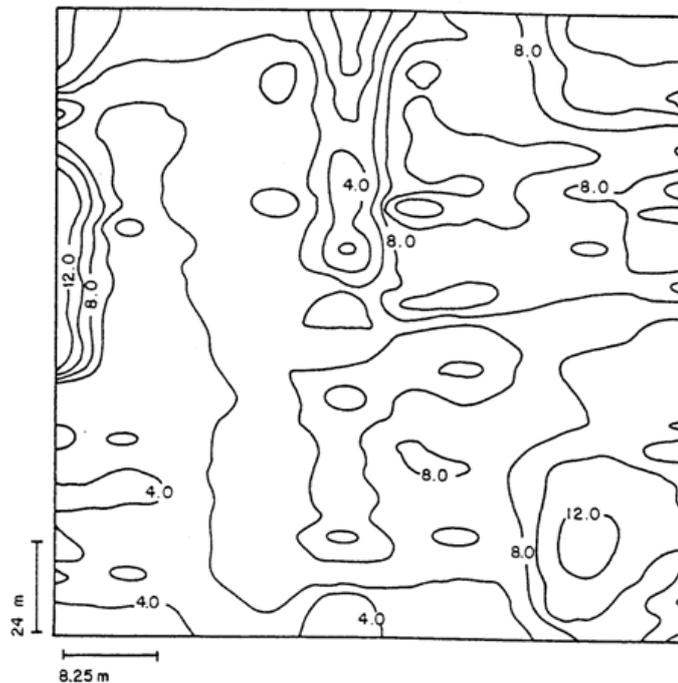


Figura 31: Mapa de isólinea de tasa de infiltración (mm/h) obtenido a partir de 1280 medidas y 800 interpolaciones mediante el método kriging (Vieira et al., 1981).

2.2.2.2. Relaciones Agua - Planta

Las plantas constituyen la principal vía de paso de agua del suelo a la atmósfera; la transpiración en un cultivo, a lo largo de todo su ciclo, puede suponer más de 2/3 de la evapotranspiración (Ritchie y Jonson, 1990). En las plantas se producen déficits hídricos (potenciales hídricos bajos) como resultado de varios factores: contenidos bajos de humedad en el suelo, resistencia hidráulica radicular elevada, altos flujos de transpiración, o cualquier combinación de éstos.

Los déficits hídricos provocan el cierre de las estomas y con ellos una reducción en la fotosíntesis y en la acumulación de biomasa. La reducción en el crecimiento es menos que proporcional a la del consumo de agua. El déficit hídrico tiene otros efectos sobre las plantas: reduce la expansión y la división celular y altera la relación raíz-tallo a favor de un mayor desarrollo radicular, así se mejora el equilibrio entre el suministro de agua por las raíces y el consumo por las hojas. Más información sobre los efectos de los déficits hídricos sobre la fisiología de las plantas se puede obtener en Bradford y Hsiao (1982).

Existe una relación entre la cantidad de agua transpirada por las plantas y su producción de materia seca; esta relación depende del tipo de planta y de la demanda evaporativa durante el crecimiento. La figura 32 muestra datos experimentales sobre la relación entre la producción de materia seca y la transpiración relativa a la evaporación de un tanque evaporímetro, esta forma de representar los datos permite eliminar la influencia de la demanda evaporativa que puede variar de unos lugares a otros o con los años para un mismo lugar.

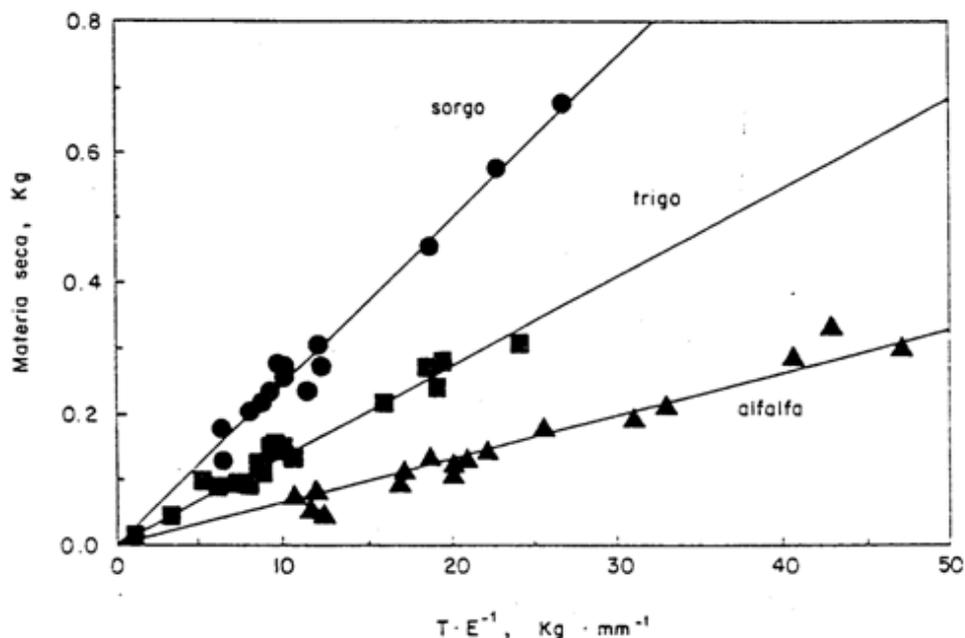


Figura 32: Relación entre materia seca acumulada y la transpiración/evaporación en tres especies cultivadas (Howell, 1990).

2.2.2.3. Balance de Agua en la Zona Radicular

En la zona radicular, para un período de tiempo dado, se cumple, por conservación de masa, la siguiente relación:

$$\text{RIEGO} + \text{LLUVIA} = \text{EVAPOTRANSPIRACION} + \text{DRENAJE} + \text{INCREMENTO HUMEDAD}$$

En esta ecuación el riego y la lluvia se consideran efectivos, es decir, descontando la escorrentía y la interceptación por las plantas, y también se ignoran los aportes o emisiones laterales de agua.

La planta juega un papel crucial dentro del balance de agua en el suelo, no sólo porque influye mucho en la evapotranspiración (que es uno de los componentes principales del balance en los suelos agrícolas) sino también porque su crecimiento, a su vez está influido por el estado hídrico del suelo. La figura que se adjunta representa esquemáticamente las principales interacciones entre los diferentes elementos implicados en el balance de agua en la zona radicular.



Figura 33: Relaciones entre los principales componentes del balance de agua del suelo en la zona radicular.

1. Riego

El agua aplicada en el riego se puede medir empleando aforadores instalados en las acequias de riego (Bos et al., 1984) o bien mediante molinete o por el método de dilución; estos dos últimos métodos son adecuados para medidas puntuales. En los riegos localizados contadores instalados en las tuberías de riego.

La eficiencia de riego se define como el cociente entre el agua evapotranspirada por el cultivo y el agua aplicada (riego + lluvia). Esta eficiencia es importante cuando consideramos la influencia que el riego puede tener en la contaminación de acuíferos. En los sistemas de riego por gravedad (tablares, surcos, etc.) las eficiencias que suelen obtenerse son variables dependiendo de los suelos, dimensiones de las parcelas y caudales de riego, pero suelen estar entre el 40-60 %, aunque con un manejo cuidadoso pueden obtenerse valores del 60-70 % (Castel et al., 1987). Los riegos localizados y por aspersión permiten, con un buen manejo, obtener eficiencias de riego del 70-80 %.

La uniformidad de aplicación del agua en el campo es otro factor importante a tener en cuenta al estimar el drenaje profundo en parcelas agrícolas. Los sistemas de riego por aspersión y goteo permiten, en general, obtener mayor uniformidad de aplicación que los riegos por gravedad. En la figura 34 se presentan los datos obtenidos por Castel et al., (1989) en un huerto de cítricos regado por tablares; se puede observar que la infiltración al final del tablar fue bastante mayor que al principio. En los riegos localizados, el suelo no determina la distribución del agua en toda la parcela, sino que es el diseño y los componentes de la instalación los que en mayor grado influyen en la uniformidad recomendados por IRYDA para instalaciones de riego localizados son cercanos al 90 %, sin embargo, una evaluación de 28 instalaciones de riego localizado en cítricos, en la Comunidad Valenciana, encontró el coeficiente de uniformidad medio fue del

62 % (Castel, 1985). Valores similares encontraron Rodrigo y Hernández (1985) en instalaciones de riego localizadas en platanera en Tenerife.

Para sistemas de riego por aspersión, fijos o móviles, la Uniformidad de Distribución, $UD = 100$ (media infiltración del 25 % de los puntos de menor infiltración)/ (media de infiltración), oscila entre el 70-90 % dependiendo del diseño de la instalación y del viento en el momento del riego (Trjuelo et al., 1991; Faci y Becero, 1989 y 1990).

2. Lluvia

La lluvia es un componente del balance de agua que resulta fácil de medir, y cuyos errores suelen considerarse de poca importancia, en comparación con la incertidumbre en la medida de otros componentes del balance, en áreas de clima mediterráneo y con agricultura de regadío.

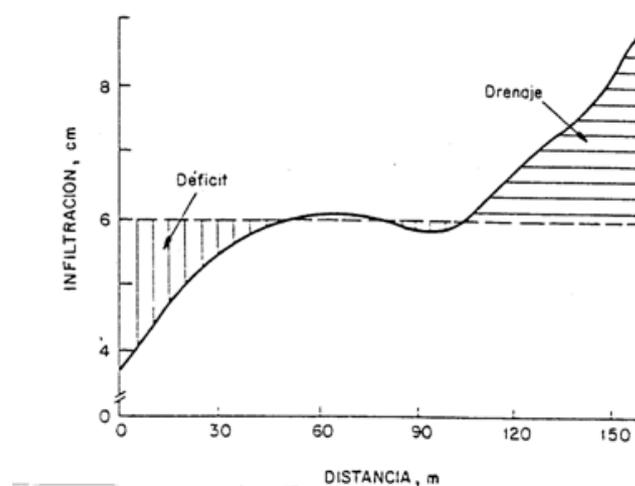


Figura 34: Distribución típica del agua a lo largo de un tablar de riego a manta (Castel et al., 1989).

En la figura 34, las áreas rayadas indican las zonas de déficit o exceso en relación a una capacidad de almacenamiento de la zona radicular de 60 mm de agua (según Castel et al., 1989). Un problema en zonas donde las lluvias son pequeñas y frecuentes es la estimación de la lluvia efectiva, ya que una parte no despreciable de la lluvia puede ser interceptada por las plantas y no llegar a infiltrarse; en zonas de lluvias intensas, la dificultad de cálculo de la lluvia efectiva está en que se necesita medir la escorrentía superficial.

La predicción de la escorrentía no resulta fácil, ya que depende de la intensidad y duración de la lluvia, del estado de humedad del suelo y de la pendiente y microtopografía del suelo. Patwardhan et al., 1990 efectuaron una evaluación de dos métodos de predicción de lluvia efectiva, utilizados frecuentemente en EEUU (uno de ellos por Soil Conservation Service) y concluyeron que un modelo relativamente sencillo de balance de agua en el suelo dio mejores predicciones que los dos métodos evaluados. También hay que tener en cuenta, cuando se emplean datos de lluvia obtenidos en sitios no muy próximos a las parcelas de estudio, que en ocasiones hay diferencias importantes de precipitación en zonas distantes unos pocos kilómetros.

3. Evapotranspiración

La evapotranspiración comprende las pérdidas de agua a la atmósfera a través de las plantas (transpiración) y de la superficie del suelo (evaporación).

La evapotranspiración de un cultivo depende básicamente de las condiciones climáticas (radiación, temperatura, humedad del aire y viento) y del estado de desarrollo del cultivo, ya que éste determina la

proporción de radiación interceptada por las plantas y la conductancia foliar al vapor de agua. La demanda evaporativa o componente climático de la evapotranspiración se ha intentado evaluar a través de la llamada evapotranspiración de referencia (ET₀) que antes solía denominarse "evapotranspiración potencial" (ETP).

ET₀ se define como la tasa de evapotranspiración de una cubierta extensa de una gramínea de unos 8-15 cm de altura, con crecimiento activo, sombreando totalmente el suelo y con suministro adecuado de agua en el suelo (Doorenbos y Pruitt, 1984). Durante los últimos 10-15 años una de las formas más frecuentes de estimar ET₀, cuando se disponían de los datos climáticos básicos citados, era el empleo de la fórmula de Penman modificada (Doorenbos y Pret, 1984). Una comparación reciente de diversas fórmulas de cálculo de ET₀ empleando datos de 11 lisímetros en diversos países, concluyó que el método de Penman-monteith era el mejor (Allen et al., 1989). Estos mismos autores encontraron que las estimas con el método de Penman modificado por la FAO (Doorenbos y Pruitt, 1984) sobreestimaban ET₀ en un 15-20 % en la mayoría de los casos.

Una vez determinada la ET₀, para estimar la ET de un cultivo hay que aplicar la relación: $ET = K_c * ET_0$, donde K_c es un coeficiente de cultivo que depende del cultivo y del estado de desarrollo del mismo. Valores de este coeficiente para diferentes cultivos a lo largo de su ciclo de desarrollo se pueden encontrar en Doorenbos y Pruitt (1984) y Stewart y Nielsen (1990). La figura, presenta esquemáticamente la variación del coeficiente K_c para un cultivo herbáceo a lo largo de las diferentes fases de su ciclo vegetativo. La línea continua representa K_c suponiendo que la superficie del suelo está seca. Los picos (línea discontinua) indican los incrementos en K_c , como consecuencia del humedecimiento de la superficie del suelo por los riegos (flechas).

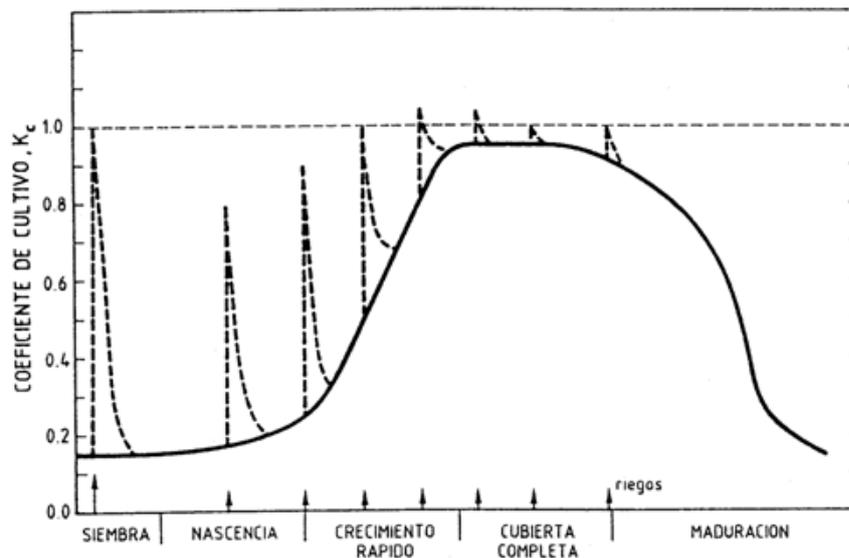


Figura 35: Curva de cultivo, K_c , para cultivos herbáceos anuales.

Los valores de K_c en las diferentes fases del ciclo vegetativo de los principales cultivos se pueden encontrar en Doorenbos y Kassam (1979) y en Stewart y Nielsen (1990).

El contenido total de agua por los cultivos depende, por tanto, del clima durante un periodo vegetativo. Así pues, en un clima más seco y cálido un cultivo determinado tendrá un uso consuntivo de agua mayor que en un clima húmedo. En la publicación de Doorenbos y Pruitt (1984) se pueden encontrar datos aproximados de consumo de agua por los diferentes cultivos, y en la tabla adjunta se presenta el rango de valores para unos cuantos de ellos.

Tabla 3: Valores aproximados del consumo de agua (RT) por diferentes cultivos (Dorenbos y Kassam, 1979).

Cultivo	Duración (días)	ET (mm)	Cultivo	Duración (días)	RT (mm)
Alfalfa	100-365	800-1600	Pimiento	120 - 150	600 - 900
Algodón	150 - 180	700 - 1300	Remolacha	160 – 200	550 - 750
Arroz	90 - 150	250 - 700	Sandía	80 – 110	400 - 600
Cebolla	100 – 140 b	250 - 550	Soja	100 – 130	450 - 700
Cítricos	365 a	900 - 1200	Sorgo	100 - 140	450 - 650
Col	100 – 150	380 - 500	Tabaco	90 – 120 c	400 - 600
Girasol	90 – 130	600 - 1000	Tomate	90 – 140 b	400 - 600
Maíz	100 – 140	500 - 800	Trigo (invierno)	180 – 250	450 - 650
Patata	100 - 150	500 - 700	Vid	180 – 270	500 - 1200

Nota: a: en cultivos perennes la ET corresponde a todo un año; b: sin incluir los 30 – 35 de plantel y c: sin incluir los 40 - 60 de plantel.

4. Drenaje Profundo

Este componente del balance de agua en el suelo es el más difícil de medir en parcelas agrícolas. En general, su estimación se hace de una manera indirecta, utilizando todos los demás componentes del balance. En trabajos de investigación se puede estimar el drenaje basándose en medidas de conductividad hidráulica y gradientes de potencial hidráulico, pero la gran incertidumbre de estas variables hace poco practicable este método (Biggar y Nielsen, 1976). Una manera más sencilla de estimar el drenaje por debajo de la zona radicular es el balance de cloruros. Este método, descrito por Pratt et al., 1978 fue evaluado por Ramos (1988) para estimar la lixiviación de nitratos.

5. Drenaje de Humedad en el Suelo

En agricultura de regadío, para períodos de un año o más, los cambios de humedad del suelo en la zona radicular representan un término de poca importancia en el balance de agua del suelo.

2.3. ECUACIONES DE FLUJO Y TRANSPORTE DE MASA EN LA ZONA NO SATURADA

Tradicionalmente, el estudio de la contaminación de las aguas subterráneas se ha limitado a la zona saturada del terreno. Sin embargo, la zona no saturada constituye una barrera natural contra la degradación de la calidad de las aguas subterráneas gracias a su potencial de atenuación del avance e intensidad del proceso contaminante.

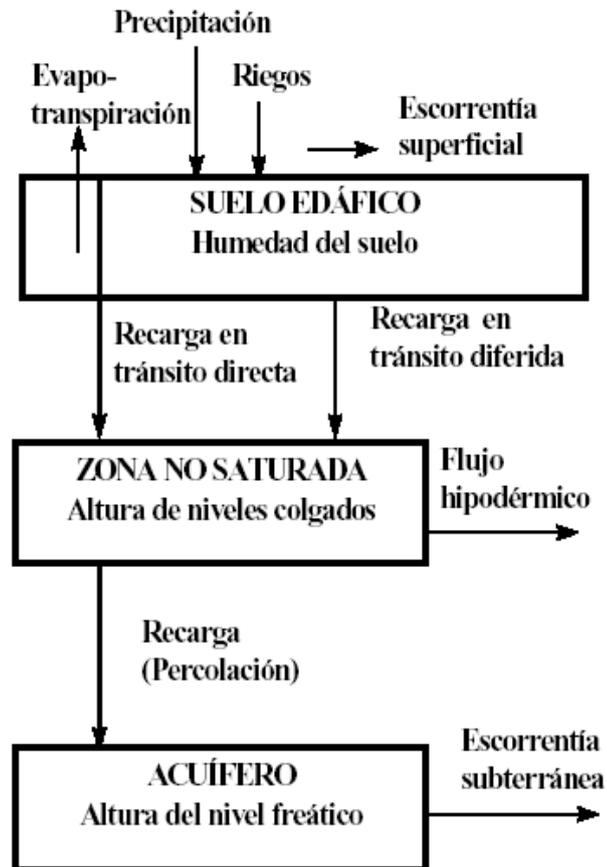


Ilustración 5: Representación esquemática del balance de agua en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero, con los principales procesos que tienen lugar.

Como ya es conocido, la zona no saturada, (ZNS) está formada por la porción de terreno situada entre la superficie del suelo y la superficie piezométrica, constituyendo la zona de transición entre las fases superficial y subterránea del ciclo hidrológico. En esta parte del terreno, el contenido en agua es menor que la porosidad del suelo, presentando en consecuencia propiedades y funcionamiento que la distinguen notoriamente, de los acuíferos.

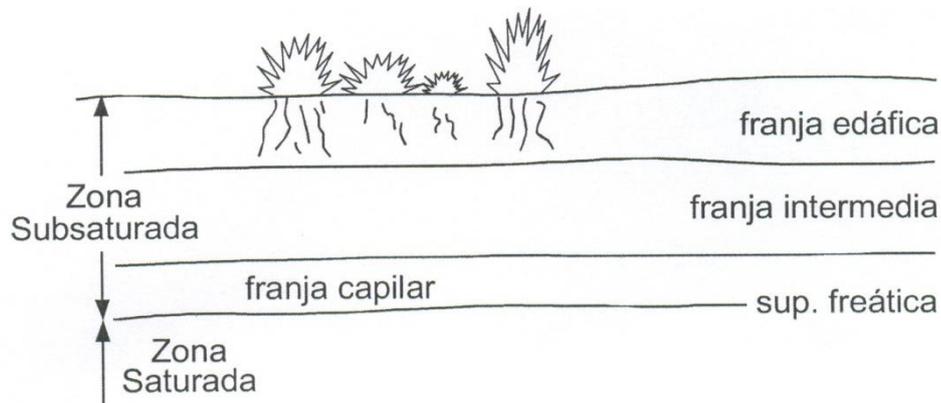


Figura 36: Zona No saturada y zona saturada en el perfil del suelo.

El estudio de la ZNS ha sido objeto de atención para fines agrícolas, aunque siempre bajo el punto de vista de producción y rendimiento de las cosechas y consecuentemente, limitado a la zona comprendida entre la superficie y la zona radicular. Los hidrogeólogos por su parte, consideran que representa una fuente de aportes para la zona saturada, sin haber incidido mucho en su estudio hasta los años más recientes. Sin embargo, es una zona de gran interés desde el punto de vista hidrogeológico. A través de esta zona, los compuestos líquidos o en fase vapor se atenúan y transforman a medida que circulan por su interior, y su circulación va a estar muy condicionada por sus propiedades y comportamiento hidráulico.

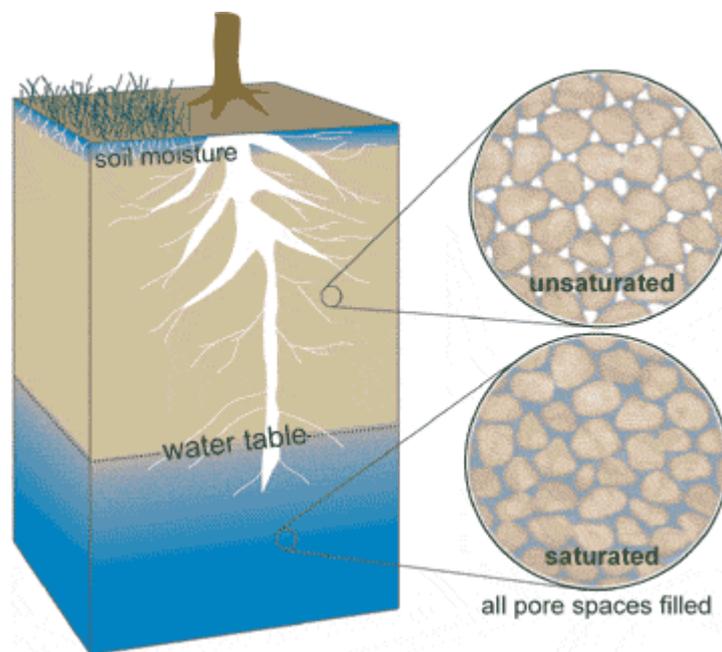


Figura 37: Distribución del agua en el suelo. Zona No saturada y zona saturada en el perfil del suelo.

Según la distribución vertical de agua observable en un momento determinado, el perfil del suelo en profundidad puede subdividirse en tres zonas diferenciadas: zona superior o de aireación; franja capilar y zona de saturación.

La zona de saturación es aquella en que el agua rellena todos los poros de la roca y constituye los acuíferos. En la zona de aireación se sitúa el suelo vegetal y se caracteriza por una importante actividad biológica a causa de las raíces de las plantas y los microorganismos presentes en el terreno. Debido a estos factores y a los procesos químico-físicos que tiene lugar, la porosidad y permeabilidad suelen ser mayores que en los estratos infrayacentes.

La franja capilar constituye la zona inferior de la ZNS, directamente en contacto con la superficie piezométrica en condiciones de saturación. Esta zona tiene un espesor reducido y su límite superior está constituido por una superficie discontinua. Entre estas dos subzonas, se sitúa una intermedia de espesor extremadamente variable no afectada por las raíces de las plantas donde el flujo se caracteriza por una tensión o succión y presenta un sentido ascendente o descendente según las condiciones de humedad imperantes en el suelo. Es donde tienen lugar los procesos más activos de modificación de la calidad del agua que se infiltra.

En el medio no saturado las condiciones y rango de aplicación de la ley de Darcy presentan una mayor complejidad que en régimen saturado. La unidimensionalidad del flujo no se cumple frecuentemente debido a la existencia de flujos preferentes que condicionan en muchos casos el avance del frente de humedad.

La existencia de zonas de circulación preferencial (macroporos, mayor conductividad hidráulica) configuran un medio hidráulico similar al de las fracturas donde el agua circula en episodios lluviosos cuando la tasa de infiltración a través de la matriz del suelo es menor que la tasa de infiltración en superficie. Los macroporos se vacían con anterioridad a los poros del terreno y el aire que ha pasado a ocupar los conductos o canales constituye una barrera a la continuidad del flujo. Aunque el flujo a través de macroporos tiene un efecto notable en la magnitud de la infiltración, su implicación más importante es la de acelerar el movimiento de sustancias contaminantes.

Además de estos flujos, cabe mencionar la existencia ocasional de flujos rápidos de influencia gravitacional a través de zonas preferentes en niveles de granulometría gruesa y por otra parte la aparición de flujos de desarrollo lateral (EPRI, 1985). Diversas experiencias muestran que los flujos preferenciales se localizan frecuentemente en zonas donde antes hubo raíces.

En la ZNS los potenciales matricial o de tensión y gravitacional se consideran los únicos condicionantes de los procesos hidrodinámicos, siendo el potencial total:

$$\Phi = h = h_m + Z$$

Según la ley de Darcy, el vector velocidad de flujo (q) viene dado por:

$$q = -K\nabla\Phi \quad (\nabla\Phi \text{ gradiente de potencial})$$

Siendo el flujo unidimensional vertical en condiciones de isotropía

$$q = -K\nabla\left(\frac{\partial h_m}{\partial z} + 1\right)$$

La ley de la continuidad de flujo o de conservación de la masa establece que la variación en el almacenamiento de agua en un volumen unitario de acuífero es igual a la divergencia del flujo:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\text{div}q$$

de la combinación de ésta con la ecuación del flujo unidimensional, se obtiene lo que se conoce como ecuación de Richards (1931)

$$C(\Psi)\frac{\partial\Psi}{\partial t} = \nabla[K\nabla(\Psi - Z)]$$

siendo,

ψ = succión (= - h_m)

$C(\psi)$ = capacidad específica del medio no saturado.

$$C = \frac{\partial\theta}{\partial h_m} = -\frac{\partial\theta}{\partial\Psi} \quad \text{pendiente curva succión/humedad}$$

Aunque existen otras formulaciones alternativas, la ecuación de Richards es habitualmente utilizada en los estudios de flujo en la ZNS. Sin embargo, la presencia de flujos preferenciales, variabilidad espacial de la

conductividad hidráulica, presencia de macroporos, habituales en dicho medio no son contemplados al presumir en el desarrollo de la ecuación la unidimensionalidad del flujo.

Los mecanismos de transporte fundamentales son al igual que en el medio saturado la advección, difusión molecular y dispersión, definidos perfectamente en cualquier texto de hidrología subterránea. Sin embargo, son también muy importantes los procesos de pérdida o ganancia de solutos como resultado de reacciones bioquímicas o radiactivas (denominados fuente-sumidero) que pueden afectar a la concentración, retardo en su aparición y transporte de un soluto.

Estos procesos tienen especial efecto en la concentración de los solutos y pueden ser debidos a diversas causas dependiendo de las características del soluto. Se pueden agrupar en las siguientes categorías: adsorción-desorción, ácido-base, solución-precipitación, oxidación-reducción, formación de complejos y microbiológicos (Chappelle, 1995). Una descripción detallada de todos los procesos citados anteriormente se escapa de los objetivos del presente trabajo, por lo que se incidirá especialmente en los procesos más importantes en el transporte de plaguicidas y otros compuestos que de tipo orgánico.

La ecuación se obtiene a partir de la ecuación de la continuidad de masa (Bear, 1972).

$$\rho_a \frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial \theta c}{\partial t} = -\nabla \cdot (F_A + F_D + F_H) + R + c^*$$

Siendo

FA: advección

FD: difusión molecular

FH: dispersión hidrodinámica

c*: concentración del término fuente/sumidero

R: término fuente/sumidero correspondientes a las reacciones químicas del soluto con otras sustancias.

El transporte de masa por el medio no saturado requiere la resolución simultánea de la ecuación del flujo no saturado y la de transporte de solutos. Existen un gran número de programas para su resolución en una dimensión, siendo algo menor para varias dimensiones. La mayoría de estos programas contemplan reacciones de adsorción e intercambio suponiendo equilibrio y trabajan con curvas isotermas de tipo lineal.

Es de destacar que con el objeto de evaluar el poder contaminante de un compuesto se han establecido diversos índices de riesgo potencial de contaminación basados fundamentalmente en aproximaciones empíricas (GUS, Gustafson, 1989), o en modelos de transporte (Rao et al., 1985; Jury et al., 1987). El objetivo fundamental es clasificar a los plaguicidas en lixiviables o no lixiviables en función de los parámetros conocidos, como el Koc, $t_{1/2}$, factor de retardo y factor de atenuación. Estos dos últimos términos derivados de la simplificación de la ecuación de transporte.

Es importante remarcar que estos índices son tan solo herramientas para clasificar los plaguicidas en función de su relativo potencial de contaminación, no predicen el tiempo de tránsito o la atenuación.

2.3.1. Comportamiento de los Plaguicidas en la Zona No Saturada

En general, y debido a que los plaguicidas se aplican comúnmente de forma difusa, su paso a las aguas se realiza con una dilución importante dando concentraciones finales bajas, salvo en el caso de vertidos accidentales, aplicaciones directas del plaguicida sobre el agua o en algunos casos, por efectos acumulativos de la concentración de los productos o gran vulnerabilidad de los acuíferos. El movimiento de estos compuestos está condicionado por las características de la ZNS y evidentemente el tipo de compuesto aplicado.

El potencial que presenta una masa de plaguicida aplicada en superficie para infiltrarse a través del suelo y desplazarse en profundidad, con riesgo de alcanzar en algunos casos la zona saturada, está en función de una serie de condicionantes, que básicamente son:

- ✓ Características físico-químicas del compuesto orgánico, tales como su solubilidad en agua, su capacidad de adsorción en el suelo, volatilidad y periodo de semidegradación.
- ✓ Características del suelo, como la capacidad de adsorción, de degradación y de transformación del mismo.
- ✓ Condiciones de manejo y aplicación del plaguicida, así como régimen de riego.
- ✓ Condiciones climáticas, tales como régimen de lluvias y ETP que atenúan o potencian las características propias del plaguicida.

Se podrían considerar como principales procesos que afectan a la evolución de los plaguicidas en la zona no saturada los siguientes:

- a) Solubilidad en agua.
- b) Adsorción en el suelo.
- c) Volatilización.
- d) Persistencia en el suelo y degradación.
- e) Otros factores.

a. Solubilidad en agua

Suele expresarse como la concentración de la solución saturada que está en equilibrio con un exceso de soluto. Este equilibrio depende del balance entre las fuerzas de unión entre las moléculas en el sólido y la capacidad de solvatación de cada disolvente. El transporte del contaminante desde la superficie del terreno hasta la zona saturada del acuífero se realiza mediante el agua de infiltración. Para determinados productos la solubilidad en agua está íntimamente relacionada con la movilidad del compuesto, de forma que cuanto mayor es la solubilidad, mayor es también la movilidad. En general se admite que cuando la solubilidad es mayor de 30 mg/L existe un riesgo potencial de que el plaguicida alcance el agua subterránea.

En los estudios sobre el transporte de plaguicidas a través del suelo, se utiliza el llamado coeficiente de reparto octanol/agua (K_{ow}). A partir de relaciones empíricas entre la solubilidad en agua y el coeficiente de reparto octanol/agua (K_{ow}) se puede obtener la solubilidad de sustancias orgánicas no polares. El coeficiente K_{ow} y la solubilidad (S) se relacionan mediante la ecuación:

$$\log K_{ow} = 5 - 0,670 \log S$$

donde S está expresado en mmol/L.

b. Adsorción/desorción en el suelo

El fenómeno de adsorción/desorción tiene un papel preponderante en los procesos que afectan a las concentraciones de plaguicidas en la fase acuosa. La adsorción es la tendencia de un elemento o compuesto a ser retenido por las capas superficiales de los minerales que están en contacto con él.

La desorción se refiere al proceso inverso. A estos dos procesos se les denomina sorción. La adsorción es la tendencia de un elemento o compuesto a ser retenido por las capas superficiales de los minerales que están en contacto con él.

Cuando la adsorción es suficientemente rápida en relación con otros procesos, se puede suponer que existe equilibrio entre la concentración del soluto en disolución y en la fase sólida. En una primera aproximación, si se asume que la concentración adsorbida en el suelo está relacionada de forma lineal con la concentración en la fase acuosa, se denomina coeficiente de distribución o de reparto (K_d) a la relación entre la concentración del plaguicida en el suelo, C_s (mg/g), y la concentración del mismo en agua, C_a (mg/cm³). Se obtiene en laboratorio mediante los denominados ensayos de tipo batch.

$$K_d = C_s \frac{\rho_a}{C_a}$$

C_a es la densidad aparente del suelo (g/cm³). Mediante esta relación se obtiene un valor adimensional que permite comparar la adsorción de distintos compuestos.

La relación gráfica entre soluto adsorbido respecto a concentración en la solución (y sus expresiones matemáticas equivalentes) se denomina isoterma de adsorción. Este término se deriva del hecho de que los experimentos de adsorción se realizan habitualmente a temperatura constante. Para concentraciones bajas o moderadas, la adsorción puede definirse mediante la isoterma de adsorción Freundlich:

$$\log (x/m) = \log K + \frac{1}{n} \log C$$

siendo K y n características del sistema plaguicida-adsorbente a una temperatura determinada. Un estudio detallado sobre los diversos tipos de isotermas de adsorción puede encontrarse en Helfferich (1962).

El coeficiente de adsorción o reparto de un plaguicida en el suelo (K_d) varía enormemente de un suelo a otro. A efectos de reducir la variabilidad, algunos autores (Yaron et al., 1985) lo expresan en relación al factor de reparto en carbono orgánico. Este factor se define como:

$$K_{oc} = K \times 100\% \text{ carbono orgánico}$$

siendo K la constante empírica de la isoterma de Freundlich.

El efecto fundamental de la adsorción es el producir un retardo del movimiento del compuesto químico adsorbido respecto a la velocidad lineal del agua a través de la zona no saturada.

c. Volatilización

Depende fundamentalmente de la presión de vapor del compuesto y está fuertemente influenciada por las condiciones ambientales. La volatilización es la principal causa de pérdida de plaguicidas desde el suelo. Las mayores pérdidas por volatilización se producen en el periodo inmediatamente posterior a la aplicación del plaguicida. Sin embargo también pueden ser significativas las pérdidas lentas pero continuas en ambientes secos, como ocurre en países áridos. Una elevada solubilidad en agua puede hacer que los compuestos con altas presiones de vapor permanezcan en el suelo, especialmente cuando son aplicados antes del riego o de una lluvia. La volatilidad acuosa de un compuesto viene definida por la constante de Henry, que se determina dividiendo la presión de vapor por la concentración del producto. Según el valor de la constante de Henry (H_c), los compuestos se clasifican en tres clases:

1. Volatilidad elevada: $H_c > 1300 \text{ at/mol/m}^3$
2. Volatilidad media: $13 < H_c < 1300 \text{ at/mol/m}^3$
3. Volatilidad baja: $H_c < 13 \text{ at/mol/m}^3$

d. Persistencia en el suelo y degradación

La persistencia de un plaguicida en el suelo se define como el tiempo que se requiere para que su concentración se reduzca a la mitad; a menudo se ha denominado también "vida mitad" o "periodo de semidegradación". La degradación suele ser química o biológica y cuando los procesos y productos de degradación son similares, es muy difícil distinguir las reacciones puramente químicas de las gobernadas por la actividad microbiana.

La estabilidad en el suelo o persistencia depende de una serie de factores entre los que se encuentran el tipo de preparado, el modo de aplicación, las condiciones climáticas, evaporación, el tipo de plantas a las que se aplica el plaguicida y algunos procesos de descomposición que conducen a la degradación química, en particular la hidrólisis y la fotólisis, así como la transformación microbiana. Cuando un plaguicida resiste estos procesos de descomposición microbiana y además no se evapora, será muy persistente, tendrá un periodo de semidegradación muy largo y un alto potencial para contaminar las aguas subterráneas. Esto es particularmente cierto si el mismo plaguicida es altamente soluble en agua y no se adsorbe a las partículas del suelo. La resistencia de los plaguicidas a la degradación es función de la estructura molecular. Los plaguicidas menos resistentes son los organofosforados (entre los que se incluye glifosato), siendo los más resistentes los organoclorados. En general, los plaguicidas con vidas medias superiores a 2-3 semanas deben ser cuidadosamente evaluados de cara a la posibilidad de que puedan contaminar los acuíferos.

a) Biodegradación: La biodegradación puede ser definida como cualquier transformación estructural en el compuesto original inducida biológicamente y de tal manera que cambie la integridad de la molécula (Scow, 1982). Depende del tipo de suelo, del pH, del contenido de agua y de la temperatura. Según sea el compuesto y/o el factor dominante, tendremos una reacción oxidante, reductora, hidrolizadora o de polimerización (Hill, 1978 en Yaron et al., 1985):

b) Degradación química: Armstrong y Conrad (1974) consideran como más importante las reacciones de hidrólisis, las de origen fotoquímico y las de oxidación. Esta distribución está de acuerdo con Yaron et al. (1985):

- La hidrólisis es la disociación de los compuestos orgánicos en presencia de agua. Es con mucho la reacción más importante que les sucede. La presencia de superficies catalizadoras en el suelo tales como minerales de las arcillas o los ácidos fúlvicos en el complejo de la materia orgánica del suelo puede ayudar dando lugar a reacciones de hidrólisis.
- La oxidación suele ser inducida inicialmente por procesos biológicos por lo que no debe considerarse propiamente un proceso químico (Yaron et al, 1985).
- La descomposición fotoquímica es una de las vías de degradación de los plaguicidas cuando estos son aplicados sobre la superficie del terreno, estando inducida principalmente por los rayos ultravioletas de la radiación solar.

e. Otros factores que afectan al transporte

a) Condiciones climatológicas y ambientales: El grado y extensión en que un plaguicida puede infiltrarse a través del suelo hacia las aguas subterráneas depende en gran parte de factores climáticos y ambientales externos:

- ✓ La temperatura elevada provoca una mayor tasa de volatilización de las sustancias; además, a temperaturas elevadas, la actividad bacteriana se incrementa aumentando con ello la inactivación de plaguicidas.

- ✓ La lluvia puede actuar eliminando el plaguicida del lugar donde fue aplicado por procesos de escorrentía superficial, o bien, facilitando la infiltración hacia el subsuelo. Hay varios factores que determinan la importancia y el tipo de movimiento que va a sufrir el plaguicida. En primer lugar, no todo el compuesto está disponible para moverse, al depender fundamentalmente del modo de aplicación del plaguicida (polvo mojable, solución acuosa, etc.) y de su solubilidad. En segundo lugar, procesos intermedios tales como la persistencia del compuesto (degradación) en el sistema suelo/agua, la interacción del compuesto con partículas minerales y orgánicas del suelo (sorción) y la asimilación por las plantas influyen significativamente en la cantidad de plaguicida que queda disponible para el transporte.
- ✓ El riego, al igual que la lluvia, incrementa el grado de lixiviación y disminuye la cantidad de plaguicida que se volatiliza desde el suelo; su exceso puede introducir los contaminantes directamente en el acuífero.
- ✓ La velocidad y el régimen de vientos pueden favorecer la pérdida de plaguicida por dispersión en el aire, lo cual dependerá en gran medida de la capacidad de volatilización del plaguicida.
- ✓ En cuanto a la incorporación del plaguicida a la biomasa de las plantas, éstas no sólo degradan este tipo de compuestos, sino que también participan en su transporte. Si el plaguicida no se degrada una vez incorporado a la biomasa de la planta, puede ascender a través de la cadena trófica cuando la planta es consumida o puede ser devuelto al suelo cuando la misma muere.

b) Topografía: Cuando los plaguicidas son incorporados a suelos que ocupan lugares llanos, la probabilidad de que se infiltren hacia capas profundas y lleguen a alcanzar el agua subterránea es mayor que cuando lo son en suelos con pendiente, ya que en este último caso se hacen más patentes los procesos de escorrentía superficial, con el consiguiente lavado de estos compuestos.

c) Condiciones del sistema acuífero: Se han comentado anteriormente los factores relativos a las características del suelo y de los plaguicidas que afectan a su movimiento y transporte hacia los acuíferos. Además, la evaluación de la contaminación potencial de las aguas subterráneas debe incluir aquellas características de los sistemas que influyan en los mecanismos químicos, físicos y biológicos que afectan a los contaminantes y por lo tanto, a la degradación de dicho sistema acuífero. Los factores de los sistemas acuíferos que juegan un papel más importante en la contaminación potencial de los mismos por plaguicidas son:

- ✓ Profundidad del nivel del agua subterránea. A mayor profundidad, el plaguicida tarda más tiempo en alcanzarla y será más factible su degradación.
- ✓ Recarga que recibe el acuífero. Cuanto mayor sea la recarga, mayor será el arrastre de plaguicida hacia el acuífero.
- ✓ Permeabilidad. Cuanto menor sea la permeabilidad, y por tanto la transmisividad hidráulica, menor será la velocidad del flujo de agua y, por lo tanto, mayor el tiempo de que dispone el plaguicida para degradarse antes de alcanzar el nivel freático.
- ✓ Tipo de material por el que se está moviendo el flujo de agua, principalmente el contenido de arcillas y materia orgánica, por su influencia en la adsorción de plaguicida.

d) Métodos de aplicación: Junto con las propiedades del suelo y de los compuestos químicos, las prácticas agrícolas y en especial las condiciones y métodos de aplicación de los plaguicidas, son un factor determinante del comportamiento de los contaminantes en el suelo. La "tasa de aplicación", indicativa de cuanto producto y con qué frecuencia es aplicado, determina de forma directa la cantidad de plaguicida

que llega al acuífero. Al aplicar el plaguicida se trata de extender una mínima cantidad de materia activa sobre una gran superficie de forma homogénea y afectando en la menor medida posible a las áreas limítrofes. Para conseguir estos objetivos se han diseñado una gran variedad de formulaciones y formas de aplicación que tendrán una influencia directa en los procesos de contaminación del agua subterránea.

e) Método y régimen de aplicación de riego: En cultivos de regadío, el comportamiento de los plaguicidas aplicados previamente al riego está definido, además de por las características del suelo, por el régimen de riegos: método, cantidad y frecuencia (Yaron et al. 1985). El método de aplicación de riego afecta a la distribución espacial del plaguicida, ya que pueden generarse pequeñas escorrentías superficial, más o menos importantes según los casos, que podrán alterar el grado de homogeneidad inicial conseguido en la distribución en superficie del compuesto, generándose zonas con mayor acumulación de plaguicida que otras. La cantidad de agua aplicada y la frecuencia de los riegos, controlan la alternancia de condiciones aeróbicas-anaeróbicas que se generan en los primeros centímetros de suelo, lo cual también va a influir en los procesos de degradación. Además de afectar a su degradación, los ciclos alternantes de secado-humedecimiento inducidos por el regadío traen como consecuencia una concentración del plaguicida en la parte superior del suelo después de su desplazamiento inicial en profundidad (McDonald et al., 1976 en Yaron et al., 1985).

2.3.2. Distribución de Agua Subterránea y transporte de contaminantes

Los perfiles naturales del suelo atenúan activamente muchos, aunque no todos, los contaminantes del agua. Estos han sido reconocidos por mucho tiempo como un sistema potencialmente efectivo para la disposición segura de excretas humanas y aguas residuales domésticas. En menor grado, los procesos de atenuación continúan a mayor profundidad, especialmente donde hay sedimentos no consolidados (Foster, et al., 1991).

Adicionalmente, la dispersión hidrodinámica que acompaña al flujo de aguas subterráneas resulta en dilución de los contaminantes persistentes y móviles, especialmente en la zona saturada de los acuíferos (Figura 38). Habrá mezcla y más dilución en pozos de producción ya que, por lo general, éstos interceptan o inducen flujo de agua subterránea a varias profundidades y direcciones, y no todos ellos estarán contaminados.

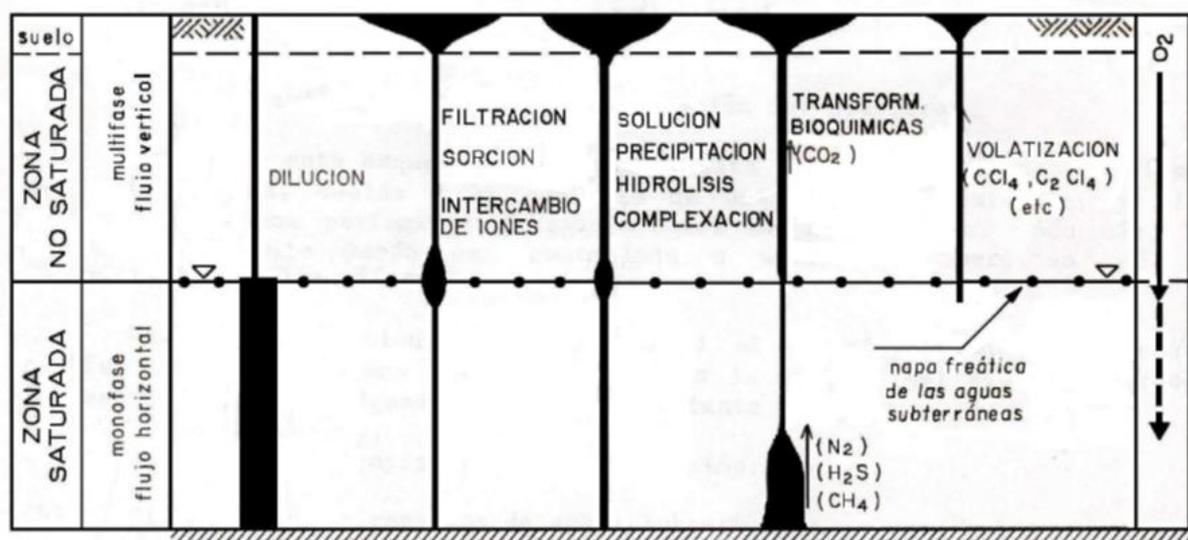


Figura 38: Procesos que producen atenuación de contaminantes en los sistemas de aguas subterráneas.

Nota: El grosor de la línea indica la importancia relativa del proceso en el suelo, sobre, dentro y debajo del nivel freático.

Sin embargo, no todos los perfiles de los suelos ni las condiciones hidrogeológicas son igualmente efectivos para atenuar los contaminantes. Más aún, el grado de atenuación variará ampliamente en una condición dada, según los tipos y la disposición de contaminantes.

La preocupación por la contaminación de las aguas subterráneas se relaciona principalmente a los llamados acuíferos no confinados o freáticos, sobre todo en lugares donde la zona no saturada es delgada y el nivel freático poco profunda. También pueden existir importantes riesgos de contaminación, incluso donde los acuíferos son semiconfinados, si los acuitardos superficiales son relativamente delgados y/o permeables. Por lo general, los abastecimientos de aguas subterráneas derivados de acuíferos más profundos y altamente confinados, no serán afectados por contaminación desde la superficie del suelo, salvo por los contaminantes más persistentes, y a muy largo plazo.

2.3.4. Estudio Experimental de Transporte de Plaguicidas a través de la ZNS

Como se ha visto anteriormente, existen muchas variables que condicionan el movimiento de un plaguicida hacia zonas profundas del suelo, originando en muchos casos datos dispares entre estimaciones de posible lixiviado y valores reales observados. Con el objeto de obtener valores más reales que los obtenidos mediante ensayos batch o índices, se realizaron estudios experimentales en campo durante dos años (y estudios cinéticos de laboratorio, Melo, 1996) en una zona de granito alterado situada en el Maresme (Barcelona). La litología es básicamente arenosa, con escasa fracción de materia orgánica y arcillas y el herbicida utilizado fue el glifosato. El glifosato es un compuesto organofosforado que contrariamente a la mayoría de los herbicidas es casi prácticamente hidrofílico, cuyo valor de $K_d = 5$, K_{oc} es 104 y $t_{1/2}$ 47 días; de acuerdo con el índice GUS se clasifica como de improbable lixiviado (IL). Según datos bibliográficos y ensayos batch realizados en laboratorio, es fuertemente adsorbido por los suelos (Caballero, 1996); sin embargo, uno de sus metabolitos, AMPA, ha podido ser detectado en las aguas subterráneas de Alemania y Holanda.

Para la realización del estudio se seleccionaron dos parcelas experimentales no cultivadas en las que se instaló la instrumentación consistente en tensiómetros y tomamuestras de succión. Dada la adsorción del herbicida en las cápsulas cerámicas, el transporte del glifosato a través de la ZNS se estudió mediante ensayos destructivos (toma de muestras inalteradas y análisis en laboratorio) hasta una profundidad de 4,5 metros. El perfil del suelo se caracterizó fisicoquímicamente con anterioridad a la aplicación del herbicida.

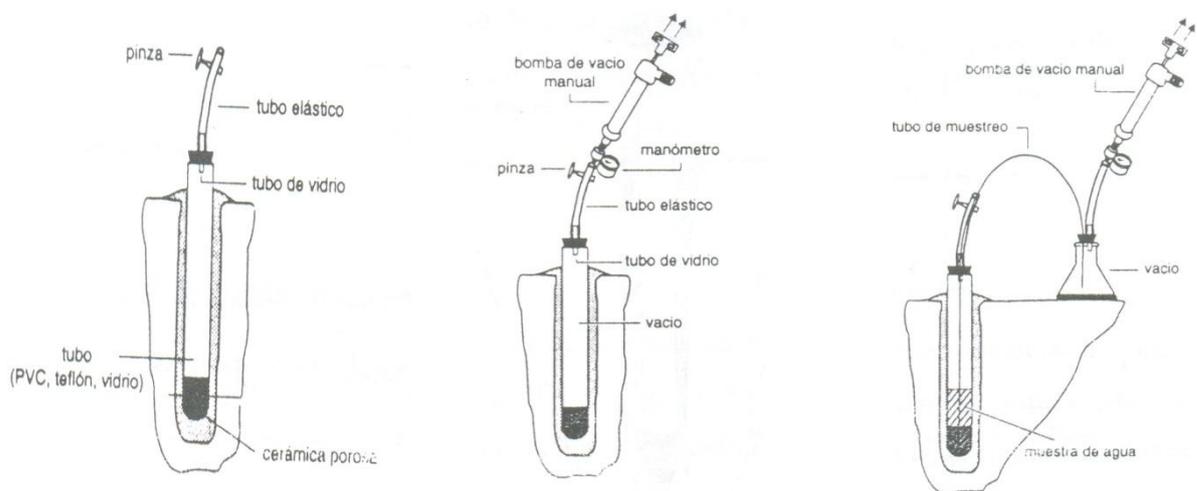


Figura 39: Esquema de una cápsula de succión, aplicación de succión y extracción de muestra (izquierda a derecha).

En ensayo consistió en la aplicación simultánea sobre la superficie de la parcela del glifosato y de BrNa como trazador. Durante el primer ensayo, de 100 días de duración, los muestreos se realizaron después de cada episodio de lluvia. En el segundo ensayo (94 días) se aplicaron en la parcela experimental dosis de regadío de 6000 L y 9000 L. En ambos ensayos se observa que el glifosato (también el bromuro) alcanza profundidades mucho mayores que las esperadas, llegando a aparecer a una profundidad de 1,5 metros en el primer ensayo debido probablemente al efecto de las precipitaciones anormalmente altas producidas en la zona. De acuerdo con los valores de $t_{1/2}$, Koc y Kd dicho plaguicida debería haber quedado retenido en los 20 cm superficiales.

La complejidad y el número de factores que intervienen en el proceso de transporte de un plaguicida condicionan la presencia de éste en las aguas subterráneas. Si se exceptúan las condiciones climáticas, que juegan un papel fundamental en la degradación, las condiciones de recarga y las características físico-químicas del suelo son las que van a limitar en gran medida el transporte del componente. Este hecho es especialmente importante en el caso de plaguicidas polares y plaguicidas con escasa afinidad a ser adsorbidos por materia orgánica.

En la mayoría de las regiones templadas, es posible que la ausencia de plaguicidas en las aguas subterráneas se deba a que dado el espesor de la ZNS todavía se encuentren viajando a través de ésta. También es de destacar que la particularidad que presentan los climas de tipo mediterráneo, fuertes lluvias en un corto espacio de tiempo, puedan favorecer la generación de transporte preferencial. Así cabría la posibilidad de que algunos plaguicidas supuestamente no lixiviables pudieran ser transportados a los acuíferos.

MÓDULO 3. El agua subterránea. Propiedades físicas del medio de circulación. Porosidad, Retención Específica. Permeabilidad. Concepto de acuífero. Tipo de Acuíferos. Flujo en medios porosos. Ley de Darcy. Flujos laminar y turbulento. Líneas de flujo y equipotenciales. Parámetros hidrogeológicos de los reservorios de agua subterránea.

3.1. EL AGUA SUBTERRÁNEA

La componente líquida en el suelo es, normalmente el agua, que al atravesar la superficie del terreno se distribuye por él, quedando sometida a varias fuerzas, de cuya intensidad depende el mayor o menor grado de fijación al material sólido.

3.1.1. Propiedades físicas del medio de circulación

El estudio microscópico del comportamiento de un medio poroso es extraordinariamente complejo dada la forma de los poros y canalículos por los que debe circular el fluido. Afortunadamente, pueden establecerse leyes de carácter macroscópico que tratan el medio como un continuo con unas propiedades bien definidas; estas leyes se basan en la consideración de dos parámetros fundamentales: la permeabilidad y la porosidad. Estos dos parámetros permiten definir y, en algunos casos, predecir el funcionamiento o respuesta de un medio de circulación frente a determinadas acciones exteriores. Como por definición el suelo incluye a todos los materiales agregados con o sin vínculos coherentes, puede suponerse que se compone de elementos diferentes que pueden encontrarse en tres estados o fases de la materia: sólido, líquido y gaseoso. Para el caso de muchas rocas (materiales consolidados) la situación es similar. La relación entre los pesos y volúmenes de las diferentes fases es importante porque ayuda a definir las condiciones del suelo o su comportamiento físico. En la figura que se adjunta puede observarse las magnitudes de volumen y de peso involucradas en una muestra de suelo de volumen unitario.

Volumen			Peso		
Vt	Vv	Va	Aire	Ww	Wt
		Vw	Agua		
	Vs	Suelo	Ws		

El volumen de sólidos (masa del suelo o roca) se designa como V_s , el volumen de agua como V_w y el volumen de aire como V_a . El volumen total es V_t y el volumen de aire más agua es el volumen de vacíos o V_v . En función de estos aspectos se pueden formular algunas relaciones matemáticas características que vinculan el volumen de poros o vacíos con el volumen de sólidos o volumen total.

a. Porosidad

La porosidad es una de las características esenciales de las rocas en lo que se refiere a sus propiedades acuíferas. Se define como porosidad a la relación entre el volumen de espacios vacíos con respecto al volumen total de la roca. En función de su origen pueden diferenciarse dos tipos:

Porosidad primaria u original: Es el volumen poral resultante del proceso mismo de depositación de la roca.

Porosidad secundaria: Es la obtenida por alteraciones post-depositacionales de la roca, y que pueden aumentar los valores (fracturación, disolución) o disminuirlos (compactación, cementación, etc.). La porosidad de un material viene expresada por las relaciones entre el volumen de su parte vacía u ocupada por aire y/o agua y su volumen total. A su vez, puede distinguirse:

Porosidad total (m)

Es la relación, expresada en porcentaje, entre el volumen de los espacios vacíos V_v y el volumen total de la roca V_t .

$$m = \frac{V_v}{V_t} 100 \%$$

Si V_s es el volumen de la fase sólida, se tiene:

$$m = \left(\frac{V_t - V_s}{V_t} \right) 100 \%$$

Porosidad eficaz (me)

En el estudio del movimiento del agua subterránea sólo importan los poros interconectados; de esta forma nace el concepto de porosidad eficaz, que tiene en cuenta el volumen de esos poros V_e respecto al volumen total del terreno considerado.

$$m_e = \left(\frac{V_e}{V_t} \right) 100 \%$$

La Retención específica es la diferencia entre la porosidad total y la porosidad eficaz.

$$m_r = m - m_e$$

Tanto la porosidad total como la eficaz dependen de:

1. Heterometría: Los materiales finos (arcillas, limos, arenas muy finas) ocupan los espacios o poros que dejan los granos más gruesos y la porosidad disminuye.
2. La forma y disposición de los granos
3. La compactación, cementación y recristalización disminuyen la porosidad

En el caso de la porosidad intergranular, la porosidad total no depende del tamaño de grano (ya que el porcentaje de huecos total es el mismo). En cambio la porosidad eficaz sí se ve muy afectada por el tamaño de grano; ya que a medida que es más fino, la retención específica aumenta. Por ello, la porosidad total es máxima para las arcillas, pero la eficaz es casi nula.

a.1. Determinación de la Porosidad

La medida de la porosidad puede efectuarse por muy diversos métodos, unos de laboratorio y otros de campo. Los segundos son los que brindan mejores resultados, pues miden el material en su estado natural o casi natural. Los métodos de laboratorio implican necesariamente una alteración de la muestra.

1. Determinación de la porosidad total

a) Método gravimétrico: Este método es aplicable a muestras coherentes. Se pesa un volumen de material seco y se determina el peso total; luego se establece el volumen de la muestra con un picnómetro y se determina el volumen real. Así se logra el valor de la densidad aparente de la muestra seca P_a ; a continuación se muele la muestra en un mortero y se toma el peso de granos y se mide el volumen total en un picnómetro con un líquido que moje, de esta forma se determina la densidad real P_r . La porosidad total, m es:

$$m = \left(\frac{P_r - P_a}{P_r} \right)$$

b) Métodos ópticos: Se aplica a muestras coherentes. Se preparan varios cortes delgados y se mide por inspección ocular o fotográfica al microscopio el porcentaje de vacíos. El recuento puede ayudarse coloreando la muestra.

c) Método nuclear: Se basa principalmente en la moderación de los neutrones rápidos emitidos por una fuente; moderación que es tanto mayor cuanto mayor es la porosidad de la muestra saturada con agua.

d) Métodos geofísicos: En la testificación de sondeos, los valores obtenidos en algunos de los registros pueden convertirse en porosidad.

e) Métodos volumétricos: Se satura la muestra con un líquido y se mide el volumen aparente por inmersión en un picnómetro lleno del mencionado líquido. Luego se tritura la muestra seca y se mide el volumen de sólidos con un picnómetro. El cociente de volúmenes proporciona el valor $1 - m$. El método solo es aplicable a muestras coherentes.

2. Determinación de la porosidad eficaz

a) Método de saturación y drenado de muestras: Este método es apropiado para materiales coherentes. Se satura un volumen dado de material poroso granular colocado en una columna y se deja drenar por gravedad; se calcula a partir del volumen drenado, o a partir de la porosidad total y la humedad residual, todo ello referido a un cierto tiempo. El volumen total de poros o la retención puede determinarse calculando la pérdida de peso por calentamiento.

b) Método de correlación granulométrica: A partir de la curva granulométrica puede determinarse la retención específica del agua. La retención específica de los suelos (m_r) puede estimarse mediante la fórmula de Briggs y Shants (in Johnson, 1975) como:

$$m_r = 0,03 (\% \text{ arena}) + 0,35 (\% \text{ limo}) + 1,65 (\% \text{ arcilla})$$

c) Método de drenado por centrifugación: Si una muestra saturada se somete a centrifugación con una fuerza igual a 1.000 g, pierde toda el agua gravífica y capilar, pero no la de retención; midiendo la humedad residual por desecación se conoce la retención específica y restando ésta a la porosidad total se tiene la porosidad eficaz.

Tabla 4: Porosidad total y eficaz de diversos materiales (Johnson, 1967; Davis, 1969; Schoeller, 1962 y Ward, 1967).

Material		Porosidad Total (%)			Porosidad Eficaz (%)		
Tipo	Descripción	Media	Máx.	Mín.	Media	Máx.	Mín.
Rocas Masivas	Granito	0,3	4	0,2	<0,2	0,5	0,0
	Caliza masiva	8	15	0,5	<0,5	1	0,0
	Dolomía	5	10	2	<0,5	1	0,0
	Areniscas	15	25	3	10	20	0,0
Rocas Metamórficas		0,5	5	0,2	<0,5	2	0,0
Rocas volcánicas	Piroclastos y tobas	30	50	10	<5	20	0,0
	Escorias	25	80	10	20	50	1
	Pumicitas	85	90	50	<5	20	0,0
	Basaltos densos, fonolitas	2	5	0,1	<1	2	0,1
	Basaltos vacuolares	12	30	5	5	10	1
Rocas Sedimentarias Inconsolidados	Aluviones	25	40	20	20	35	5
	Dunas	35	40	30	25	30	10
	Gravas	30	40	25	20	35	10
	Loess	45	55	40	<5	10	0,1
	Arenas	35	45	20	25	35	10

	Depósitos glaciares	25	35	15	15	30	5
	Limos	40	50	35	10	20	2
	Arcillas sin compactar	45	60	40	2	10	0,0
	Suelos superiores	50	60	30	10	20	1

b. Permeabilidad

La permeabilidad de un material, es la propiedad que tiene éste para dejarse atravesar por un fluido. La ley fundamental que rige el movimiento del agua en medios porosos y bajo un régimen laminar (< 3 cm/seg) es la Ley de Darcy. Esta ley fue experimentada en cilindros rellenos de material poroso y ha sido repetidamente confirmada por los investigadores.

$$Q = K \cdot i \cdot A$$

$$Q = K \cdot \left(\frac{\Delta h}{L}\right) \cdot A$$

Q = caudal; k = permeabilidad darciana o conductividad hidráulica; A = área; i = gradiente hidráulico = h/L; h = diferencia de nivel y L = longitud

La Ley de Darcy establece una proporcionalidad directa entre la velocidad de flujo de un fluido en un medio poroso (V) y el gradiente hidráulico (i): $i = V/K$

Esta relación indica una propiedad macroscópica del medio cuando intervienen un gran número de poros. Sin embargo, para velocidades elevadas el gradiente crece más rápidamente que V hasta que para velocidades extremadamente altas se comprueba que: $i = b \times V^2$

Como el régimen del flujo viene definido por el número de Reynolds, es decir por la relación entre las fuerzas de inercia y las fuerzas viscosas:

$$Re = \frac{v d \rho}{\mu}$$

v = velocidad de flujo (cm/seg)

d = tamaño medio de partículas (d_{50})

ρ = densidad del fluido (g/cm^3)

μ = viscosidad dinámica (dinas.seg/cm²)

La ley de Darcy es válida si $Re < 1$ a 10, siendo en general preciso que $Re < 4$. El flujo es totalmente turbulento para valores de Re mayores que 60 a 180, dependiendo estos límites del tipo de material y de los valores adoptados para definirlo.

El valor de K (permeabilidad darciana o conductividad hidráulica), en su forma generalizada:

$$v = -K \text{ gra } dh$$

se puede asimilar a la de flujo calorífico (ley de Fourier) que expresa:

$$q = -k \text{ gra } d\theta$$

siendo q = flujo calorífico (cal/cm^2), k = conductividad térmica ($cal/cm \cdot \text{seg}$) y gra θ = gradiente de temperatura ($^{\circ}C/m$).

También la fórmula es similar, en expresión, a la del flujo eléctrico (ley de Ohm), que expresa:

$$i = -c \text{ grad } dV$$

siendo i = intensidad específica (amp/cm²), c = conductividad eléctrica (mhos/cm) y grad V = gradiente de potencial (volts/cm).

Diversos experimentos han demostrado que la permeabilidad darciana o conductividad hidráulica no sólo depende de las características del medio de circulación, sino también del fluido (su viscosidad y peso específico), por lo que se estableció una relación entre la permeabilidad darciana (**kD**), las propiedades del fluido y una característica intrínseca del medio que es independiente del fluido que circula a través de él. Esa característica se denomina permeabilidad intrínseca o geométrica (**ko**) y se puede expresar como:

$$KD = K_0 \left(\frac{\gamma}{\mu} \right)$$

donde ko es la permeabilidad intrínseca, γ es el peso específico del fluido (dinas/cm³) y μ es la viscosidad del fluido (dinas/cm²). La permeabilidad intrínseca tiene las dimensiones de una longitud al cuadrado (L²).

La asignación de un valor de permeabilidad a un material es tarea más complicada que asignarle una porosidad ya que el margen de variabilidad de la permeabilidad es mucho mayor, puesto que está más afectada por pequeñas desviaciones de composición y puede variar con la orientación en que se realiza la medición (permeabilidad vertical y horizontal). El grado de compactación del medio de circulación puede afectar notablemente la permeabilidad. Este efecto es menos sensible en las gravas y tanto menos cuanto más uniforme es la granulometría.

La permeabilidad está muy controlada por la fracción fina. La permeabilidad de materiales consolidados homogéneos es menor que la del material correspondiente suelto a causa de la presencia del cemento en el primero; éste último no sólo reduce el tamaño de los poros, sino que dificulta su conexión, llegando de esta forma y en muchos casos a casi anular la permeabilidad, aun conservando una porosidad importante.

b.1. Determinación de la Permeabilidad

La determinación de la permeabilidad es un problema delicado ya que influyen mucho las pequeñas variaciones de granulometría y composición. Además, en un medio heterogéneo, es muy difícil asignar una permeabilidad, la cual puede variar además con la dirección. Los mejores métodos para la determinación de permeabilidad son los de campo, y constituyen por sí mismos toda una especialidad. Los ensayos de laboratorio entregan datos puntuales, sólo aproximados en caso de acuíferos no consolidados; y en acuíferos heterogéneos se precisa de un elevado número de determinaciones bien distribuidas.

1. Determinación de la permeabilidad en el campo

1.a. Ensayos de bombeo: En los ensayos de bombeo se determina en general el valor de la transmisividad ($T = kD \times e$), siendo e el espesor del acuífero y **kD** su permeabilidad darciana. Si se conoce e y con relativa precisión, se pueden obtener valores de **kD** muy aceptables.

1.b Métodos de trazadores: Se basan en la medición directa de la velocidad real del agua subterránea vR . Si se conoce el gradiente hidráulico medio i y la porosidad eficaz m_e , es:

$$KD = \frac{vR \cdot m_e}{i}$$

1.c. Métodos de superficie: Consisten en colocar sobre la superficie del terreno, un dispositivo bien adaptado, en el que introduce agua y se mide el caudal aportado (método de Müntz), o bien realizar una zanja o excavación en el terreno y verter en ellos agua con un caudal controlado (método de Porchet). Son aplicables a medios granulares, en general no saturados.

2. Determinación de la permeabilidad en laboratorio

2.a. Permeámetros: El sistema más directo de medición de la permeabilidad en laboratorio es aplicar la ley de Darcy a un cilindro del material en ensayo. Los datos obtenidos son con frecuencia sólo una primera aproximación ya que es muy difícil que una columna de material represente la constitución media del acuífero, y menos aún si el material es suelto y tiene que reconstituirse la muestra. Existen dos tipos fundamentales de permeámetros:

- ✓ Permeámetro de carga constante: Se aplica una diferencia de nivel de agua constante y se determina el caudal de agua que circula. Este tipo de permeámetro es adecuado para muestras relativamente permeables.

$$KD = \frac{V \cdot L}{A \cdot h \cdot t}$$

kD = permeabilidad darciana

V= Volumen de agua que ha pasado en tiempo "t"

A= Sección de la muestra

h= Carga hidráulica aplicada

L= Longitud de la muestra

- ✓ Permeámetros de carga variable: En el permeámetro de carga variable, se mide el descenso del nivel de agua aplicada a la muestra. Este permeámetro es de operación más rápida. Es adecuado para muestras poco permeables.

$$K = \frac{dV}{dt} \cdot \frac{L}{A \cdot h} \cdot \frac{a \, dh}{dt} \cdot \frac{L}{A \cdot h}$$

a = sección del tubo manométrico

2.b. Método de Breddin: En 1963, Breddin (in Custodio & Llamas, 1996), estableció una clasificación gráfica de los terrenos, consistente en 12 clases. En realidad se trata de un gráfico preparado para ser aplicado en el área alemana de Nordrhein, pero puede dar una idea aproximada de la permeabilidad de cualquier material no consolidado. La base del análisis es construir a partir del análisis granulométrico la curva acumulativa y por comparación obtener el valor de permeabilidad de la clase o clases correspondientes.

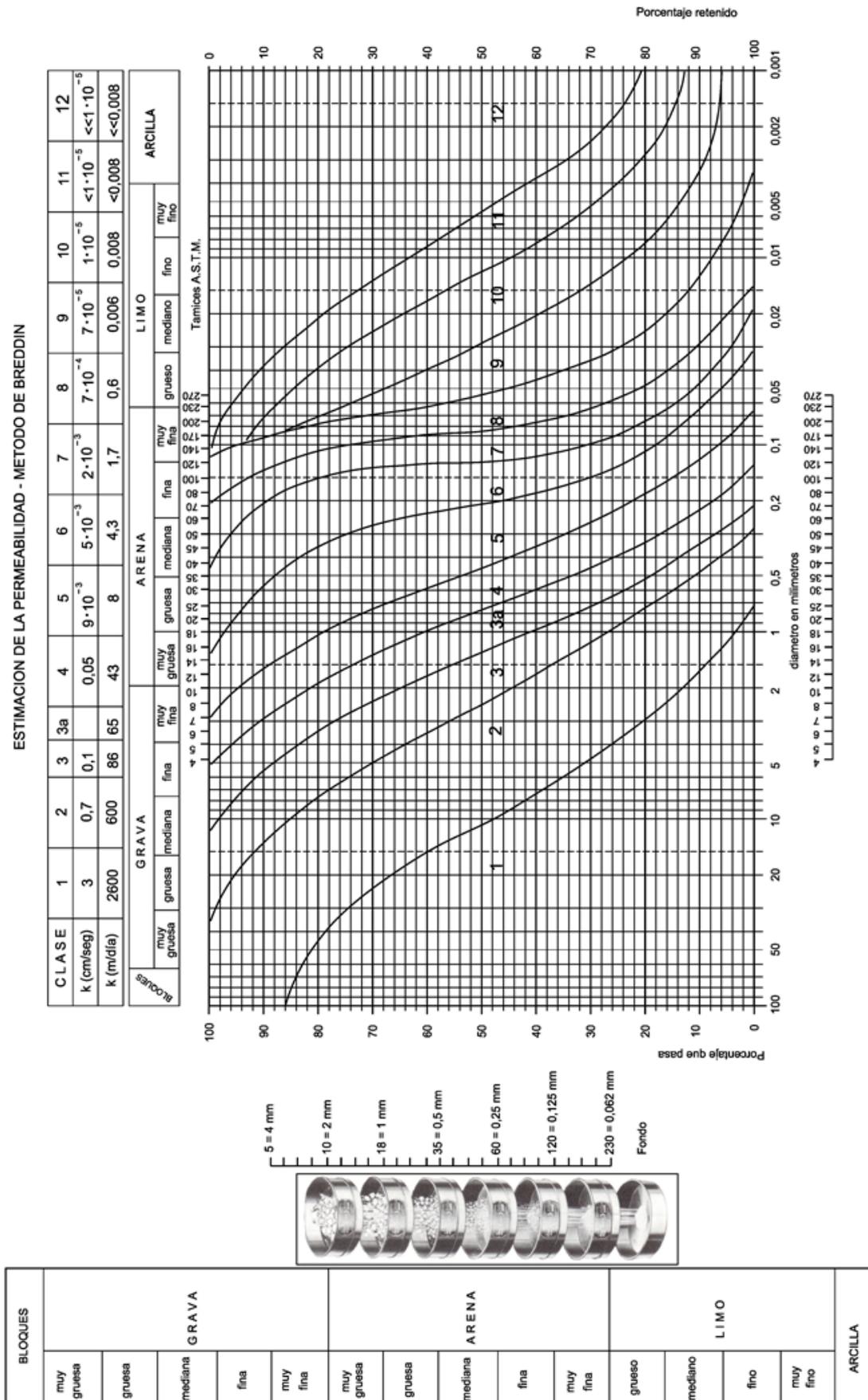


Figura 40: Curvas granulométricas de Breddin para estimar permeabilidad de sedimentos.

b.2. Fórmulas para el cálculo de la Permeabilidad

Dado que las dimensiones de la permeabilidad intrínseca k_0 son de una longitud al cuadrado (L^2), muchos autores han tratado de encontrar una dimensión característica cuyo cuadrado sea proporcional a k_0 . Han sido propuestas varias fórmulas con mayor o menor éxito, cuya expresión puede concluir datos tomados de la curva granulométrica y/o de la porosidad.

a) Fórmula de Hazen

$$K_0 = C \cdot d_e^2$$

$K = k_0 = (m/\text{día})$

$C =$ Constante

$d_e =$ diámetro equivalente = d_{10} de la curva granulométrica (cm)

$C = 45,8$ para arenas arcillosas y 142 para arenas puras. Es frecuente tomar $C = 100$.

Algunos autores sugieren usar:

$$C = 150 \cdot (m/0,45)^6$$

$m =$ porosidad total

Este método sólo es aplicable a arenas cuando el tamaño del grano efectivo (d_{10}) está entre 0,1 y 3 mm. El método fue desarrollado sobre la base de estudios empíricos realizados para la selección de material arenoso a ser usado como prefiltros en obras de captación para agua de bebida.

b) Fórmula de Terzaghi

$$K = \alpha [(m - 0,13) \div (\sqrt[3]{1 - m})]^2 \cdot d_e^2$$

$\alpha = 800$ para partículas redondas y 460 para partículas irregulares

$d_e =$ diámetro eficaz (cm)

$K =$ cm/seg

$m =$ porosidad total

Tabla 5: Clasificación de los sedimentos en función de su permeabilidad (Custodio y Llamas, 1983).

	PERMEABILIDAD EN (m/día)										
	10^4	10^3	10^2	10	1	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}
CLASIFICACION GEOLOGICA	GRAVAS LIMPIAS	GRAVAS Y ARENAS O ARENAS GRUESAS	ARENAS FINAS O CON MEZCLA DE LIMOS	LIMOS O ARCILLAS ARENOSAS	ARCILLAS COMPACTAS						
CLASIFICACION HIDROGEOLOGICA	BUEN ACUIFERO		ACUIFERO POBRE	ACUITARDOS	PRACTICAMENTE IMPERMEABLE						

Tabla 6: Clasificación de los terrenos y acuíferos en función de su permeabilidad (Custodio y Llamas, 1983).

PERMEABILIDAD EN (m/día)	10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶
CALIFICACIÓN	MUY PERMEABLE		PERMEABLE			ALGO PERMEABLE	POCO PERMEABLE		IMPERMEABLE		
CALIFICACIÓN DEL ACUIFERO	ACUIFERO EXCELENTE		ACUIFERO DE REGULAR A BUENO			ACUIFERO POBRE	ACUITARDO		ACUICLUDIO		
TIPOS DE MATERIALES	GRAVAS LIMPIAS		ARENA LIMPIA GRAVA Y ARENA ARENA FINA			ARENA FINA ARENA LIMOSA CALIZA FRACTURADA	LIMO ARENOSO LIMO ARCILLA LIMOSA		ARCILLAS COMPACTAS PIZARRA GRANITO		

3.1.2. Los medios de circulación según su permeabilidad

El agua que circula en el subsuelo lo hace a través de diferentes medios de circulación (rocas y sedimentos). Ese medio, analizado sobre la base de su permeabilidad, permite clasificarlos en:

Acuífugo: Es aquel medio (consolidado o inconsolidado) que ni almacena ni transmite agua.

Acuicludio: Término que se refiere a formaciones geológicas que solamente almacenan agua, pero que no la transmiten en cantidades significativas.

Acuitardo: Se refiere a aquellas unidades formacionales que, aunque almacenan agua y la transmiten en cantidades significativas a escala regional, no son suficientes para abastecer por sí mismas instantáneamente a los pozos, en cantidades económicamente explotables.

Acuífero: Son aquellas formaciones geológicas capaces de almacenar y transmitir agua en cantidades económicamente explotables.

Los acuíferos sirven como conductos de transmisión y como depósitos de almacenamiento. Como conductos de transmisión, transportan el agua subterránea de las áreas de recarga, hacia lagos, pantanos, manantiales, pozos y otras estructuras de captación. Como depósitos de almacenamiento, los acuíferos actúan suministrando agua de sus reservas para ser utilizadas cuando la extracción exceda a la recarga y, a la vez, almacenando agua durante los períodos en que la recarga resulta mayor que la extracción.

Los espacios huecos o intersticios que presentan las rocas que componen los acuíferos, pueden ser poros o vacíos intergranulares, como en el caso de rocas formadas por depósitos sedimentarios granulares (gravas y arenas), consolidados o no, o fracturas, fisuras y canales de disolución.

3.2. CONCEPTO DE ACUÍFERO

Los acuíferos, que son unidades geológicas que almacenan y transmiten agua en cantidades económicamente explotables, pueden encontrarse en diversos ambientes geológicos, en contacto directo con la atmósfera o bien, desconectados parcial o totalmente de ésta y por lo tanto, sometidos a cargas hidráulicas muy distintas. Desde este punto de vista se pueden clasificar a los acuíferos en:

1. Acuíferos Libres, Freáticos o No Confinados
2. Acuíferos Confinados, Cautivos o Artesianos
3. Acuíferos Semiconfinados (Leaky aquifers)
4. Acuíferos Semilibres

1. Acuífero Libre o Freático

Los acuíferos libres son aquellos en que el agua subterránea presenta una superficie libre, sujeta a la presión atmosférica como límite superior de la zona de saturación. Esta superficie libre se conoce como superficie freática y el nivel a que ella se eleva, respecto a otro de referencia, se llama nivel freático. Está formado en general por un estrato permeable parcialmente saturado en agua que yace sobre otro estrato impermeable o relativamente impermeable.

La profundidad de este sustrato impermeable varía de acuerdo al medio geológico, por ejemplo, en zonas donde existen potentes depósitos sedimentarios, la profundidad se puede localizar a varias decenas o cientos de metros.

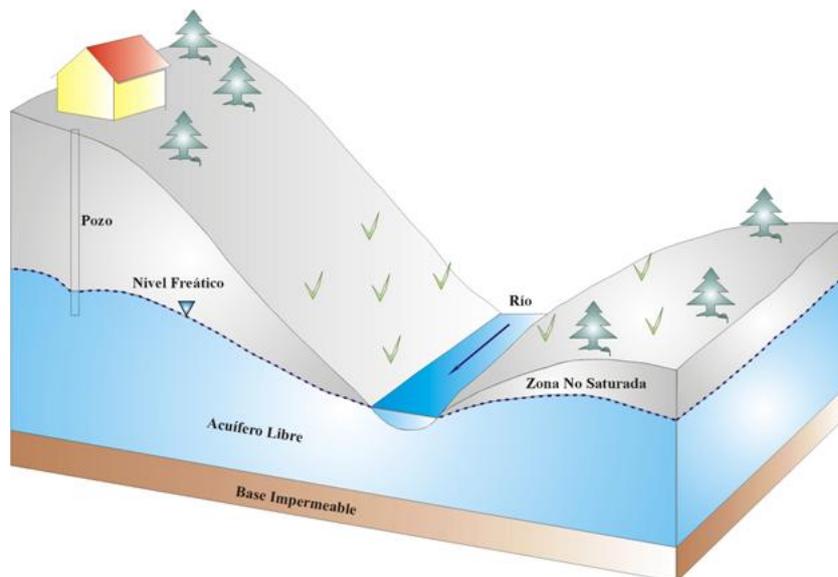


Ilustración 6: Acuífero libre, mostrando el nivel freático (Fetter, 1988).

En la mayoría de los casos, existe solamente un nivel freático, pero en otros a causa de la presencia de acuitardos de pequeñas dimensiones relativas, pueden existir acuíferos que se denominan acuíferos colgados con niveles freáticos adicionales.

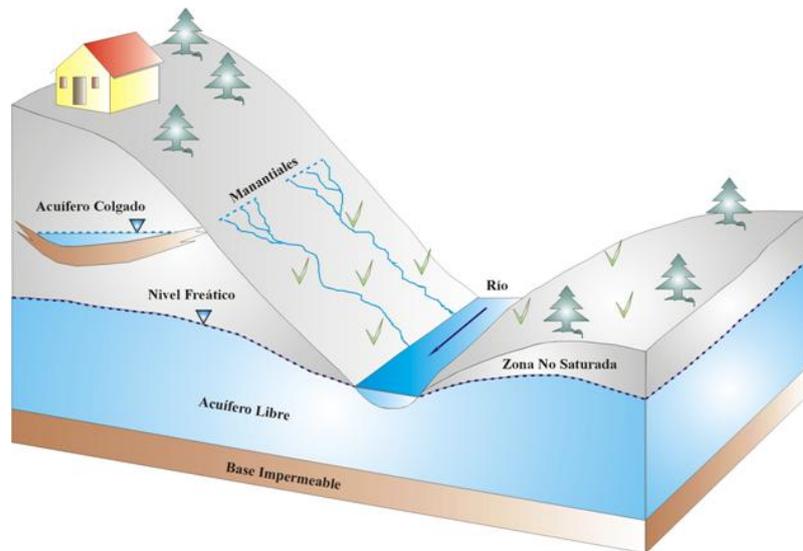


Ilustración 7: Acuífero libre. En la zona no saturada existe una "falsa freática" o acuífero colgado (Fetter, 1988).

En algunos acuíferos libres compuestos de partículas finas, el drenaje por gravedad de los poros con frecuencia puede que no sea instantáneo, y en ese caso, el acuífero entrega el agua un cierto tiempo después de que el nivel freático desciende en el mismo. A este tipo de acuíferos se le denomina libre con entrega retardada.

2. Acuífero Confinado o Cautivo

Los acuíferos confinados, cautivos o artesianos, son formaciones geológicas permeables, completamente saturadas de agua, confinadas entre dos capas o estratos impermeables o prácticamente impermeables (una inferior y otro superior). En estos acuíferos el agua está sometida, en general, a una presión mayor que la atmosférica y al perforar un pozo en ellos el agua se eleva por encima de su parte superior (techo) del acuífero hasta un nivel que se denomina nivel piezométrico. La superficie imaginaria que representa la carga piezométrica en los distintos puntos del acuífero se conoce como superficie piezométrica. Se debe recordar en este punto que, tanto el sustrato como el techo impermeable presentan morfología y posición estables, mientras que la superficie piezométrica presenta variaciones de altitud y forma. En algunos casos, la superficie piezométrica puede estar por encima del terreno natural por lo que un pozo perforado en el lugar fluirá naturalmente. Los acuíferos confinados se conocen también como artesianos a causa de que en la región francesa de Artois fue el primer lugar donde se perforaron pozos profundos en acuíferos confinados, alrededor del año 1750.

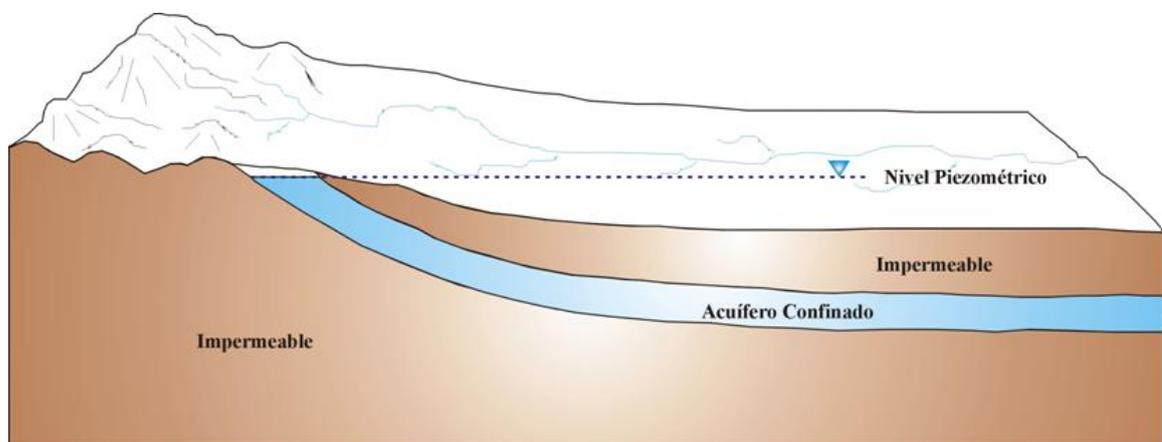


Ilustración 8: Acuífero confinado (Fetter, 1988).

De acuerdo a la posición dentro de un mismo acuífero, se puede advertir un comportamiento distinto de los pozos que se realicen en la unidad. De esta forma, un acuífero puede iniciarse como un acuífero libre (respecto a la zona de recarga), luego pasar a semiconfinado y por último, confinado totalmente. Si un pozo alcanza un nivel confinado con suficiente nivel energético (superficie piezométrica o potenciométrica) y está localizado en una posición topográfica favorable, puede alcanzar a ser un pozo surgente.

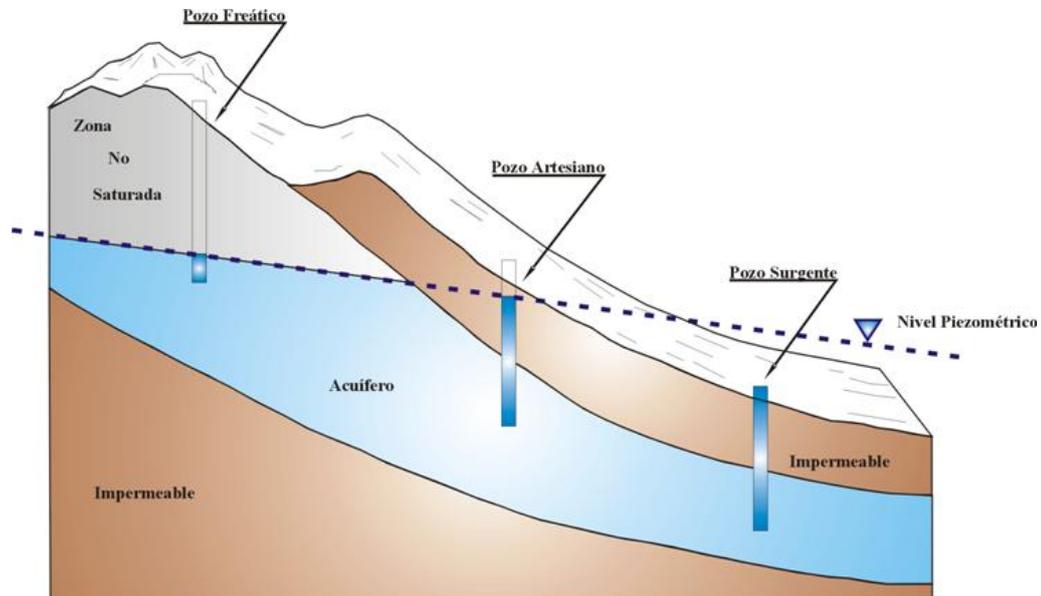


Ilustración 9: Acuífero confinado, mostrando pozos artesianos y surgentes (Fetter, 1988).

3. Acuíferos Semiconfinados

Son acuíferos completamente saturados sometidos a presión que están limitados en su parte superior por una capa semipermeable (acuitardo) y en su parte inferior por una capa impermeable (acuífugo) o también por otro acuitardo. En este tipo de acuífero, la disminución de la carga piezométrica originada por el bombeo, por ejemplo, inducirá un flujo vertical del agua contenida en el acuitardo, que actuará como recarga del acuífero. Las características del acuitardo confinante en un acuífero semiconfinado son tales que puede ignorarse la componente horizontal del flujo del acuitardo.

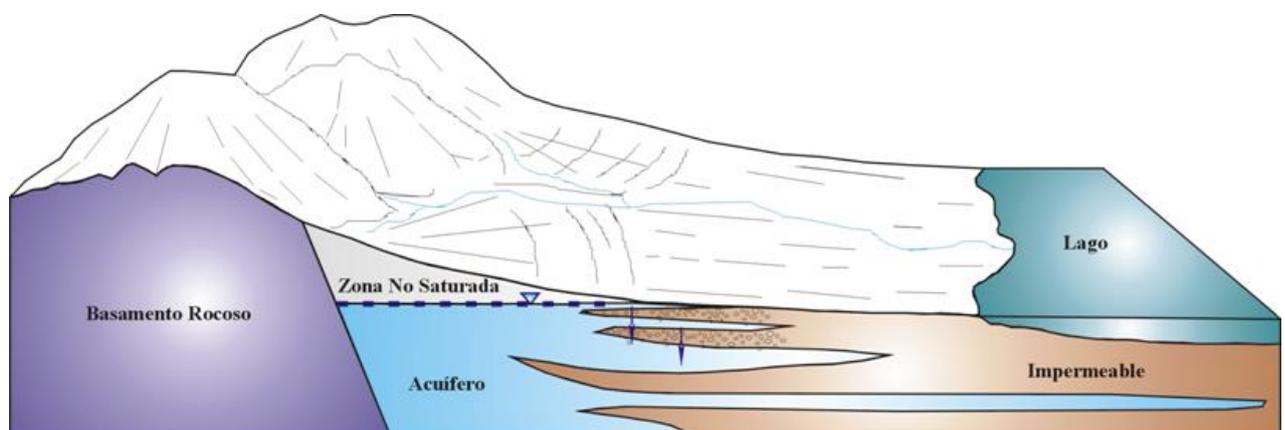


Ilustración 10: Acuíferos libre, semiconfinado y confinado (Fetter, 1988).

4. Acuíferos Semilibres

Los acuíferos semilibres representa una situación intermedia entre un acuífero libre y uno semiconfinado. En este caso, la capa confinante superior es un estrato semipermeable o acuitardo, de características tales que su componente horizontal de flujo no puede ignorarse.

Kruseman y De Ridder (1970), partiendo de considerar los acuíferos apoyados en una capa impermeable, especifican que el tipo de acuífero queda determinado por el carácter de la capa superior. Así quedan definidos:

Acuífero Libre	Capa superior igual que la parte principal del acuífero
Acuífero Semilibre	Capa superior semipermeable (Acuitardo), menos permeable que la parte principal del acuífero, en el que hay que tomar en cuenta la componente horizontal del flujo.
Acuífero Semiconfinado	Capa superior semipermeable (Acuitardo), en que puede ignorarse la componente horizontal del flujo.
Acuífero Confinado	Capa superior impermeable.

3.3. FLUJO EN MEDIOS POROSOS

En el año 1856, en la ciudad francesa de Dijon, el Ingeniero Henry Darcy recibió el encargo de realizar el estudio de la red de abastecimiento a la ciudad. Parece ser que también debía diseñar unos filtros de arenas para purificar el agua captada de los cursos fluviales. Fue así que se interesó por los factores que influían en el flujo del agua a través de los medios porosos y presentó sus resultados de los trabajos donde indica los conceptos más importantes que dan origen a la hidrogeología moderna (Sánchez San Román, 2001). Darcy encontró que el caudal que atravesaba un tubo lleno de arena, era linealmente proporcional a la sección del tubo y al gradiente hidráulico. Es decir que variando el caudal con un grifo y/o moviendo el depósito elevándolo (carga), los niveles de agua en los tubos variaba. También observó que cambiando todas las variables, siempre que se utilice la misma arena, se cumple:

$$Q = cte \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{\Delta L}$$

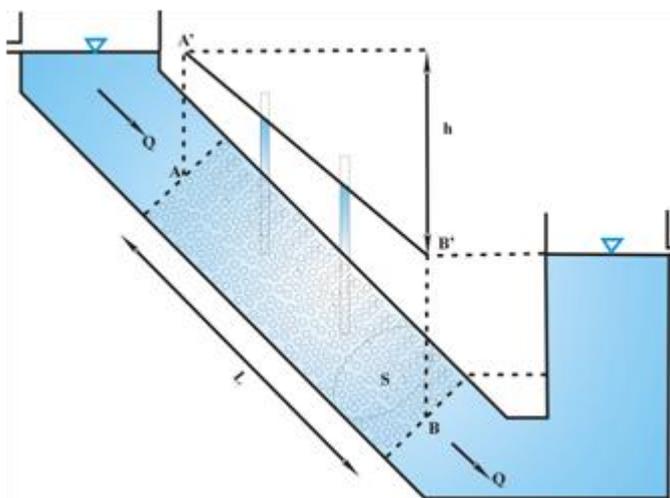


Ilustración 11: Experimento de Darcy.

Darcy también encontró que utilizando otro tipo de arena (más gruesa o más fina o una mezcla) y jugando nuevamente con todas las variables, se volvía a cumplir la ecuación anterior, pero que la constante de proporcionalidad lineal era otra distinta. Así concluyó que esa constante era propia y característica de cada arena y la llamó Permeabilidad o Conductividad hidráulica (K). De esta forma, la expresión actual y moderna de la Ley de Darcy es:

$$Q = K \cdot A \cdot i$$

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{\Delta L}$$

Dónde:

Q= Caudal (m³/día)

K= Constante de proporcionalidad lineal o Permeabilidad (m/día) o

A= Sección del tubo (m²)

Δh = Diferencia de carga hidráulica (m)

L= Longitud entre los tubos piezométricos en el sentido de flujo (m)

i= Gradiente hidráulico

3.3.1. El potencial hidráulico

La aplicación del teorema de Bernoulli indica claramente que el agua se pone en movimiento desde los puntos de mayor energía hacia aquellos que tienen menor energía. Esta situación, ampliamente comprobada tiene una importancia fundamental en el estudio y análisis de las aguas subterráneas. Muchas veces, en forma intuitiva, se piensa que el agua subterránea se mueve desde los puntos donde está más alta hacia los puntos en lo que está más bajo, pero esta situación es poco frecuente en la naturaleza. Por el contrario, la aplicación del teorema de Bernoulli muestra que es común que la circulación del agua subterránea circule hacia arriba con cualquier componente, incluso verticalmente.

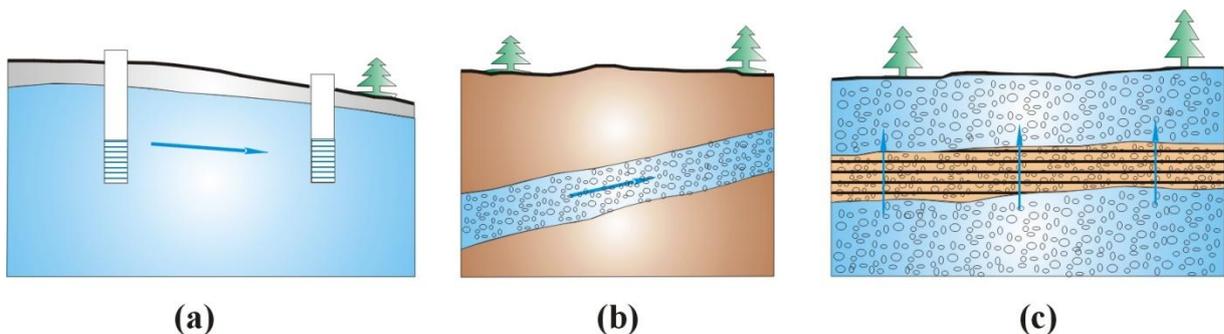


Ilustración 12: Esquema del movimiento del agua subterránea en distintas situaciones morfológicas.

Por ejemplo, si en las ilustraciones siguientes se realizan dos perforaciones que alcancen el acuífero se observará que la columna de agua en el pozo 1 será más alta que la columna de agua del pozo 2. Así, el agua circula de los puntos en la que la columna de agua es más alta, hacia aquellos sectores en donde la columna es más baja.

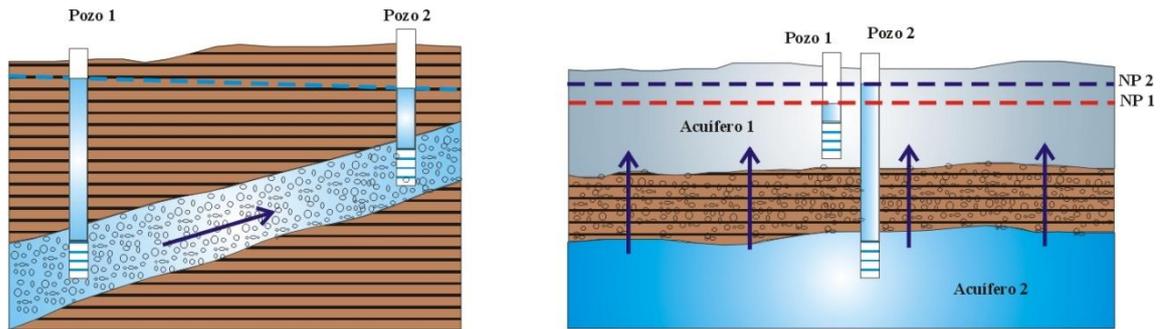


Ilustración 13: Esquema del movimiento del agua subterránea en distintas situaciones morfológicas.

Este movimiento del agua desde los puntos con columna de agua más alta hacia los de columna de agua más baja, en realidad es un indicio de que el fluido se moviliza desde puntos de mayor nivel energético hacia puntos de menor valor. Efectivamente puede demostrarse, como se hizo anteriormente, que la energía total por unidad de masa (Potencial Hidráulico) es igual a la altura de la columna de agua (h) multiplicada por la aceleración de la gravedad (g).

$$\phi = h \cdot g$$

La energía total del sistema será la suma algebraica de la energía potencial (debido a su posición en el espacio y respecto a un plano de referencia), la energía cinética (debida a su velocidad) y la energía de presión (como la energía que almacena un muelle cuando está comprimido). Si bien la energía cinética en el flujo de canales abiertos es importante, como se ha visto, la velocidad del agua subterránea es tan lenta que a fines prácticos se hace despreciable comparándola con las otras dos.

3.3.2. Velocidad del agua en los medios porosos

Se sabe que en cualquier conducto por el que circula un fluido se cumple que el caudal es igual al producto entre la velocidad del fluido y el área atravesada por éste.

$$Q = A \cdot v$$

Si se aplica este concepto al permeámetro cilíndrico del experimento de Darcy y se calcula la velocidad a partir del caudal y de la sección del tubo (que son conocidos) se obtiene una velocidad que no es real, ya que el agua no circula por toda la sección del tubo, sino solamente por una pequeña fracción de ella (a través de los poros interconectados del medio poroso que ocupa el tubo). Esta velocidad así obtenida se denomina *Velocidad de flujo* o *Velocidad de Darcy* (vD).

Esa parte de la sección total del tubo por la que puede circular el agua es la de la porosidad eficaz; por lo tanto si un material tiene un 10% de porosidad eficaz (m_e), el agua circulará por el 10% de la sección total del tubo. Por lo tanto, para que el mismo caudal circule por una sección 10 veces menor, su velocidad será 10 veces mayor. Esta relación se conoce como *Velocidad Real* o *Velocidad* (vR) *Lineal Media*. Así se cumple que:

$$vR = \frac{vD}{m_e}$$

3.3.3. Limitaciones de la Ley de Darcy

La ley de Darcy presenta algunas limitaciones en su aplicabilidad y no es suficientemente precisa por dos razones principales:

1º) La constante de proporcionalidad denominada Permeabilidad o Conductividad Hidráulica (KD) no es propia y característica del medio poroso en sentido estricto, ya que su valor también depende de las características del fluido que circula por ese medio. La Conductividad Hidráulica o Permeabilidad de Darcy (KD) puede expresarse como:

$$KD = k \cdot \frac{\gamma}{\mu}$$

Dónde:

KD= Conductividad Hidráulica o Permeabilidad de Darcy

k= Permeabilidad intrínseca (depende sólo del medio poroso)

γ = Peso específico del fluido

μ = Viscosidad dinámica del fluido

Este concepto tiene especial importancia en geología del petróleo, donde se estudian fluidos de diferentes características. En el caso del agua, la salinidad apenas hace variar el peso específico y la viscosidad. Es la temperatura el factor más importante, ya que la viscosidad del agua se duplica entre los 5º y 35º C, con lo que se duplicaría la Permeabilidad de Darcy y, por supuesto, también el caudal circulante por la sección considerada del medio poroso. En el caso de las aguas subterráneas, la temperatura se mantiene casi constante en el tiempo para un mismo acuífero, por lo que prácticamente no existen variaciones. Es por esta razón que en el estudio de las aguas subterráneas se asume (teniendo presente las condiciones enunciadas) que la Permeabilidad de Darcy o Conductividad Hidráulica es una característica del medio poroso.

2º) En algunas circunstancias, la relación entre el caudal y el gradiente hidráulico no es lineal. Esta situación puede suceder cuando el valor de KD es muy bajo o cuando las velocidades del flujo son muy altas. En el primer caso, por ejemplo, calculando el flujo a través de una formación arcillosa, el caudal que se obtendría aplicando la Ley de Darcy sería muy bajo, pero en la realidad, si no se aplican gradientes muy elevados, el agua no llega a circular a través de ese medio y el caudal es 0. En el segundo caso, si el agua circula a gran velocidad, el caudal es directamente proporcional a la sección y al gradiente hidráulico, pero no linealmente, sino que la función es potencial.

$$Q = KD \cdot \left(\frac{dh}{dL}\right)^n$$

Donde el exponente n es distinto de 1.

En el flujo subterráneo, las velocidades son muy bajas y casi siempre la relación es lineal, salvo en las proximidades de captaciones bombeando en ciertas condiciones. La ley de Darcy es válida para velocidades menores o igual a 0,023 m/seg.

3.4. PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS DE LOS RESERVORIOS DE AGUA SUBTERRÁNEA

En el estudio del agua subterránea, tanto para conocer la distribución de las líneas de flujo, caudales y reservas es necesario conocer una serie de parámetros que son conocidos como Parámetros Hidrogeológicos o Parámetros Hidráulicos de los acuíferos. Como expresa Sánchez San Román (2001), la “Personalidad Hidrogeológica” (o Propiedades Hidrogeológicas) de cualquier roca o formación geológica está definida por dos factores:

- ❖ Su capacidad de almacenar agua y luego cederla (porosidad y coeficiente de almacenamiento).
- ❖ Su capacidad de transmitir el agua que circula por ella (permeabilidad, transmisividad)

Permeabilidad

Como ya se ha visto, la Permeabilidad es definida normalmente como la facilidad que un cuerpo de roca o sedimento ofrece a ser atravesado por un fluido. Este concepto básico en geología, tiene un alcance más preciso en Hidrogeología ya que la Permeabilidad o Conductividad Hidráulica es la constante de proporcionalidad lineal entre el caudal y el gradiente hidráulico. Esta expresión es la Ley de Darcy, por lo que es válido denominarla Conductividad Hidráulica o Permeabilidad Darciana (k_D). Las unidades de la Conductividad Hidráulica son las de una velocidad (L/T).

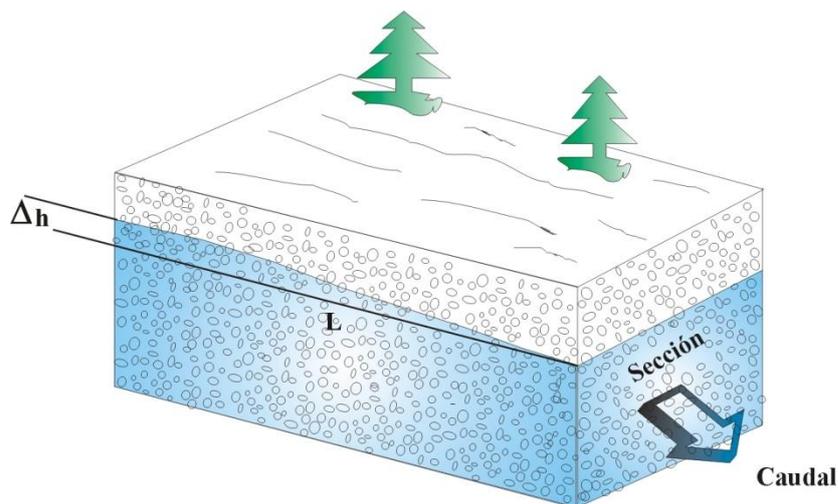


Ilustración 14: Representación gráfica del concepto de permeabilidad darciana.

Transmisividad

Este concepto fue introducido por Theis en 1935 y lo define como el caudal que se filtra a través de una franja vertical de terreno, de ancho igual a la unidad y de altura igual al espesor permeable saturado, bajo un gradiente igual a la unidad y a una temperatura determinada. Theis intuyó que un acuífero que presenta una k_D de 50 m/día y tiene un espesor de 5 metros, debería entregar el mismo caudal que un acuífero que tiene una k_D de 25 m/día y 10 metros de espesor. La ley de Darcy expresa:

$$Q = K_D \cdot i \cdot A$$

El área (A) perpendicular al flujo, puede expresarse como el producto de la extensión del acuífero (L) por el espesor permeable saturado (e), luego: $Q = K_D \cdot i \cdot L \cdot e$

El producto $k_D \times e$ se conoce como Transmisividad Darciana (TD): $T_D = K_D \cdot e$

Por lo tanto la Ley de Darcy puede expresarse: $Q = T_D \cdot i \cdot L$

o bien: $T_D = \frac{Q}{L \cdot i}$

La Transmisividad, en consecuencia se expresa en $m^2/día$ ó $cm^2/seg.$

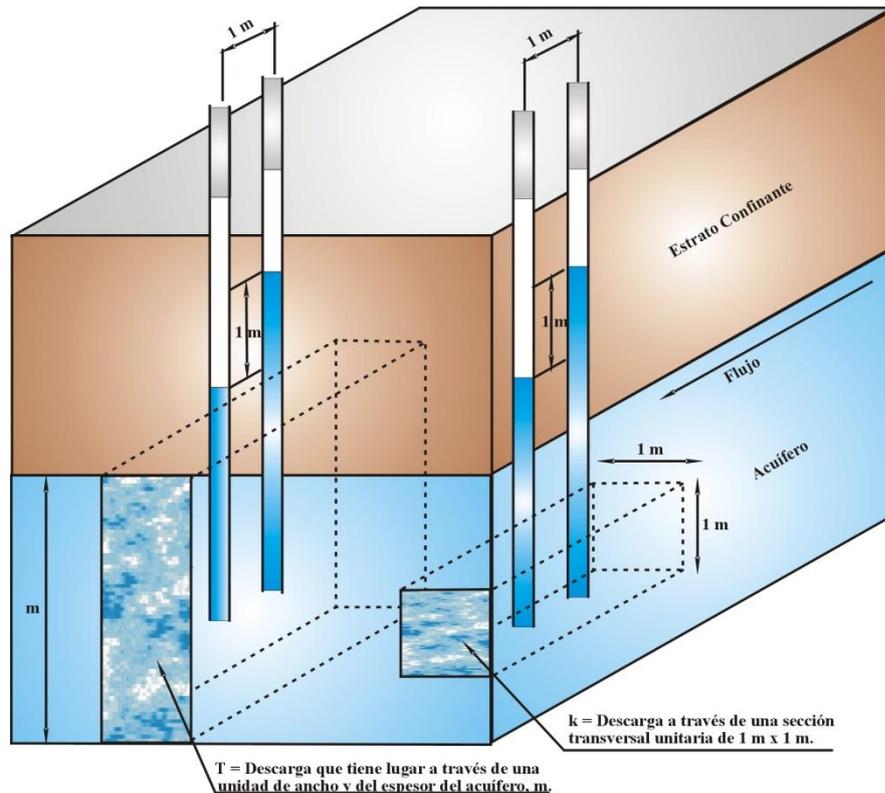


Ilustración 15: Representación gráfica del concepto de transmisividad.

Coeficiente de Almacenamiento

Se define como el volumen de agua que puede ser liberado por un prisma vertical de acuífero de sección igual a la unidad y de altura igual a la del acuífero saturado si se produce un descenso unidad del nivel piezométrico o carga hidráulica. El coeficiente de almacenamiento S , no tiene dimensión.

En la literatura inglesa el Coeficiente de Almacenamiento se denomina Storativity (S) y se define como el volumen de agua que una unidad permeable va a absorber o expeler del almacenamiento por unidad de superficie cuando se produzca un cambio de gradiente en una unidad. Es adimensional. En la zona saturada, la carga piezométrica genera presión afectando al arreglo de los granos, así como a la densidad del agua almacenada en los espacios porales. Si la presión aumenta, se expande la trama mineral, si la presión disminuye, la trama se contrae o comprime. Esto se denomina elasticidad. El agua se va a contraer con un aumento en la presión y se expande si esta cae. Cuando el gradiente en un acuífero o capa confinante disminuye, la trama del acuífero se comprime, lo que reduce la porosidad efectiva y se expelen agua. De acuerdo a la definición, en los acuíferos libres, el coeficiente de almacenamiento es igual a la porosidad eficaz; ya que si por ejemplo se considera $1 m^2$ de acuífero libre y se hace descender 1 metro su superficie freática, el volumen de agua extraído será igual a la porosidad eficaz.

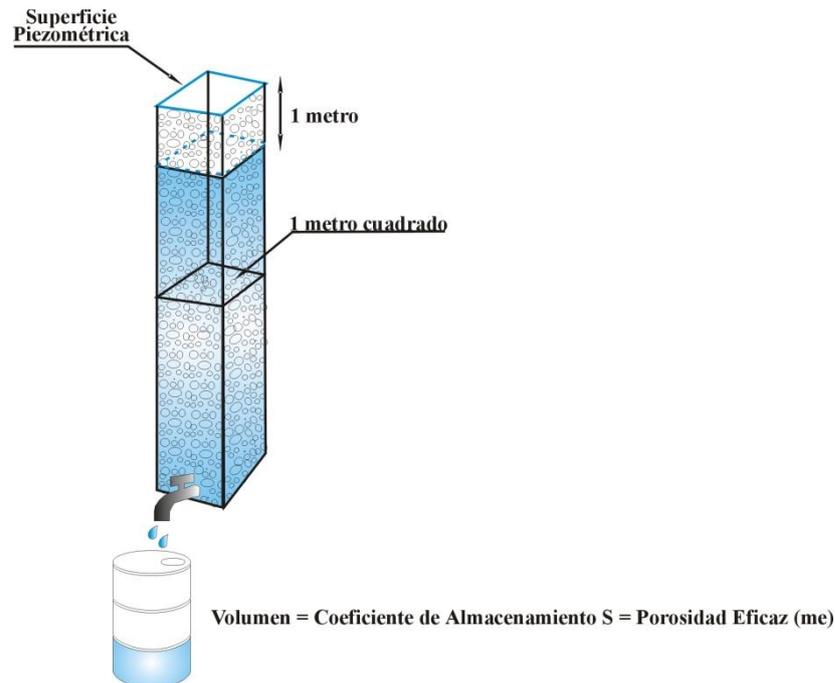


Ilustración 16: Representación gráfica del concepto de coeficiente de almacenamiento.

En los acuíferos confinados o cautivos, lamentablemente, el concepto no es tan simple ya que además entran en juego parámetros tales como los efectos mecánicos de compresión del terreno o de la propia agua. En un acuífero confinado, cuando proporciona agua, todos sus poros continúan llenos de agua (a diferencia de los poros de un acuífero libre que se vacían a medida que entrega el agua) y sólo disminuye la presión. De esta forma, queda claramente evidenciado que en los sistemas confinados, el dato de porosidad eficaz no indica nada acerca de la cantidad de agua almacenada en el reservorio.

El Specific Storage (S_s) de la literatura inglesa (Fetter, 1988) se refiere a la cantidad de agua por unidad de volumen de una formación saturada que es almacenada o expelida del almacenamiento debido a la compresibilidad de la trama mineral y del agua poral por unidad de cambio de gradiente, también se conoce como "Elastic Storage Coefficient". Este concepto se aplica a acuíferos y a capas confinantes.

$$S_s = \rho_w \cdot g (\alpha + m\beta)$$

Donde,

ρ_w es la densidad del agua

g es la aceleración de la gravedad

α es la compresibilidad de la trama del acuífero

β es la compresibilidad del agua

m es la porosidad total

S_s posee dimensiones de longitud -1 y generalmente es un número muy pequeño. En un acuífero confinado, al caer el gradiente, el nivel piezométrico sigue estando por arriba del techo del acuífero, a pesar de que se saca agua del almacenamiento, el acuífero permanece saturado.

De la misma forma, en un acuífero confinado, el Storativity (S) es igual al producto de su Specific storage, por el espesor (b) del acuífero:

$$S = b \cdot S_s$$

Al tener en cuenta las unidades, el concepto de Storativity es adimensional. El agua es incorporada o cedida debido a la compresibilidad de la trama mineral y del agua contenida en los poros. El agua proviene de todo el espesor del acuífero. El valor correspondiente a un acuífero confinado es muy pequeño. En un acuífero libre, al fluctuar el nivel por variaciones en el almacenamiento, el agua drena desde los espacios porales. Esta adición o pérdida es debida a su porosidad efectiva (m_e).

$$S = h \cdot m_e \cdot S_s$$

m_e = porosidad efectiva

h = espesor saturado

S_s = specific storage

Los valores de porosidad eficaz (m_e), son muy grandes con respecto al producto del espesor saturado y el valor de specific storage, por esto, los valores de Storativity se consideran como equivalentes a la porosidad eficaz o el llamado Specific yield (S_y).

$$S = m_e = S_y$$

El coeficiente de almacenamiento es adimensional (ya que es una relación de volumen/volumen), y los valores que presenta son mucho más bajos en los acuíferos confinados perfectos que en los semiconfinados y libres. Los valores típicos son:

- ❖ Acuíferos libres: 0,3 a 0,01 ($3 \cdot 10^{-1}$ a 10^{-2})
- ❖ Acuíferos semiconfinados: 10^{-3} a 10^{-4}
- ❖ Acuíferos confinados: 10^{-4} a 10^{-5}

En el caso de los acuíferos confinados, el agua liberada procede de los efectos mecánicos de la compresión del cuerpo del acuífero (trama sólida) y del agua. En el caso de los acuíferos libres o freáticos, ignorando los efectos relativamente pequeños que puede introducir la elasticidad del acuífero, resulta claro que el coeficiente de almacenamiento es equivalente a la porosidad eficaz, ya que en ambos casos resulta ser la cantidad de agua que puede ser extraída por gravedad de una unidad de volumen de acuífero saturado.

Resistencia hidráulica y factor de goteo

Para el análisis y estudio de los acuíferos semiconfinados es necesario tener en cuenta, además de la Transmisividad y Coeficiente de Almacenamiento, dos nuevas propiedades que se conocen con el nombre de resistencia hidráulica y factor de goteo.

Resistencia Hidráulica (C): Es una medida de la resistencia que ofrece la capa semiconfinante (Acuitardo) al flujo en dirección vertical, y se define por la relación entre el espesor saturado del acuitardo (e') y su Permeabilidad Darciana Vertical (K'_D); es decir:

$$C = \frac{e'}{K'_D}$$

Las dimensiones de la resistencia hidráulica son las del tiempo. Si $C = \infty$, el acuífero es confinado.

Factor de Goteo o Factor de Filtración (L): Determina la distribución de la filtración en un acuífero semiconfinado. Es decir que determina el origen del agua que se extrae de un pozo construido en el acuífero. Tiene las dimensiones de una longitud y está definido por la ecuación:

$$L = \sqrt{K_D \cdot C}$$

Valores altos de L indican una gran resistencia al flujo del acuitardo confinante en comparación con el acuífero, lo que implica una pequeña influencia relativa en la recarga del acuífero a partir del acuitardo.

Factor de Drenaje (D): En el análisis de acuíferos libres con entrega retardada o semilibres, es necesario tener en cuenta el llamado factor de drenaje (D) que está definido por la siguiente ecuación:

$$D = \left(\frac{KD \cdot e}{\alpha \cdot S_y} \right)^{1/2}$$

Donde α es el inverso del índice de retraso de Boulton ($1/\alpha$), S_y el volumen total de entrega retardada procedente del almacenamiento, por unidad de abatimiento por unidad de área horizontal (caudal específico después de un tiempo grande de bombeo). Valores altos de D indican un drenaje rápido. Si $D = \infty$, la entrega es instantánea al descender la superficie freática y el acuífero será libre sin entrega retardada. El factor de drenaje (D), tiene las dimensiones de una longitud.

MÓDULO 4. Hidrodinámica. Curvas equipotenciales. Construcción y propiedades. Red de flujo. Determinación de parámetros hidráulicos. Ensayos de bombeo. Métodos de equilibrio y variables. Hidráulica de acuíferos libres, confinados y semiconfinados.

4.1. HIDRODINÁMICA

El flujo de agua se produce de una zona de mayor nivel energético hacia otra de menor valor siguiendo la misma analogía del flujo calórico o flujo eléctrico. El agua se mueve buscando un máximo gradiente, tal como sucede con una pelota de fútbol que se hace rodar por las laderas de una colina. Esta se mueve en forma perpendicular a las curvas de nivel, buscando siempre la máxima pendiente topográfica. De igual manera, una línea de flujo de agua subterránea, en su búsqueda del mayor gradiente, se mueve en forma perpendicular a las líneas equipotenciales. En el ejemplo, la pelota representa la molécula de agua y su movimiento determina un vector de velocidad en un instante determinado (línea de flujo) que se dispone en forma perpendicular a las curvas de nivel (líneas equipotenciales). De esta forma se puede expresar que así como las curvas de nivel representan puntos de igual altura o cota; las líneas equipotenciales representan puntos de igual valor energético.

Una superficie equipotencial es el lugar geométrico de los puntos del espacio que tienen un mismo potencial hidráulico.

Una red de flujo es una representación esquemática del flujo en un plano mediante líneas de flujo y líneas equipotenciales. Las líneas equipotenciales son la traza de las superficies equipotenciales al ser cortadas por el plano en que se dibuja la red de flujo. El flujo siempre es tridimensional, así que las redes de flujo, en un plano pueden trazarse en un plano horizontal o en un corte vertical (Sánchez, San Román, 2001).

El trazado de una red de flujo debe cumplir con algunas condiciones. Entre las principales es que ambas familias de líneas (de flujo y equipotenciales) tienen que intersectarse en forma perpendicular. Por otro lado, los espacios resultantes de la construcción deben ser “cuadrados” (aunque sean trapecios curvilíneos o triángulos deben aproximarse lo más posible a cuadrados).

La construcción de una red de flujo permite, entre otras cosas calcular cuantitativamente el caudal circulante. También se puede establecer (obviamente) la dirección de flujo del agua subterránea, el gradiente hidráulico, el tiempo de tránsito de una molécula de agua y la velocidad de flujo.

4.1. Curvas equipotenciales o isopiezas

Las curvas isopiezométricas (o abreviadamente isopiezas) son las curvas de nivel de la superficie piezométrica o de los puntos de igual presión de un acuífero, se identifican con las líneas equipotenciales, las cuales son las líneas de igual elevación de nivel estático, generalmente se expresan en metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.).

Para identificar las isopiezas (conocidas también como hidroisohipsas) se emplean también los términos de curvas isofreáticas cuando se refieren al movimiento de las aguas subterráneas en un acuífero libre y curvas piezométricas cuando se analiza un acuífero confinado.

Las superficies piezométricas poseen una superficie que le es propia, comparable a la de una superficie topográfica: depresiones, ondulaciones, rupturas de pendiente, y pueden trazarse en ella curvas de nivel que unan los puntos de igual altitud.

Las curvas isopiezas pueden presentar cualquier forma, curvatura o inclinación, pero en muchas zonas la componente vertical del flujo es pequeña en comparación con la componente horizontal, es decir, que el flujo es casi horizontal y que las superficies equipotenciales son aproximadamente verticales.

Cuando el flujo de agua es horizontal, las superficies equipotenciales son verticales, como se observa en la figura siguiente. Allí se representa el flujo a través de un estrato acuífero horizontal, que se encuentra confinado.

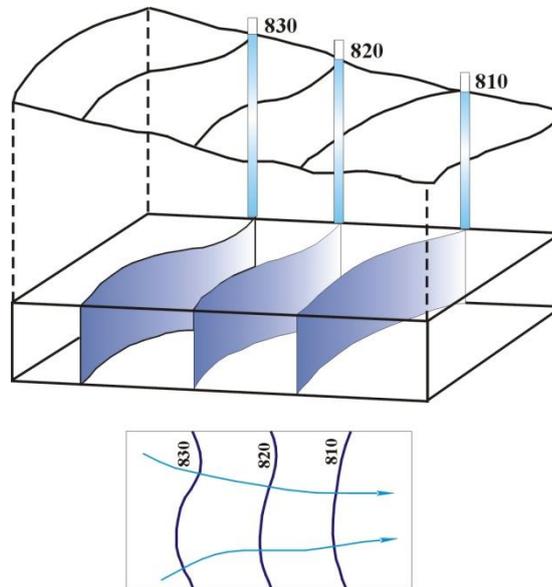


Ilustración 17: Superficies equipotenciales debido a flujo horizontal.

En la ilustración siguiente, se representa una situación correspondiente a un acuífero libre que aporta agua a un curso fluvial (río efluente) y en donde existe una componente de flujo vertical importante. En este caso, las redes de flujo se representan en cortes verticales o perfiles. Como es de suponer, para saber si el flujo subterráneo es horizontal, o si por el contrario, presenta una componente ascendente o descendente, hay que medir el nivel energético del agua en el acuífero, lo que se hace realizando pozos puntuales (de acuerdo a lo que se quiera investigar) a diferente profundidad dentro del reservorio.

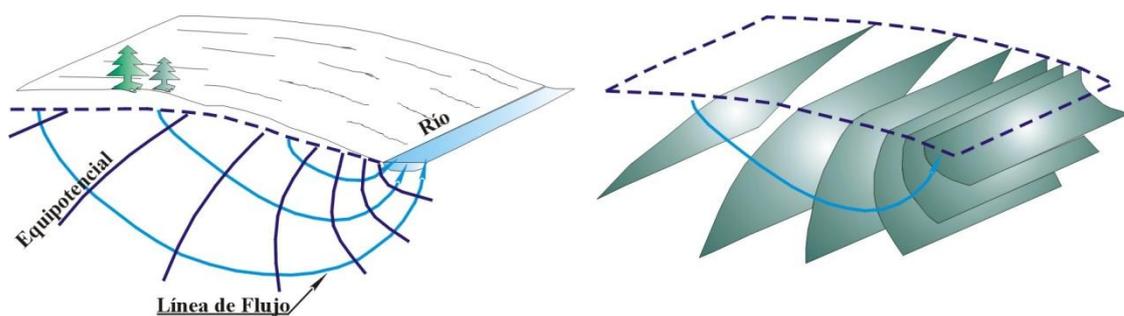


Ilustración 18: Superficies equipotenciales debido a flujo con componente vertical.

Las etapas para la construcción de un mapa de isopiezas son:

- Medida del nivel piezométrico en diversos puntos (los más posibles).
- Hay que obtener la cota del nivel de agua, que es igual a la cota del terreno menos la profundidad del agua.
- Situación sobre el mapa de todas las medidas y trazado de las isopiezas.
- Todos los puntos de agua se colocan, con su correspondiente nivel piezométrico, sobre un mapa de curvas de nivel de escala adaptada al tipo de problema a resolver. Se trazan entonces las curvas

isopiezas uniendo los puntos de igual altitud, tal como se operaría en el levantamiento de un mapa topográfico de curvas de nivel. La equidistancia de las curvas se escoge en función del gradiente hidráulico, de la escala y de la densidad de los puntos de observación.

- Trazado de algunas líneas de flujo perpendiculares a las líneas isopiezométricas.
- En un mapa de isopiezas a veces no se dibujan. En cualquier caso pueden trazarse algunas indicando las direcciones del flujo, pero no tantas para que formen una malla de cuadrados.
- El mapa obtenido revela la forma de la superficie piezométrica del acuífero estudiado en una época determinada, es de hacer notar que un mapa de isopiezas reflejará fielmente la realidad tridimensional si todas las medidas se han tomado en un lapso de tiempo breve (máximo 2 días), si todos los puntos de medida están en el mismo acuífero y tienen profundidades similares.

Las curvas Isopiezas permiten determinar, partiendo de las observaciones en el terreno y sus variaciones en las diferentes zonas del acuífero, obtener indicadores de gran utilidad sobre las características del movimiento de las aguas subterráneas. Por consiguiente, los mapas de curvas Isopiezas permiten:

- Calcular la profundidad de la superficie piezométrica.
- Trazar las líneas de flujo y determinar la dirección del movimiento de las aguas subterráneas.
- Determinar el gradiente hidráulico.
- Velocidad de flujo y tiempo de tránsito de moléculas.

4.2. Trazado de líneas de flujo y determinación de la dirección del movimiento

Una línea de flujo es una línea imaginaria que traza el patrón a través del cual se moverá una partícula del flujo de agua subterránea a través del acuífero. Las líneas de flujo se trazan perpendicularmente a las líneas equipotenciales e indican la dirección del flujo de agua subterránea. El método elemental de determinación es el siguiente: Sean tres puntos de agua A, B y C, de los que se han determinado los niveles piezométricos de 40, 34 y 36 m.b.b.p. Se unen los tres puntos mediante segmentos de recta, trazando de este modo un triángulo ABC. Cada lado se divide en segmentos proporcionales unidos mediante rectas los puntos de igual altitud: son las curvas Isopiezas. La recta AD, perpendicular, representa una línea de flujo y permite determinar el eje y la dirección del movimiento.

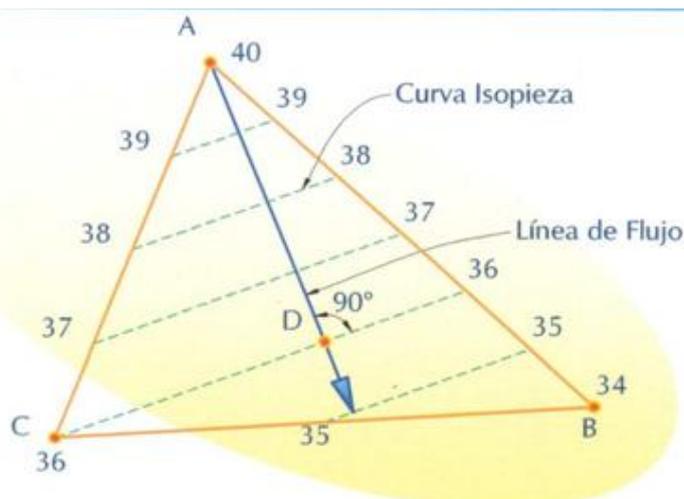


Ilustración 19: Determinación de las líneas de flujo y dirección de movimiento del agua por el problema de tres puntos.

La primera operación para la interpretación de los mapas de curvas isopiezas consiste en trazar las líneas de flujo. En los casos sencillos, elevamos las perpendiculares a las curvas Isopiezas. Una flecha indica el sentido del movimiento, deducido de los niveles piezométricos.

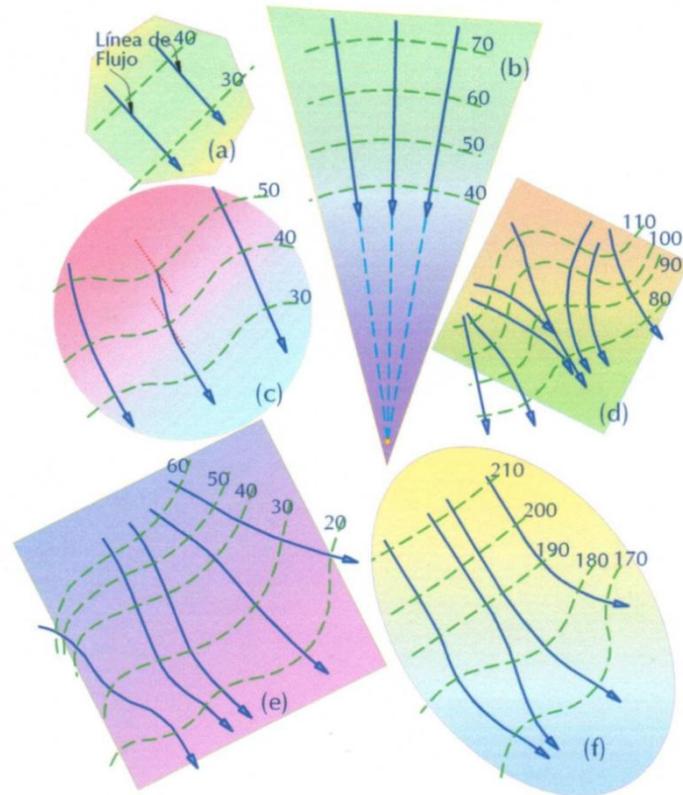


Ilustración 20: Líneas de flujo y dirección de movimiento del agua en distintas situaciones hidrogeológicas.

En los casos complejos. Se trazan primero los ejes principales de circulación de las aguas subterráneas que corresponden a los trayectos más cortos y más sencillos, en general en los centros de los arcos elementales de las curvas. En un eje de movimiento elevamos la perpendicular a cada curva isopiezas y redondeamos los ángulos para dibujar una curva regular. Las direcciones principales se subrayan mediante trazos más acentuados.

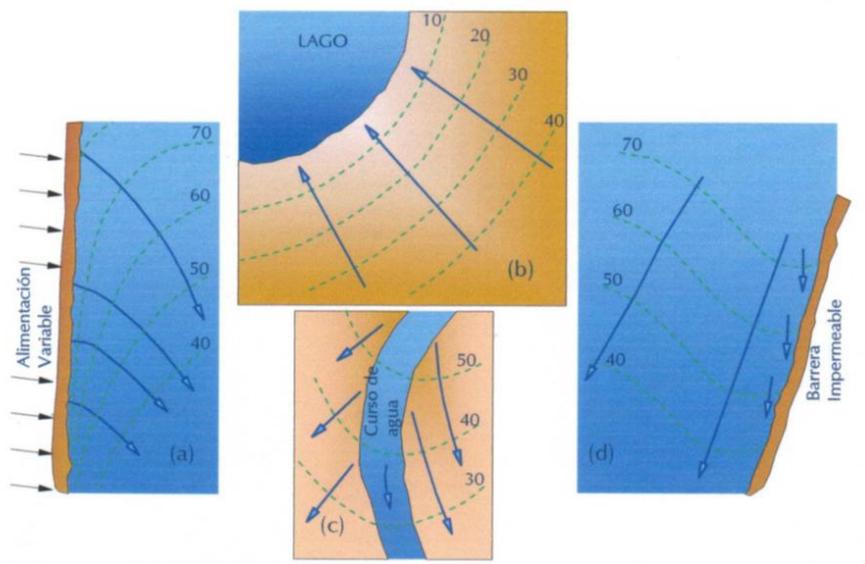


Ilustración 21: Líneas de flujo y dirección de movimiento del agua en distintas situaciones hidrogeológicas.

4.2. ENSAYOS DE BOMBEO

Los objetivos de un ensayo de bombeo pueden sintetizarse en dos partes fundamentales: por un lado, conocer las características hidráulicas del pozo que se está ensayando y /o para determinar las características hidráulicas del acuífero al cuál se le extrae el agua. La mayoría de los ensayos que se llevan a cabo tienen como objetivo determinar la hidráulica del pozo. Esta se refiere a todos los parámetros que caracterizan a la obra de perforación que se está ensayando. El otro objetivo, la hidráulica del acuífero explotado, se refiere a determinar sus propiedades: transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S), que son conocidos en su conjunto como los parámetros hidráulicos del acuífero. Determinando estos parámetros se puede conocer el mecanismo y características hidráulicas del acuífero y expresarlos numéricamente. De este modo es posible calcular el radio de influencia del pozo, diseñar la ubicación de otras perforaciones con o sin interferencia o de otras obras que utilicen este recurso, estimar el impacto que ocasionará el pozo en la hidrogeología del área, determinar su zona de protección, realizar modelaciones numéricas y, actualmente, son parámetros imprescindibles para la evaluación y saneamiento en regiones que presentan problemas de contaminación del recurso hídrico subterráneo.

4.2.1. Que es un Ensayo de Bombeo

Un ensayo de bombeo consiste en extraer o inyectar agua a un pozo realizando mediciones en el tiempo, de la variación que ésta acción provoca sobre el nivel estático original. Al estudiar las reacciones de un acuífero a la excitación producida por el bombeo de un pozo (descarga del acuífero) o la carga producida naturalmente al cesar el bombeo en el pozo (recarga del acuífero), es posible determinar los parámetros hidráulicos del pozo y del acuífero. Al producirse el bombeo en un pozo se forma un cono de depresión con su ápice en el centro del pozo bombeado. En un acuífero libre, el cono se produce en el mismo reservorio, por debajo de su techo. En un acuífero confinado, la depresión está situada sobre el límite superior del acuífero.

En un ensayo de bombeo, la observación y registro de los cambios que se producen en los niveles de agua se realizan en el pozo y/o en pozos de observación denominados piezómetros. Los efectos que se producen en el nivel hidrostático de un pozo de bombeo y en los pozos de observación pueden apreciarse en el esquema siguiente.

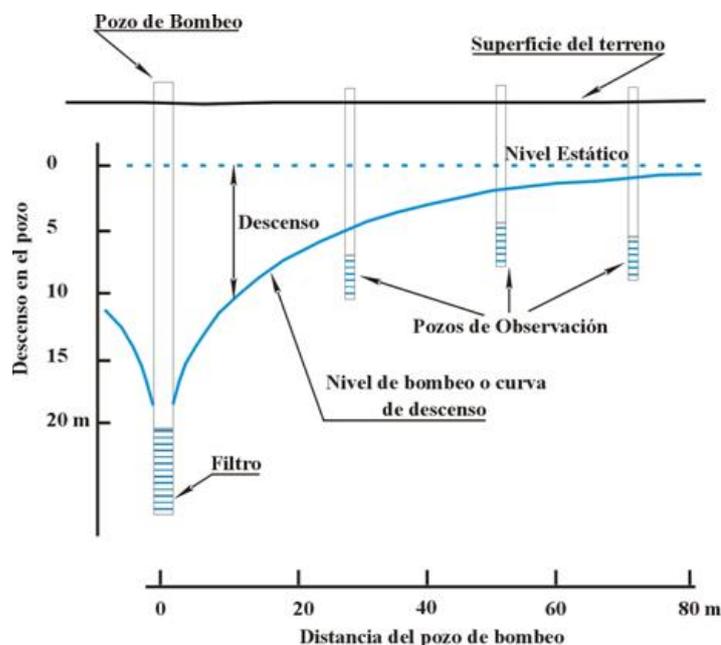


Ilustración 22: Variación del nivel de agua en un pozo y piezómetros como consecuencia de un bombeo.

Existen numerosas y diversas clases de ensayos de bombeo, la elección del tipo de ensayo a llevar a cabo depende del objetivo perseguido, de la infraestructura con la que se cuenta, de las características hidrogeológicas del acuífero a ensayar y de la clase de pozo. De esta forma se tiene ensayos diferentes según se trate de establecer las curvas características del pozo y/o los parámetros hidráulicos del acuífero, según se realicen las mediciones en el pozo de bombeo y/o en los piezómetros, según se trabaje con los datos recogidos durante el régimen de no-equilibrio y/o durante el régimen de equilibrio, según se realicen a caudal constante, variable o en forma escalonada, según se trate de un pozo penetrante o parcialmente penetrante, según sea un acuífero libre, confinado o semiconfinado, según exista o no influencia del almacenamiento en el pozo y según se traten los datos durante el tiempo de bombeo y/o recuperación. Como se advierte, son muchas las variables que definen el tipo de ensayo a llevar a cabo. Dado el objetivo de este curso solo se tratarán los casos más sencillos y comunes.

4.2.2. Concepto de Régimen No Permanente y Permanente

Cuando se inicia el bombeo a caudal constante en un pozo, y en general en cualquier tipo de captación, en los primeros instantes se extrae agua del almacenamiento en los alrededores del pozo, gracias al descenso del nivel producido. El período durante el cual los descensos, van aumentando, se llama de régimen no permanente o variable. En acuíferos que no pueden recibir agua del exterior tal como sucede en un acuífero perfectamente cautivo o en un acuífero libre en ausencia de aportes de agua de lluvia o superficial, todo el caudal extraído por el pozo debe proceder del almacenamiento y por lo tanto el régimen es siempre no permanente.

Sin embargo, y debido a la superficie creciente del cono de influencia, si el acuífero es muy extenso, la velocidad de descenso va disminuyendo paulatinamente hasta que llega el momento en que es tan lento, que se puede aceptar, a efectos prácticos, que los descensos se han estabilizado y se alcanza un régimen casi permanente o estacionario.

Los acuíferos semiconfinados reciben una recarga, y cuando la misma iguala al caudal bombeado, se establece un verdadero régimen estacionario o permanente. La característica fundamental del régimen permanente es que no se toma agua del almacenamiento del acuífero, este es un mero transmisor de la recarga, en cambio, en régimen variable, el acuífero no sólo transmite agua sino que la proporciona, al menos en parte, entrando en juego el coeficiente de almacenamiento.

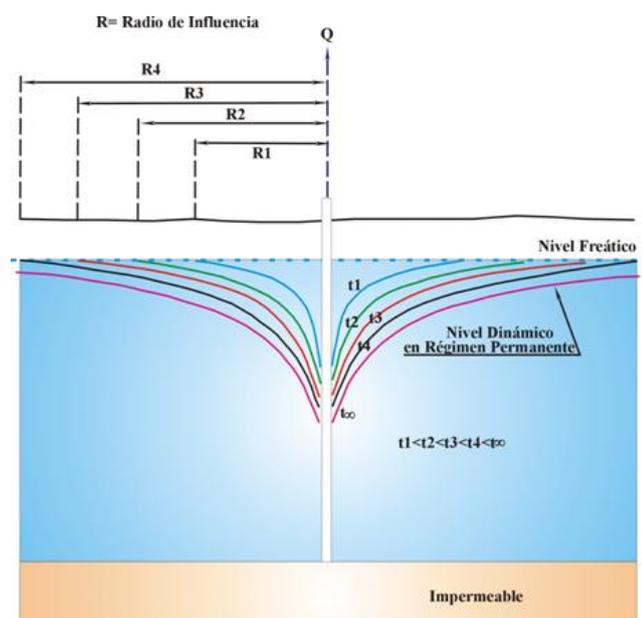


Figura 41: Variación del cono de influencia en función del tiempo de bombeo.

Acuíferos Confinados

Un Acuífero Confinado perfecto no recibe ninguna recarga a través del techo ni de la base, por lo tanto se debe cumplir que el caudal de agua bombeada por un pozo debe ser igual al flujo que atraviesa cualquier superficie equipotencial, las cuales son cilindros verticales concéntricos con el pozo de explotación. Si un acuífero confinado no puede recibir recarga, toda el agua que entrega debe provenir únicamente de su almacenamiento por lo que siempre se estará en régimen no permanente o de no-equilibrio. Por otra parte, como el espesor del reservorio permanece siempre constante, la transmisividad (que es el producto de la permeabilidad darciana por el espesor del acuífero) permanece inalterable durante todo el ensayo.

Estas condiciones únicas que se producen durante un ensayo de bombeo en un acuífero confinado perfecto fueron advertidas por Theis (1935), quién definió las ecuaciones que expresan el descenso del nivel piezométrico en un pozo de observación en función del tiempo de duración del bombeo en el pozo de bombeo desde las condiciones iniciales de reposo; es decir que se basan en el registro de los descensos (o recuperación) de un pozo sometido a bombeo (o recarga), en función del tiempo. La fórmula de Theis está basada en la ley de Darcy, en la ecuación de Laplace y en analogías de transmisión de calor a través de medios homogéneos.

El análisis de ensayos de bombeo aplicando la ecuación de Theis, tiene como condición básica que además del pozo de bombeo, exista por lo menos, un pozo de observación localizado a una cierta distancia.

La ecuación diferencial básica, en la hipótesis bidimensional, que regula la variación de los niveles piezométricos en función del tiempo de bombeo es:

$$\frac{\alpha^2 \cdot h}{ar^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\alpha h}{ar} = \frac{S}{T} \frac{\alpha h}{at}$$

Esta ecuación se convierte, en coordenadas polares planas, en la:

$$\frac{\alpha^2 \cdot h}{ax^2} + \frac{\alpha^2 h}{ay^2} = \frac{S}{T} \frac{\alpha h}{at}$$

La solución de la ecuación anterior toma la forma de una integral exponencial, que permite hallar el descenso en función del límite inferior de la integración:

$$s = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty du \frac{e^{-u}}{u}$$

Dónde:

- ho = nivel piezométrico en reposo (nivel estático) en un sondeo de observación.
- h = nivel piezométrico en el sondeo después de un tiempo de bombeo t.
- s = descenso del nivel desde el reposo (nivel estático) después de un tiempo t.
- Q = caudal bombeado (constante).
- T = Transmisividad = K x e
- u = r²S/4Tt (argumento de la integral).
- r = distancia del pozo de bombeo hasta el pozo de observación.
- S = coeficiente de almacenamiento.
- t = tiempo a partir del comienzo del bombeo, supuesto en condiciones de reposo.

El argumento de la integral **u** es también, lógicamente, adimensional, ya que:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

Como es sabido, la integral exponencial no tiene definición analítica, por lo que para el objeto que se persigue, se llamará función de pozo $W(u)$ a la función:

$$W(u) = \int_u^\infty du \frac{e^{-u}}{u}$$

Cuyo desarrollo es el siguiente:

$$W(u) = 0,577216 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} + \dots$$

Existen tablas que dan los valores de $W(u)$ en función de u .

La fórmula que relaciona el descenso s con el tiempo de bombeo t (a través del argumento u) es, pues:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

Del ensayo de bombeo se conoce el caudal (que se mantiene constante) Q , y una serie de valores tiempos - descensos, es decir de s y t que se corresponden. El objeto del ensayo es conocer las características del acuífero, es decir, la Transmisividad T y el coeficiente de almacenamiento S , para poder calcular, a partir de estos datos, el caudal permanente que se puede esperar de la formación estudiada.

De la observación de las ecuaciones anteriores y de la definición del argumento u se comprende que no es inmediato, ni mucho menos, calcular T y S . El cálculo se puede realizar mediante resolución electrónica o con el uso de ingeniosos métodos gráficos que se describen a continuación:

Si se escribe las dos ecuaciones que definen el descenso y el argumento en la forma siguiente:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

$$\frac{r^2}{t} = \frac{4T}{S} u$$

El artificio gráfico de Theis consiste en representar, en papel logarítmico en ambos ejes, tanto la función de pozo $W(u)$ en función de u , como valores experimentales de s en función de r^2/t . Las distancias que aparecen en la escala gráfica son, claro es, $\log u$ y $\log W(u)$. Si se toman logaritmos de las ecuaciones anteriores se tiene:

$$\lg \frac{r^2}{t} = \lg \frac{4T}{S} + \lg u$$

$$\lg s = \lg \frac{Q}{4\pi T} + \lg W(u)$$

Ahora bien, para caudal constante y el mismo acuífero confinado $Q/4\pi T$ y $4T/S$ son constantes. Se observa entonces que, en papel logarítmico, la curva que relaciona s con r^2/t es idéntica a la que relaciona $W(u)$ con u ; solamente que la primera ha sufrido una traslación de valor $Q/4\pi T$ en dirección del eje de s ó de la $W(u)$ y otra de valor $4T/S$ en dirección del eje de las r^2/t o de las u . El método de Theis consiste, pues, en dibujar en papel logarítmico $W(u)$ en función de u de tablas existentes. Después dibujar en papel logarítmico

idéntico, pero transparente, la curva obtenida del ensayo de bombeo, es decir, descensos s en función de r^2/t y superponer ambas curvas (manteniendo los ejes paralelos) hasta que se logre la coincidencia de las dos.

La traslación necesaria en el sentido de los dos ejes brinda los valores de $Q/4\pi T$ y $4T/S$, a partir de los cuales se puede calcular T y S y, conociendo el espesor, también la permeabilidad K .

Un sistema práctico de hacer estos, una vez que ambas curvas están superpuestas, es dar en un punto arbitrario de ambas un pinchazo que atraviesen los dos papeles.

Leyendo las coordenadas del punto en ambos gráficos se tiene los valores correspondientes de s y $W(u)$ y de r^2/t y u , que introducidos en el sistema de ecuaciones anteriores permite hallar T y S .

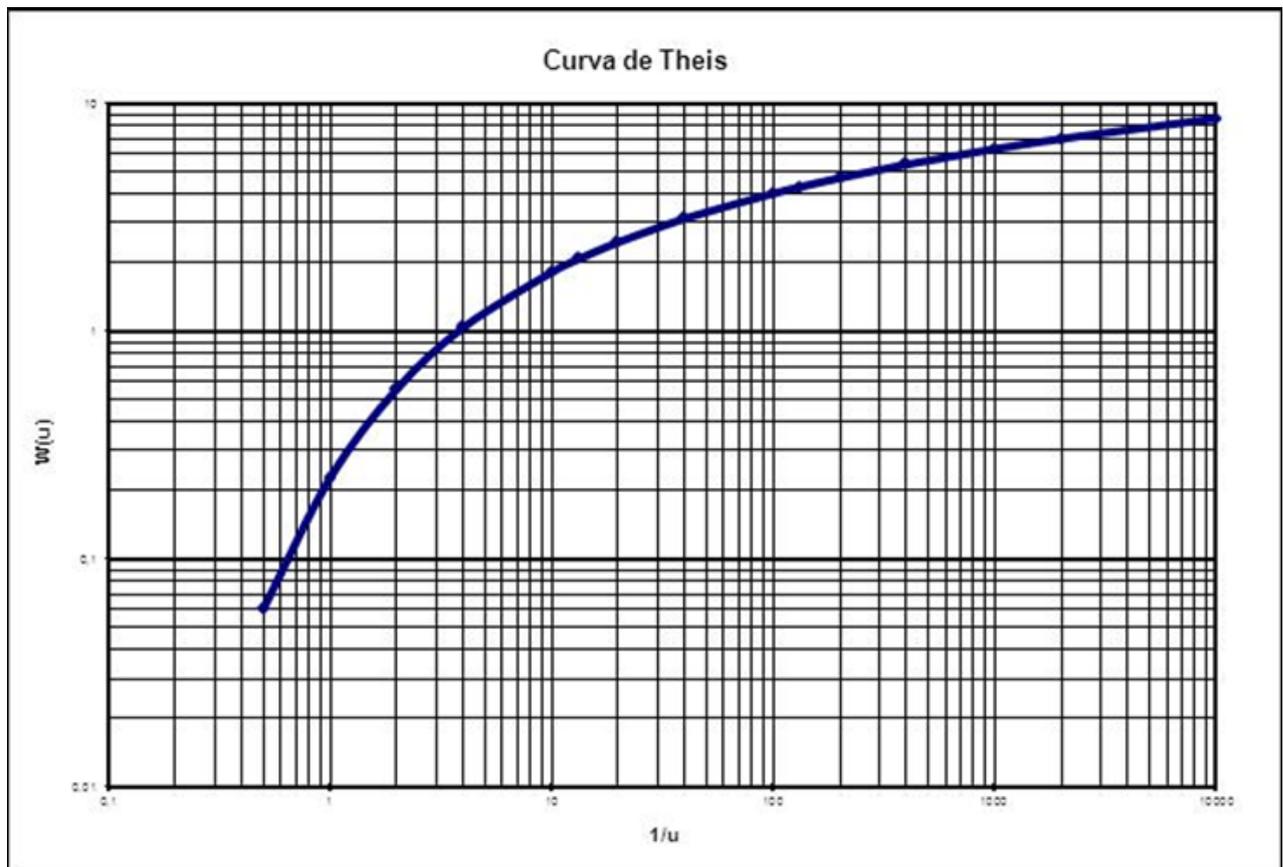


Gráfico 3: Curva teórica de la función del pozo $W(u)$ versus $1/u$ (curva de Theis).

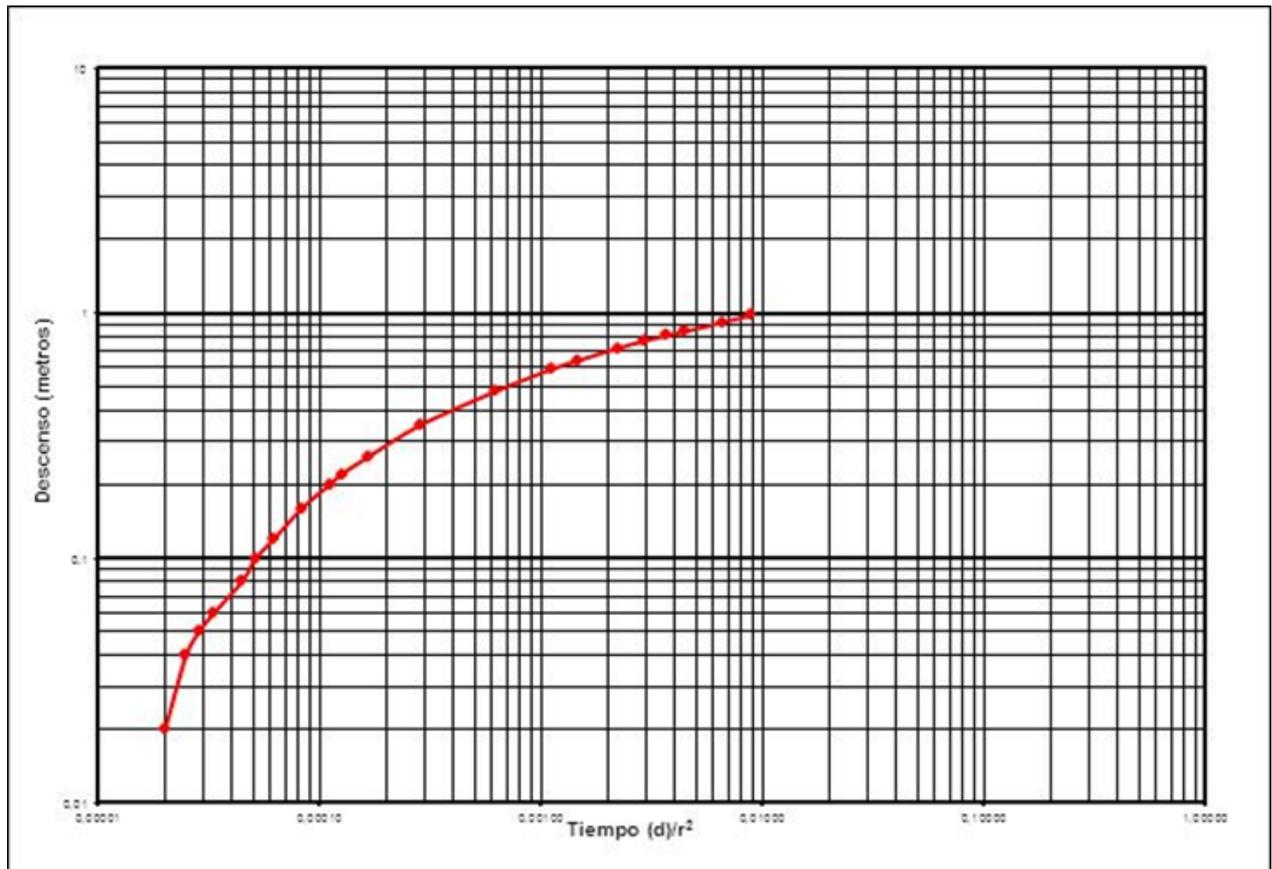


Gráfico 4: Curva de datos de un ensayo de bombeo real, mostrando descensos, s , versus t/r^2 .

El método de Theis permite comparar los valores teóricos de $W(u)$ en función de u (o bien $W(u)$ en función de $1/u$) con los valores de descenso (s) medidos en el pozo de observación y el tiempo t (o $1/t$) cuando se tiene un único pozo de observación y superponer ambas curvas para obtener los parámetros. Cuando se dispone de más de un pozo de observación se puede realizar una curva del descenso (s) versus r^2/t (o t/r^2), o el descenso (s) versus r^2 ($1/r^2$).

En la ecuación integral de Theis, al crecer el tiempo t transcurrido desde el comienzo del bombeo, el argumento de la integral exponencial:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

decrece inversamente al tiempo.

Jacob comprobó que después de un tiempo relativamente corto de iniciado el bombeo, los valores de los términos de la serie de potencias unidad y superiores se hacían tan rápidamente decrecientes que podían perfectamente despreciarse a partir de ciertos valores del tiempo t . Por lo tanto, este autor propuso la simplificación de la fórmula:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

Despreciando en el desarrollo de $W(u)$ todos los términos a partir del segundo y dejándola convertida en:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (-0,577216 - \ln u)$$

o sea:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left(-0,577216 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} \right)$$

o bien:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt}{r^2 S} - 0,577216 \right)$$

Para un mismo sondeo de observación la distancia r al pozo de bombeo es constante. También lo son para el mismo ensayo, en el mismo acuífero, las magnitudes Q , T y S . Por lo tanto, para dos medidas de descensos s_1 y s_2 en los tiempos t_1 y t_2 , se tendrá:

$$s_1 = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt_1}{r^2 S} - 0,577216 \right)$$

$$s_2 = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt_2}{r^2 S} - 0,577216 \right)$$

restando ambas expresiones, se obtiene:

$$s_1 - s_2 = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{t_2}{t_1}$$

y usando logaritmos decimales:

$$s_1 - s_2 = \frac{2,3 Q}{4\pi T} \lg \frac{t_2}{t_1}$$

$$s_1 - s_2 = 0,1832 \frac{Q}{T} \lg \frac{t_2}{t_1}$$

De donde se puede determinar la Transmisividad T .

El método más usado generalmente, es el de representar en papel semilogarítmico los valores observados de s y t . A partir de un cierto valor de tiempo puede observarse que los puntos se aproximan a una recta. Esta es la zona en donde la aproximación del método de Jacob es válida. Dibujando la recta que mejor se adapte a los puntos observados, se toma en ella dos puntos cualesquiera (t_1, s_1) , (t_2, s_2) . Es práctica tomarlos de manera que el intervalo $t_2 - t_1$ corresponda a un ciclo en el papel semilogarítmico, entonces $t_2/t_1 = 10$ y la ecuación anterior toma la forma de:

$$s_1 - s_2 = 0,1832 \frac{Q}{T}$$

$$T = 0,1832 \frac{Q}{s_1 - s_2}$$

A partir de este valor hallado de Transmisividad se puede determinar el coeficiente de almacenamiento S en forma aproximada. Si se prolonga la recta anterior hasta su intersección con el eje $s = 0$ o sea t_0 , el valor correspondiente del tiempo para el punto de intersección. La ecuación simplificada de Jacob toma el valor:

$$T = 0,1832 \frac{Q}{\Delta s_{10}}$$

$$s = 0 = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{T t_0}{r^2 S} - 0,577216 \right)$$

De donde:

$$S = 2,258 \frac{T t_0}{r^2}$$

De esta expresión se puede despejar el radio de influencia del cono de depresión, donde queda evidenciado que éste depende de la Transmisividad, del Coeficiente de Almacenamiento y del Tiempo y no del caudal de bombeo.

$$r = \sqrt{\frac{2,258 T t_0}{S}}$$

El método de Jacob, además de ser una simplificación de la ecuación de Theis, permite conocer la Transmisividad utilizando los datos de descenso en el pozo de bombeo y el caudal de bombeo sin necesidad de un pozo de observación (ya que en el cálculo la variable r no aparece).

Cuando se quiere calcular el Coeficiente de Almacenamiento, se asume que la distancia r corresponde al radio de la perforación (como si se hubiese construido un pozo de observación a esa distancia), razón por la cual los valores de Coeficiente obtenidos de esta manera, deben tomarse como muy aproximados.

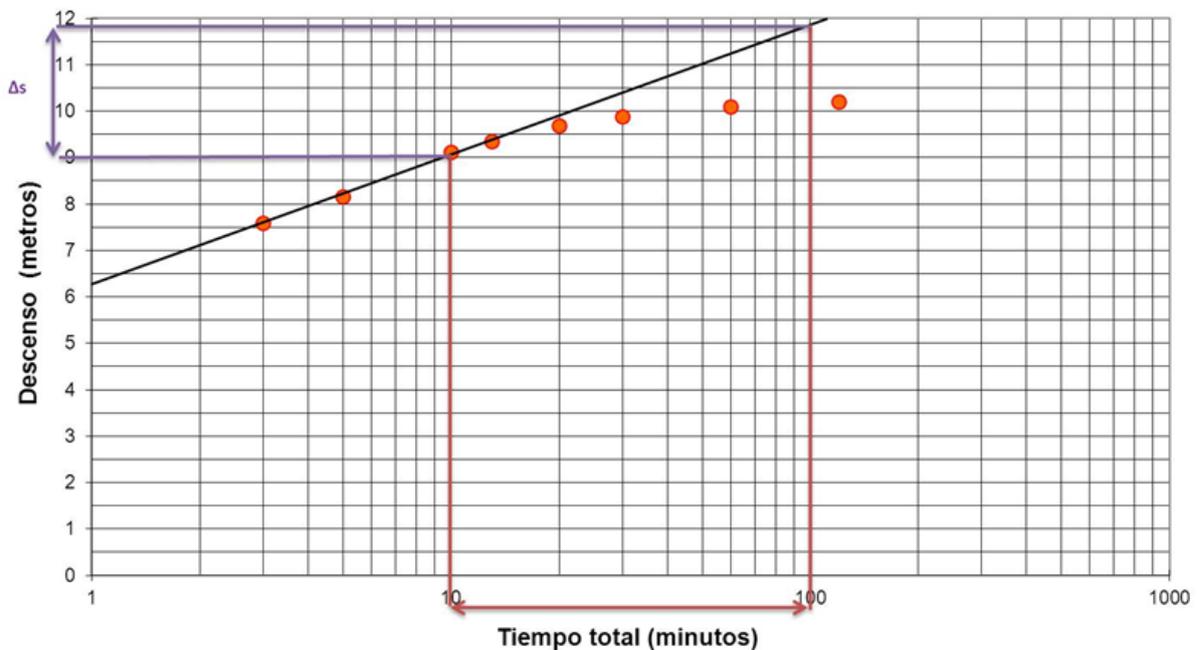


Gráfico 5: Representación semilogarítmica de Jacob, mostrando los valores de descensos versus tiempo.

En muchos acuíferos confinados (que no son perfectamente cautivos) se observa que cierto tiempo después de iniciado el bombeo los niveles piezométricos “parecen” estabilizarse ya que los descensos son tan pequeños que se admite, a efectos prácticos, que se alcanza el estado de equilibrio. Si esta última condición se asume, el tratamiento de los datos se realiza aplicando la fórmula de Thiem, que resulta un caso particular del flujo no permanente.

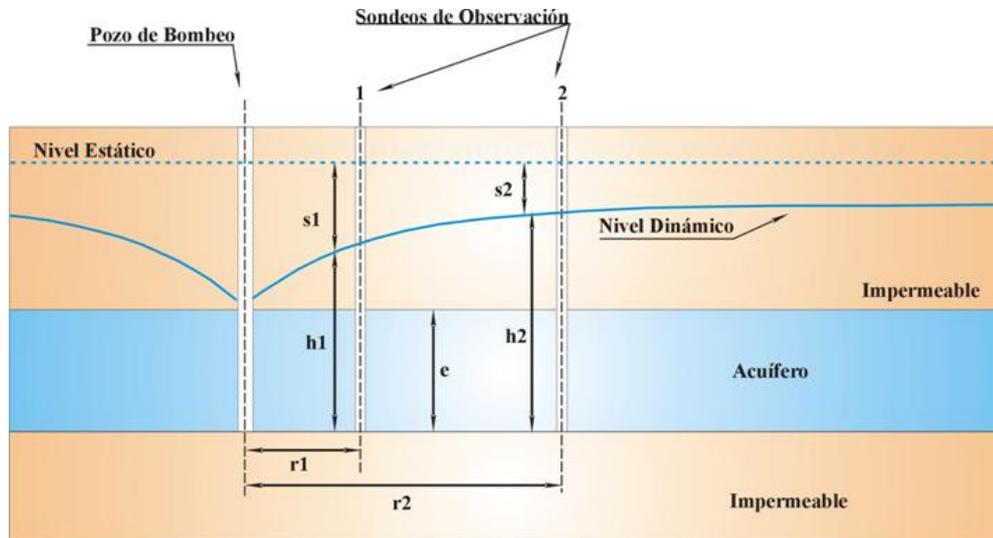


Ilustración 23: Cono de depresión en un acuífero confinado, donde se asume que se alcanza el régimen de equilibrio. Bajo condiciones de equilibrio se debe cumplir que el caudal de agua bombeada debe ser igual al flujo que atraviesa cualquier superficie equipotencial (el agua que se bombea es igual al caudal que ingresa), las cuales son cilindros verticales concéntricos con el pozo. En cualquiera de estas superficies equipotenciales se cumple que: Flujo = Perímetro x Transmisividad x Gradiente = Caudal del pozo.

$$a = 2\pi r e K \left(\frac{dh}{dr} \right)$$

integrando queda:

$$\int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r} = \frac{2\pi K e}{Q} \int_{h_1}^{h_2} dh$$

$$\ln r_2/r_1 = \frac{2\pi K e}{Q} (h_2 - h_1)$$

si se reemplaza $h_2 - h_1 = s_1 - s_2$, y como $K \times e = T$, se tiene la fórmula de Thiem.

$$T = \frac{Q}{2\pi (s_1 - s_2)} \ln r_2/r_1$$

En la forma reducida, la expresión se puede escribir:

$$T = \frac{0,3664 Q}{\Delta s_{10}}$$

Para calcular la Transmisividad se procede de la siguiente manera: Se grafica en ordenadas los descensos medidos en cada pozo de observación (en escala aritmética), en función de la distancia (r) de cada pozo de observación respecto al pozo de bombeo en escala logarítmica (en abscisas). A continuación se dibuja la recta que más se aproxime a los puntos representados. Luego se elige un ciclo logarítmico, cuyos extremos corten a la recta dentro de los límites del papel, que se corresponde con una diferencia de descensos (Δs_{10}).

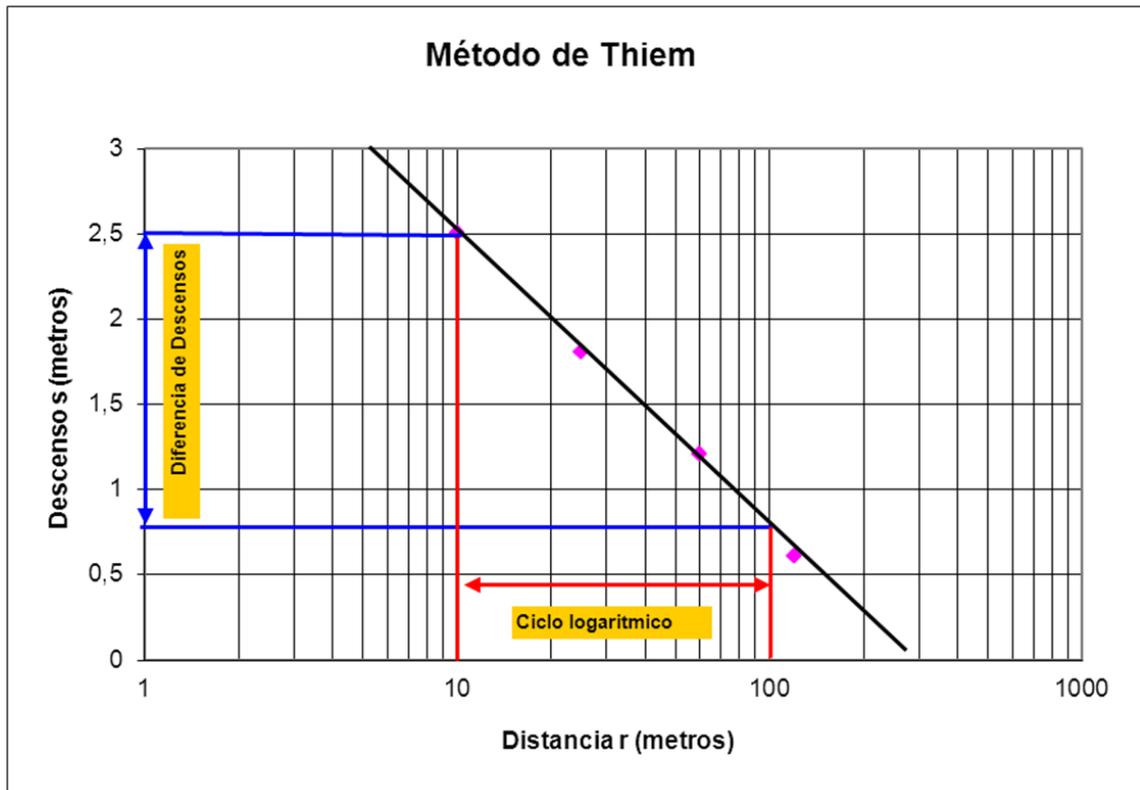


Gráfico 6: Representación semilogarítmica de Thiem para el cálculo de la transmisividad darciana.

Acuíferos Libres

En principio, un acuífero libre puede asimilarse a un acuífero confinado siempre y cuando la superficie libre del agua se mantenga aproximadamente horizontal, o sea que el descenso producido por el bombeo sea muy pequeño (hasta un 10%) en comparación con el espesor saturado inicial (**H**) del acuífero. Esto es así ya que durante los primeros momentos del bombeo siempre se está en régimen no permanente. Si esta condición se cumple, está claro que se pueden aplicar las formulaciones de Theis y Jacob que gobiernan el régimen no permanente. Si se supera ese valor de descenso respecto al espesor saturado, en las condiciones de régimen no permanente, se aplica la corrección de Jacob.

En el caso de que un acuífero libre presente descensos mayores al 10% respecto al espesor saturado cuando se somete a bombeo, indica que no se puede asimilar a un acuífero confinado. Esto es tan cierto que, desde el punto de vista del flujo se debe analizar su comportamiento con otra perspectiva física y matemática. La primera observación que se desprende de este hecho es que en un acuífero libre donde los descensos son importantes respecto al espesor saturado la Transmisividad varía ya que el espesor saturado se modifica a causa del bombeo.

Teniendo presente lo expuesto, es claro entonces que en un acuífero libre que presenta descensos importantes respecto a su espesor saturado se debe esperar que suceda alguna nueva situación de contorno para poder hacer un análisis válido de sus parámetros. Así se entiende que la Transmisividad en un acuífero libre de esta naturaleza sólo puede ser representativa en aquel momento en donde ya no hay más modificación del espesor saturado.

Es obvio que esta última situación sólo ocurre cuando no hay más descensos y es claro que cuando no hay más descensos se alcanza entonces un verdadero régimen permanente o de equilibrio, es decir que el agua explotada por el pozo es igual al agua que suministra el reservorio. Estas condiciones se pueden lograr luego de un cierto tiempo de iniciado el ensayo y en donde el acuífero reciba el aporte de agua de otras fuentes (recarga de agua de lluvia, de un lago o de un río). Se dice entonces que bajo estas condiciones, el acuífero se comporta como un mero transmisor del flujo o de la recarga, sin entrar en juego el coeficiente de almacenamiento. Así queda evidenciado que bajo un régimen de equilibrio sólo es posible obtener el valor de Transmisividad y no el de Coeficiente de Almacenamiento. Debido a esta última razón, el análisis de un acuífero en régimen de equilibrio presenta limitaciones al momento de conocer sus características hidráulicas completas ya que, no solamente hay una modificación de la Transmisividad, sino que también el flujo hacia el pozo deja de ser estrictamente radial y horizontal, puesto que aparecen componentes verticales de velocidad.

Suponiendo un acuífero libre reposando sobre un substrato impermeable horizontal y con una superficie freática inicialmente horizontal. En estas condiciones si se realiza un pozo que atraviesa el acuífero en toda su longitud (pozo totalmente penetrante), se bombea con un caudal constante Q , se observa la variación del nivel dinámico. Si además, se construyen alineados con el pozo de bombeo, dos pozos de observación o piezómetros 1 y 2 ubicados a distancias r_1 y r_2 del pozo de bombeo.

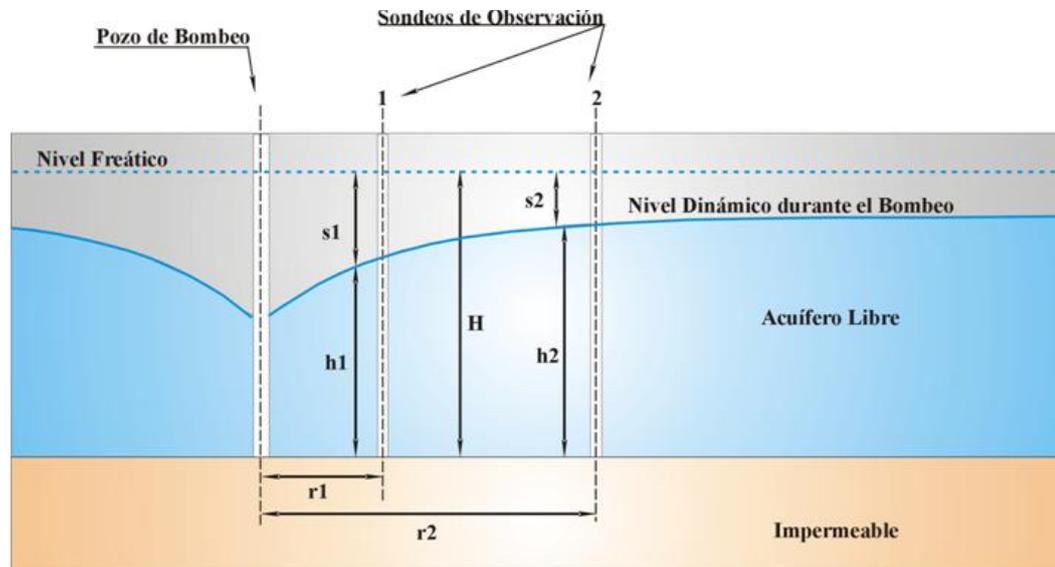


Ilustración 24. Cono de depresión en un acuífero libre bajo régimen permanente.

Entonces, en condiciones de equilibrio, el caudal que se filtra por la superficie lateral de un cilindro de radio r , concéntrico con el pozo de bombeo, es el mismo caudal bombeado Q .

$$Q = K i A \quad A = 2\pi r h \quad i = \frac{dh}{dr}$$

Aplicando la ley de Darcy a este cilindro en condiciones libres, se tiene:

$$Q = K \frac{dh}{dr} 2\pi r h$$

Integrando entre r_1 y r_2 , resulta:

$$\int_{r_1}^{r_2} dr/r = \frac{2\pi K}{Q} \int_{h_1}^{h_2} h dh$$

$$Q \ln \frac{r_2}{r_1} = 2\pi K \left(\frac{h_2^2 - h_1^2}{2} \right)$$

$$Q = \frac{\pi K (h_2^2 - h_1^2)}{\ln \frac{r_2}{r_1}}$$

Si se reordenan términos, la expresión es:

$$K = \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \ln r_2/r_1$$

Esta última expresión se conoce con el nombre de fórmula de Dupuit. Si se reemplaza los logaritmos neperianos por logaritmos decimales (factor de conversión 2,3), la expresión puede escribirse:

$$K = \frac{0,7328 Q}{h_2^2 - h_1^2}$$

La expresión general sería entonces:

$$K = \frac{0,7238 Q}{H_0^2 - H^2}$$

Donde H_0^2 es igual al espesor saturado inicial del acuífero libre y H^2 es el espesor saturado del acuífero a una distancia r .

Para calcular la Permeabilidad, se procede de la siguiente manera: Sé grafica en ordenadas $(H_0^2 - H^2)$, es decir, el espesor saturado inicial elevado a la segunda potencia, menos el espesor saturado observado en el piezómetro elevado a la segunda potencia; en función de la distancia (r) de cada pozo de observación respecto al pozo de bombeo en escala logarítmica (en abscisas). A continuación se dibuja la recta que más se aproxime a los puntos representados. Luego se elige un ciclo logarítmico, cuyos extremos corten a la recta dentro de los límites del papel, donde le corresponde un delta de $(H_0^2 - H^2)$.

Este método sólo es aplicable cuando se realiza un ensayo de bombeo con dos pozos de observación. En caso de tener un solo piezómetro puede utilizarse la medida del descenso en el pozo de bombeo, reemplazando h_1 por h_p y r_1 por r_p . En este caso se debe tener presente que la Transmisividad y/o la Permeabilidad del acuífero, calculada a partir del ensayo presentará un error debido a que el nivel en el pozo estará condicionado por la eficiencia de éste. En un acuífero libre de gran extensión, en ausencia de aportes de agua desde la superficie, lluvias o alguna forma de infiltración, no puede establecerse un verdadero régimen de equilibrio ya que el agua extraída debe proceder del almacenamiento. Sin embargo puede definirse un radio de influencia (R) que crece muy lentamente con el tiempo, lo que permite aplicar la fórmula de Thiem-Dupuit. El valor de R para acuíferos libres suele variar entre 10 y 500 metros y puede estimarse en base a la siguiente fórmula:

$$R = 1,5 \sqrt{\frac{Tt}{m_e}}$$

Donde m_e es la porosidad eficaz.

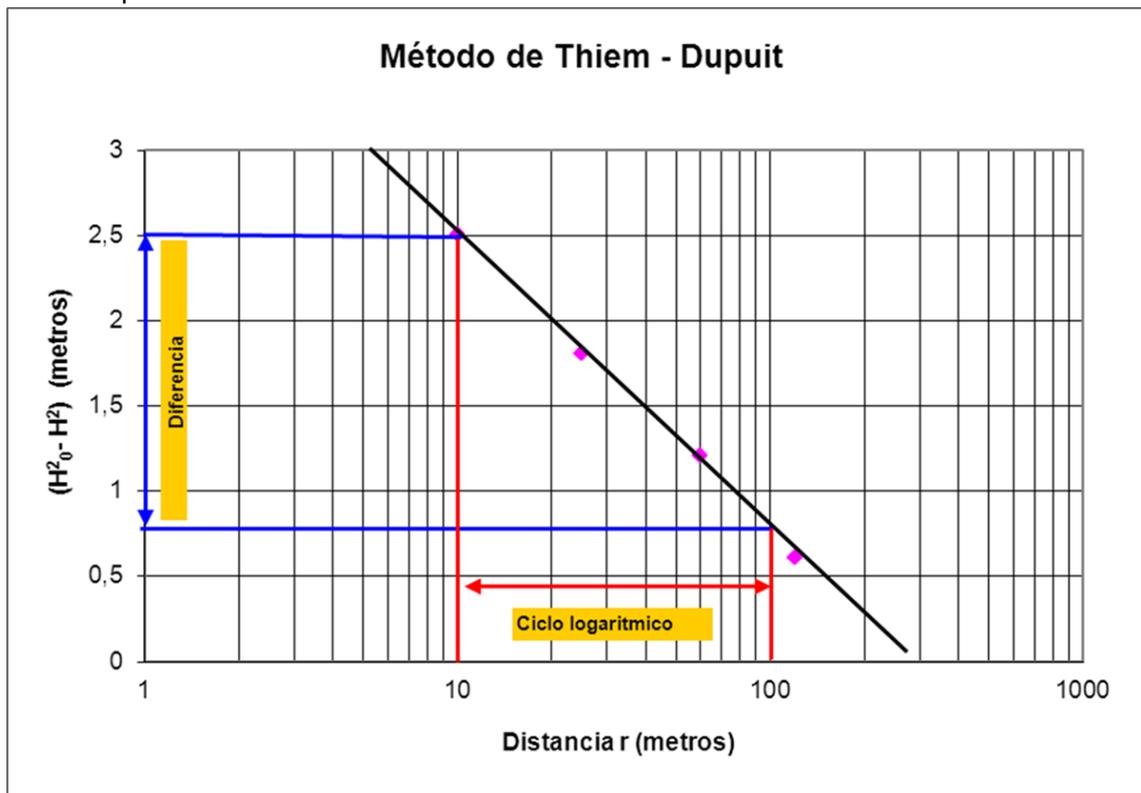


Gráfico 7: Representación semilogarítmica de Thiem - Dupuit para el cálculo de la permeabilidad darciana.

Por último, en el caso de los acuíferos libres, también se puede poner la expresión $(H_0^2 - H^2)$ en función del descenso $s = H_0 - H$ como sigue:

$$H_0^2 - H^2 = (H_0 - H)(H_0 + H) = (H_0 - H)[2H_0 - (H_0 - H)] = s(2H_0 - s)$$

$$\frac{H_0^2 - H^2}{2H_0} = s - \frac{s^2}{2H_0} = s_c$$

$$s_c = s - \frac{s^2}{2H_0}$$

Expresión que se conoce como corrección de Jacob. En la expresión anterior, s_c es el descenso corregido. Cuando se trabaja con descensos corregidos se procede de la siguiente manera: Se miden los descensos verdaderos medidos en función de la distancia de cada pozo; se procede a corregir los descensos con la fórmula señalada y se grafica directamente en un gráfico semilogarítmico aplicando el método de Thiem, ya que una vez corregido los descensos, entonces, los datos pueden tomarse como si hubiesen ocurrido en un acuífero confinado.

Acuíferos Semiconfinados

Ya se ha mencionado que los acuíferos semiconfinados son aquellos en los que el agua se encuentra a presión, igual que en los confinados (su límite superior se encuentra a una presión superior a la atmosférica), pero alguna de las capas que lo confinan no es perfectamente impermeable y permite alguna filtración que contribuye en cierta proporción al caudal que se extrae del acuífero semiconfinado propiamente dicho.

Este tipo de acuíferos son mucho más frecuentes que los confinados, ya que en rocas sedimentarias son más abundantes las formaciones poco permeables que las absolutamente impermeables; aunque la permeabilidad de la capa confinante sea muy baja (por ejemplo: 10^{-2} a 10^{-4} metros/día), siempre cederá una cierta cantidad de agua al acuífero semiconfinado que se está bombeando. Esto es así que, muchas veces incluso se habrán interpretado los resultados provenientes de un acuífero semiconfinado como si se tratara de un acuífero confinado, con los consiguientes errores, no solamente conceptual, sino de apreciación en los resultados.

Un acuífero semiconfinado se concibe entonces como una formación capaz de almacenar y transmitir agua en cantidades económicamente explotable que tiene por techo o base un nivel semiconfinante, o más propiamente dicho, un acuitardo que lo separa de un acuífero superior o inferior que actúa como recarga (a través del acuitardo).

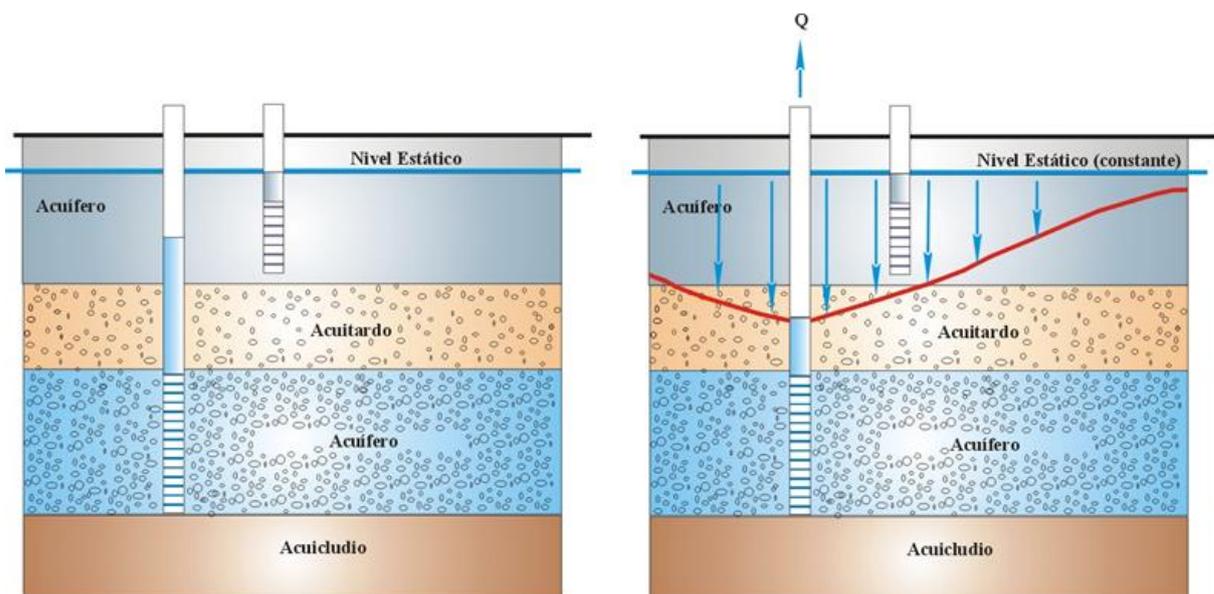


Ilustración 25: Modelo conceptual de un acuífero semiconfinado ante el bombeo y durante el bombeo (Kruseman y de Ridder, 1994).

Esto es así porque cuando se bombea un acuífero semiconfinado, el agua extraída por el pozo de bombeo procederá no solamente del propio acuífero sino también de la capa superior semipermeable (acuitardo), que se supone que está saturada en parte. Cuando se bombea, la carga piezométrica del acuífero disminuye, con lo que se crea una diferencia de carga entre la capa semipermeable y el acuífero propiamente dicho de modo que se origina un movimiento vertical del agua dentro de la capa semipermeable (acuitardo) que actuará como recarga del acuífero. Es decir que a partir del momento en que la carga piezométrica en la parte del acuífero sea menor que la carga en la capa superior semipermeable, el agua extraída del pozo será la suma de la que cede el acuífero más una cantidad que procede del acuitardo superior.

En el estado de reposo, ambos acuíferos (en este caso el inferior y superior) tienen el mismo nivel piezométrico lo que es lógico ya que en ausencia de bombeo, no es posible que ambos acuíferos tengan niveles diferentes pues de otro modo se establecería un flujo vertical entre ambos hasta conseguir igualarlo. Cuando se realiza un bombeo en un acuífero semiconfinado, y de acuerdo a las características del reservorio y del acuitardo, se producirá más tarde o más temprano un régimen de equilibrio; por lo que nuevamente queda claro que, primero, se estará siempre en régimen no permanente.

Cuando se bombea un pozo en un acuífero semiconfinado y se está todavía en régimen no permanente el agua bombeada por el pozo proviene del acuífero propiamente dicho y de la que procede del acuífero que recarga a través del acuitardo.

Existen varios métodos para analizar los datos de bombeo de un acuífero semiconfinado en régimen no permanente; entre ellos se encuentran el método de superposición de Walton, el método del punto de inflexión de Hantush, el método de superposición de Hantush y el método de Neuman y Witherspoon. Cada uno de ellos se basa y se usa en función de ciertas características que se asumen que ocurren durante el bombeo. En el presente curso, solamente se desarrollará el método de superposición de Walton.

El método de Walton asume que el almacenamiento en un acuitardo es tan pequeño que se considera nulo y el acuitardo es incomprensible; de esta forma se puede escribir la siguiente expresión:

$$s = \frac{Q}{4\pi K_D} W(u, r/L)$$

Dónde:

$$u = \frac{r^2 S}{4K_D t}$$

El procedimiento de cálculo es así:

Se construye una familia de curvas teóricas en papel bilogarítmico a partir de $W(u, r/L)$ versus $1/u$ para distintos tipos de valores de r/L .

Se realiza un gráfico bilogarítmico a igual escala que el anterior en donde se representan los valores de descenso (s) versus el tiempo (t).

Se superponen ambas curvas y se observa con cual curva de r/L coincide la curva de s versus t , o de s en función de t/r^2 . Se elige un punto de coincidencia (al igual que en el método de Theis).

Una vez elegido el punto de coincidencia se leen los valores de $W(u, r/L)$, $1/u$, s y t o bien s y t/r^2 .

Se sustituyen los valores de $W(u, r/L)$ y s en la fórmula y se calcula la Permeabilidad.

Se sustituye el valor de Permeabilidad calculado y se sustituye la inversa del valor $1/u$ en la siguiente fórmula y se calcula el Coeficiente de Almacenamiento.

Se debe repetir el procedimiento para todos los piezómetros, tanto T como S, deben ser similares.

De la curva teórica de la familia que mejor se superpone con los datos de campo, se toma el valor de r/L y se calcula el factor de goteo L , recordando que éste tiene las dimensiones de una longitud y está definido por la ecuación:

$$L = \sqrt{K_D \cdot C}$$

Valores altos de L indican una gran resistencia al flujo del acuitardo confinante en comparación con el acuífero, lo que implica una pequeña influencia relativa en la recarga del acuífero a partir del acuitardo.

Hay que recordar que la resistencia hidráulica (C) es una medida de la resistencia que ofrece la capa semiconfinante (Acuitardo) al flujo en dirección vertical, y se define por la relación entre el espesor saturado del acuitardo (e') y su Permeabilidad Darciana Vertical ($K'D$); es decir:

$$C = \frac{e'}{K'D}$$

Las dimensiones de la resistencia hidráulica son las del tiempo. Si el acuífero es confinado, el acuitardo se convierte en acuífugo y $C = \infty$.

Sabiendo que:

$$c = \frac{L^2}{T} = \frac{1}{(r/L)^2} \times \frac{r^2}{T}$$

se pueden realizar los cálculos correspondientes.

Las dimensiones de la resistencia hidráulica son las del tiempo. Si $C = \infty$, el acuífero es confinado. Valores altos de L indican una gran resistencia al flujo del acuitardo confinante en comparación con el acuífero, lo que implica una pequeña influencia relativa en la recarga del acuífero a partir del acuitardo.

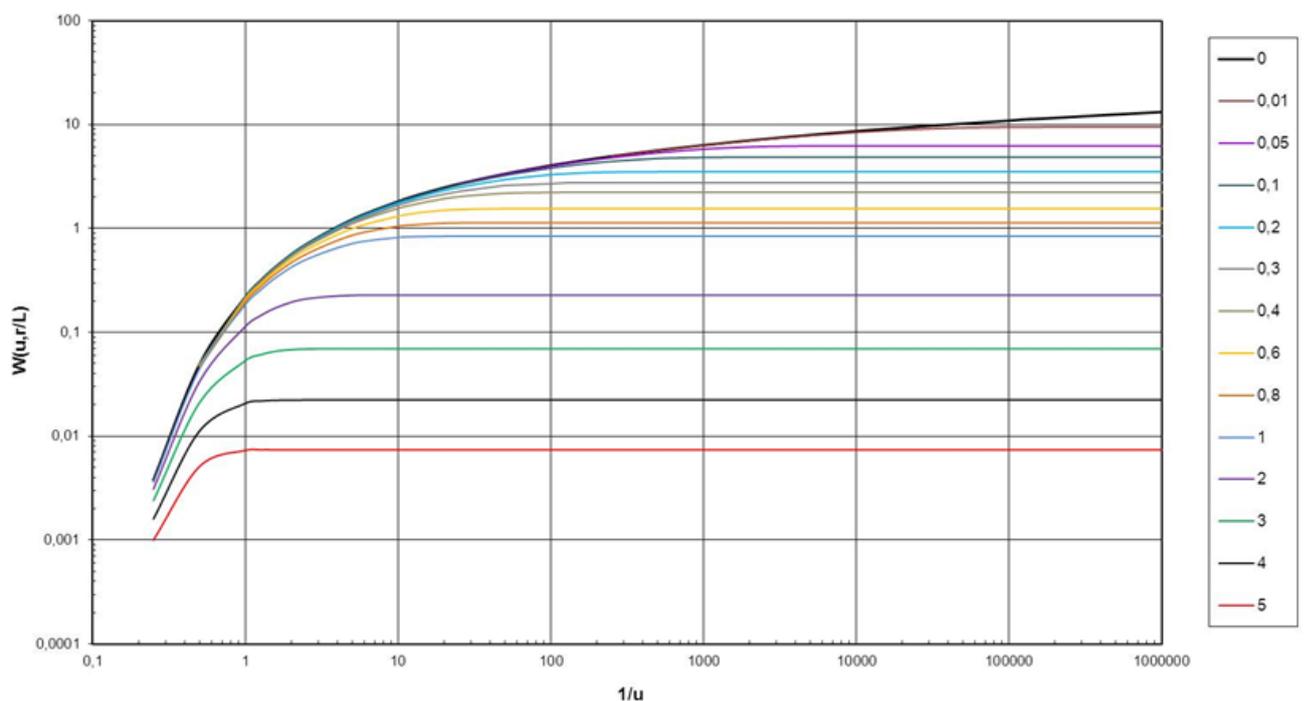


Gráfico 8: Familia de curvas teóricas de Walton en gráfico bilogarítmico de $W(u, r/L)$ versus $1/u$, para distintos valores de r/L .

Cuando en un acuífero semiconfinado se alcanza el estado de equilibrio se asume que la recarga se establece a partir de otro acuífero situado encima o abajo del semiconfinado (uno u otro, pero no simultáneamente) y que en estado de reposo ambos tienen el mismo nivel piezométrico. También se asume que el acuífero que recarga mantiene un nivel piezométrico constante y que la recarga es proporcional a resistencia hidráulica del acuitardo semiconfinante y a la diferencia de niveles entre los dos acuíferos. Por último, se considera que la recarga es suficientemente pequeña como para suponer que las

líneas de corriente, verticales en el acuitardo, se incurvan bruscamente hasta hacerse horizontales al entrar al acuífero, lo que supone que la recarga no perturba el flujo radial horizontal producido por el pozo de bombeo o sea que la relación entre K_h/k_v es muy grande, por ejemplo mayor que 500. Usualmente se aplican dos métodos de análisis para acuíferos semiconfinados en régimen de equilibrio; uno es el método de De Glee (1930, 1951) y el de Hantush – Jacob (1955).

El método de De Glee puede ser aplicado cuando se produce el régimen de equilibrio y cuando el factor de goteo $L > 3e$. Siendo e el espesor del acuífero. De Glee asume que el descenso en un acuífero con flujo (leakeage) procedente de un acuitardo es proporcional al gradiente hidráulico a través del acuitardo. La expresión matemática de De Glee es la siguiente:

$$S_m = \frac{Q}{2\pi K_D} K_0\left(\frac{r}{L}\right)$$

Dónde:

S_m = Descenso estabilizado en metros de un piezómetro localizado a una distancia r del pozo.

Q = Caudal del pozo de bombeo en $m^3/día$.

L = Factor de goteo (en metros).

C = Resistencia hidráulica del acuitardo en días.

$K_0(x)$ = Función modificada de Bessel de segundo tipo u orden cero. Estos valores de $K_0(x)$ para diferentes valores de x , se encuentran en tablas.

El procedimiento para la resolución por el método de De Glee es el siguiente:

Se realiza un gráfico bilogarítmico de curvas teóricas con valores de $K_0(x)$ versus x .

En otro papel se realiza un gráfico bilogarítmico de igual módulo que el anterior donde se representan los valores de descenso (s) final (en el equilibrio) versus sus correspondientes valores de distancia (r) hacia el pozo de bombeo.

Ahora se superponen ambas curvas hasta hacer coincidir con algún tipo de la familia de curvas teóricas.

Se selecciona un punto arbitrario y se leen los valores de s , r , $K_0(r/L)$ y $r/L (=x)$. Siempre es conveniente que los valores de $K_0(r/L)$ y r/L sean igual a la unidad.

Se calcula la Transmisividad sustituyendo los valores en la fórmula.

$$K_D = \frac{Q}{2\pi S_m} K_0\left(\frac{r}{L}\right)$$

Se calcula la resistencia hidráulica (C) sustituyendo el valor de transmisividad calculado y el valor de r y r/L en la siguiente expresión:

$$c = \frac{L^2}{T} = \frac{1}{(r/L)^2} \times \frac{r^2}{T}$$

Hantush y Jacob notaron que si la relación r/L es pequeña (es decir $r/L < 0,05$), la expresión de De Glee se puede escribir en forma aproximada como sigue:

$$S_m = \frac{2,30 \cdot Q}{2\pi K_D} \cdot \left(\log 1,12 \frac{L}{r}\right)$$

Para valores de $r/L < 0,16$; $0,22$; $0,33$ y $0,45$ el error que se produce al aplicar la aproximación de Hantush y Jacob es menor que 1, 2, 3 y 10 % respectivamente. Si se representa gráficamente los valores de descenso s en el equilibrio versus la distancia r , en un papel semilogarítmico, con la distancia r en la escala logarítmica

y los descensos s en la escala aritmética, se presenta como una línea recta en el sector donde los valores de r/L , son pequeños. En el rango donde los valores de r/L son grandes los puntos caen en una curva que se aproxima al valor de descenso cero y se hace asintótica con este eje.

Si en esta representación se elige un ciclo logarítmico en la escala de r , de tal forma que representa a la unidad la expresión anterior se puede escribir como:

$$\Delta S_m = \frac{2,30 \cdot Q}{2\pi K_D}$$

Ahora bien, si se extiende la recta hasta que ésta intersecte el eje donde el descenso es cero, se verifica que en ese punto el descenso $s = 0$ y $r = r_0$ y la primera expresión matemática se puede escribir como:

$$0 = \frac{2,30 \cdot Q}{2\pi K_D} \cdot \left(\log 1,12 \frac{L}{r_0} \right)$$

$$1,12 \frac{L}{r_0} = \frac{1,12}{r_0} \cdot \sqrt{K_D \cdot C} = 1$$

$$C = \frac{\left(r_0 / 1,12 \right)^2}{K_D}$$

El procedimiento para el cálculo es el siguiente:

En papel semilogarítmico se dibujan los descensos s versus la distancia r , esta última en la escala logarítmica.

Se dibuja la recta que involucre la mayor cantidad de puntos.

Se determina la pendiente de la recta y se elige un ciclo logarítmico en r , de tal manera que se reduce a la unidad.

Se determina el ΔS_m y con el valor de caudal (que es conocido) se calcula la Transmisividad.

Extendiendo la recta hasta el eje donde los descensos sean cero, se obtiene el valor de r_0 .

Se calcula la resistencia hidráulica (C) del acuitardo con la fórmula que vincula r_0 y T .

Acuíferos Semilibres y Libres con Entrega Retardada

Los acuíferos semilibres resultan ser una situación intermedia entre los acuíferos libres y los semiconfinados. En este caso, el acuitardo que limita la parte superior del acuífero en cuestión no es tan impermeable como para que pueda ignorarse la existencia en él una componente horizontal de flujo, que contribuye de cierto modo al caudal extraído por un pozo de bombeo. El comportamiento de este tipo de reservorio es similar al que se presenta en un acuífero libre, en que no es inmediata la respuesta al drenaje del agua de gravedad contenida en él (conocido como acuífero libre con entrega retardada o drenaje diferido).

La imagen más simple de este tipo de acuíferos es la de una capa acuífera homogénea de granos gruesos, limitada por debajo por una capa impermeable y por arriba por una capa de granos finos, cuya conductividad hidráulica es notablemente inferior que la del material de la capa acuífera homogénea, pero no tan baja como para clasificarla como semipermeable. Al bombear este tipo de acuífero, la superficie freática en el estrato superior también desciende, pero inicialmente menos que la superficie piezométrica del acuífero subyacente.

Como ya se expresó, los acuíferos libres dan origen a problemas de hidráulica subterránea difíciles de analizar, aunque algunas de las aproximaciones matemáticas permiten llegar a soluciones técnicamente aceptables para el régimen permanente. La mayor complicación se presenta para el régimen variable ya que:

1. El vaciado de los poros del terreno no es instantáneo y se produce un efecto de drenaje diferido.
2. La Transmisividad en cada punto varía con el tiempo.
3. El dominio de flujo varía con el tiempo ya que el límite superior está constituido por la superficie freática; las líneas de corriente nacen en la superficie freática mientras el régimen es variable o no permanente.

Como ya se sabe, una de las hipótesis para la deducción de la fórmula de Theis es que siendo el coeficiente de almacenamiento constante, el agua es liberada simultáneamente a la variación del nivel de agua. En los acuíferos libres, el agua tomada del almacenamiento es liberada mediante tres fenómenos:

1. Compactación del acuífero
2. Expansión del agua
3. Drenaje gravitacional de los poros

Este último fenómeno es el que produce la mayor parte de la aportación pero el drenaje por gravitación es lento, tanto más cuando más estratificado esté el acuífero y más fina sea la granulometría del reservorio. Ahora bien, como no se cumple uno de los supuestos básicos de la fórmula de Theis, su aplicación puede dar lugar a importantes errores si no se toman las debidas precauciones. Debido a este fenómeno, la curva de descensos – tiempos muestra tres fases bien diferenciadas (Walton, 1960):

1º Tramo: El acuífero reacciona como si fuese confinado, con el valor de coeficiente de almacenamiento correspondiente a la comprensibilidad del agua y al módulo de elasticidad del acuífero. Este primer tramo apenas dura unos escasos minutos y a veces aún menos. Teóricamente es posible calcular la transmisividad con los puntos de este tramo aplicando el método de superposición de Theis. El valor de coeficiente de almacenamiento obtenido no permite predecir descensos futuros. En la práctica el método es difícilmente aplicable por tenerse que utilizar los primeros puntos, en donde no se tiene certeza de la estabilización del caudal de bombeo y porqué para piezómetros alejados, los descensos son muy pequeños y son difíciles de medirlos con precisión.

2º Tramo: El aporte diferido de agua por drenaje gravitacional empieza a aparecer y el ritmo de descarga decrece al igual que sucedería con una recarga. Este segundo tramo no puede ajustarse a la curva teórica de Theis. El efecto aparente es que el coeficiente de almacenamiento varía con el tiempo, haciéndose cada vez mayor, de tal manera que si se fuerza el ajuste a la curva de Theis, se obtendrían valores de transmisividad exagerados.

3º Tramo: El acuífero evoluciona de acuerdo a la fórmula de Theis (si el descenso provocado es pequeño en comparación al espesor saturado) coincidiendo el coeficiente de almacenamiento con la porosidad eficaz. Los valores de T y S deducidos mediante el análisis de este tramo son en principio válidos para la predicción de niveles futuros. Este tercer tramo puede iniciarse tras los primeros minutos de iniciado el bombeo o bien puede tardar varios días en aparecer si el acuífero es de granulometría fina cerca del nivel freático o bien si es muy heterogéneo. En este tramo el aporte de agua de drenaje diferido queda compensado por aquella agua que no se ha liberado instantáneamente del almacenamiento.

En el análisis de acuíferos libres con entrega retardada o semilibres, es necesario tener en cuenta el llamado Factor de Drenaje (D) que está definido por la siguiente ecuación:

$$D = \left(\frac{T}{\alpha \cdot S_y} \right)^{1/2}$$

Donde α es el inverso del índice de retraso de Boulton ($1/\alpha$), S_y el volumen total de entrega retardada procedente del almacenamiento, por unidad de abatimiento por unidad de área horizontal (caudal específico después de un tiempo grande de bombeo). Valores altos de D indican un drenaje rápido. Si $D = \infty$, la entrega es instantánea al descender la superficie freática y el acuífero será libre sin entrega retardada. El factor de drenaje (D), tiene las dimensiones de una longitud. El índice de retraso $1/\alpha$ se suele medir en días.

En régimen no permanente, se utiliza el método de superposición de Neuman (1972) que se basa en la siguiente expresión:

$$s = \frac{Q}{4\pi K_D} W(u_A, u_B, \beta)$$

Para tiempos cortos de bombeo (primer tramo de la curva) el valor de u toma la misma forma que la ecuación de Hantush para un acuífero semiconfinado.

$$s = \frac{Q}{4\pi K_D} W(u_A, r/\beta)$$

Dónde:

$$u_A = \frac{r^2 \cdot S_A}{4tK_D}$$

Para tiempos largos de bombeo (tercer tramo de la curva) $D = \infty$

$$u_y = \frac{r^2 \cdot S_y}{4tK_D}$$

$$s = \frac{Q}{2\pi K_D} K_0 \left(\frac{r}{B} \right)$$

y:

$$D = \sqrt{\frac{K_D}{\alpha \cdot S_y}}$$

Donde D es el Factor de Drenaje y α es una constante, cuya inversa ($1/\alpha$) se llama índice de retraso. S_y se denomina "Specific yield" o porosidad eficaz.

El parámetro: β , de Neuman se define como:

$$\beta = \frac{r^2 \cdot K_v}{D^2 \cdot K_h}$$

Siendo:

K_v = Conductividad hidráulica vertical en m/día

K_h = Conductividad hidráulica horizontal en m/día

r = Distancia al pozo de bombeo

D =Factor de drenaje

La Conductividad Hidráulica Horizontal puede calcularse como siempre; es decir como el cociente entre la transmisividad y el espesor del Acuífero.

$$K_h = \frac{T}{e}$$

La Conductividad Hidráulica Vertical puede calcularse como sigue:

$$K_v = \frac{\beta \cdot D^2 \cdot K_h}{r^2}$$

Por supuesto que si la Conductividad Hidráulica Vertical es igual a la Conductividad Horizontal (es decir que se trata de un acuífero isótropo), β es igual a:

$$\beta = \frac{r^2}{D^2}$$

El método de superposición de Neuman asume como premisas más importantes que:

1. El acuífero es isótropo o anisótropo.
2. El flujo es en régimen no permanente.
3. La influencia de la zona no saturada por encima del descenso en el acuífero es despreciable.
4. La relación ente S_y/S debe ser mayor a 10.
5. El pozo de observación es totalmente penetrante.
6. El diámetro de los pozos de observación y del pozo de bombeo es pequeño y no hay efecto de almacenamiento en ninguno de ellos.

El procedimiento de cálculo es el siguiente:

Se construye de ábacos las familias de curvas teóricas de Neuman ploteando $W(u_A, u_B, \beta)$ versus $1/u_A$ y $1/u_B$ en papel semilogarítmico para todos los rangos de β . Las curvas quedan ordenadas como curvas A ($W(u_A, \beta)$ versus $1/u_A$) en la parte izquierda del gráfico y las curvas B ($W(u_B, \beta)$ versus $1/u_B$) en la parte derecha).

Se prepara un papel semilogarítmico con igual módulo que el anterior y en él se grafican los valores observados (tomados del ensayo de bombeo) de descenso s versus tiempo t para un pozo de observación localizado a una distancia r del pozo de bombeo.

Se realiza la superposición de la curva de datos con las curvas tipo A y se anotan los valores de β , de acuerdo a la curva seleccionada. También se toma un punto arbitrario y se anotan los valores de $s, t, 1/u_A$ y $W(u_A, \beta)$.

Se sustituyen los valores encontrados en las ecuaciones donde aparecen estos valores y se calcula entonces la Transmisividad (T) y el Coeficiente de Almacenamiento (S).

Se desplazan ahora los papeles paralelamente al eje de las abscisas (mismo valor de β) hasta superponer los puntos experimentales (tomados del ensayo de bombeo) con las curva tipo B. Se toma un punto arbitrario y se anotan los valores de $s, t, 1/u_B$ y $W(u_B, \beta)$.

Se sustituyen los valores encontrados en las ecuaciones donde aparecen estos valores y se calcula entonces la Transmisividad (T) y el Specific yield o porosidad eficaz (S_y).

Se debe comprobar que los valores de Transmisividad (T) encontrados para las curvas A y B deben ser muy similares (si esto no ocurre el método no está correctamente aplicado o bien el modelo teórico no es el adecuado al problema real).

Conociendo el espesor saturado inicial del acuífero y la transmisividad se calcula la conductividad hidráulica horizontal (K_h).

Sustituir el valor numérico de K_h, β, D y r en la ecuación correspondiente y se calcula K_v .

Recordar siempre chequear que la relación $S_y/S > 10$.

En la realidad la parte A de las curvas se obtiene pocas veces y es preciso conformarse con el análisis de las curvas tipo B, si el bombeo ha sido suficientemente largo; en caso contrario es casi imposible realizar una valoración aceptable.

Los valores de S_y o porosidad eficaz y de α , son sólo representativos para la parte del acuífero drenada y por lo tanto no representan valores medios de todo el espesor saturado. Si el acuífero es Semilibre, el valor α representa una propiedad del acuífero inferior.

El drenaje diferido se puede identificar en los gráficos $\log s$ versus $\log t$ por la evolución casi horizontal del segundo tramo, seguido de la nueva inclinación del tercer tramo. Un análisis superficial del problema (Custodio & Llamas, 1996) podría indicar la presencia de una barrera hidrogeológica, pero es relativamente fácil ver que el segundo tramo entrega valores de transmisividad demasiado altos en relación con el tercer tramo. Por otra parte, en ensayos de corta duración en relación con el valor de α , es posible que el tercer tramo no llegue a aparecer y entonces puede pensarse en un efecto de semiconfinamiento.

El efecto de drenaje diferido, analizado por tramos con un modelo de acuífero confinado o libre con drenaje instantáneo, aparece como un ensayo de coeficiente de almacenamiento creciente. La aparente variación del coeficiente de almacenamiento con el tiempo de bombeo puede determinarse trazando a diferentes tiempos los perfiles de descensos del nivel freático y calcular el volumen del cono de descensos. Sin embargo, los valores obtenidos dan el valor medio del coeficiente de almacenamiento durante todo el tiempo de bombeo, ya que se reparte el volumen medido en cierto momento entre el tiempo transcurrido hasta esa determinación. La estabilización real del coeficiente de almacenamiento puede haberse producido mucho antes que lo que se desprende de los cálculos indicados. El método más directo de medir las variaciones aparentes del coeficiente de almacenamiento es determinando las variaciones en el perfil vertical del terreno en varios puntos.

Según Boulton (1954) el tercer tramo de la curva, o sea aquella que responde a la ley de Theis con un valor de coeficiente de almacenamiento igual a la porosidad eficaz, se inicia en:

$$t_e = 4,55 \frac{m_e \cdot H_0}{K}$$

Si se cumple que:

$$0,2 H_0 < r < 5 H_0$$

Dónde:

m_e = Porosidad eficaz

H_0 = Espesor saturado

K = Permeabilidad darciana

Para puntos de observación muy alejada, t_e es algo mayor de lo calculado; t_e es tanto menor cuanto menos potente sea el acuífero y cuanto mayor sea su permeabilidad.

Comúnmente, para valores de r pequeños apenas si aparece el primer tramo de la curva y el segundo, incluso, resulta con muy poca pendiente. Para valores de transmisividad altos sucede algo similar si se compara con el primer tramo de la curva, el segundo tramo parece reflejar una recarga o un incremento de transmisividad o efecto de penetración parcial. El tercer tramo, si se compara con el segundo parece reflejar una barrera impermeable o una disminución de la transmisividad. Si el acuífero es muy rígido (coeficiente de almacenamiento muy pequeño) el primer tramo casi no aparece. Si la porosidad eficaz es grande, aparece bien marcada una plataforma y si la porosidad eficaz es pequeña, la curva sólo sufre un pequeño cambio de curvatura.

Ensayos de Recuperación

Cuando se termina el bombeo, el nivel de agua en el pozo y en los piezómetros comienza a subir. La diferencia entre el nivel estático y el nivel de agua a un tiempo t luego de terminado el bombeo se denomina descenso residual. Los ensayos de recuperación permiten efectuar el cálculo de la transmisividad del acuífero teniendo un control independiente del valor de este parámetro calculado durante el bombeo con cualquiera de los métodos disponibles (sea en régimen de equilibrio o en régimen de no – equilibrio).

Los datos medidos durante la recuperación suelen ser más fieles que los medidos durante el bombeo, ya que la recuperación de los niveles piezométricos ocurre en forma constante, lo que generalmente es muy difícil conseguir durante el bombeo. Para tratar los datos de recuperación se trabaja con un gráfico semilogarítmico donde los descensos residuales se ubican en escala aritmética en las ordenadas y la relación tiempo total (tiempo de bombeo + tiempo de recuperación) / tiempo de recuperación, se grafica en abscisas en forma logarítmica. De esta forma se obtiene un gráfico donde la mayoría de los puntos quedan alineados sobre una recta, respondiendo a una configuración de curva que recuerda al método de Jacob, razón por la cual el método de análisis por recuperación también se conoce como Método de Recuperación de Jacob.

$$T = 0,1832 \frac{Q}{\Delta s_{10}}$$

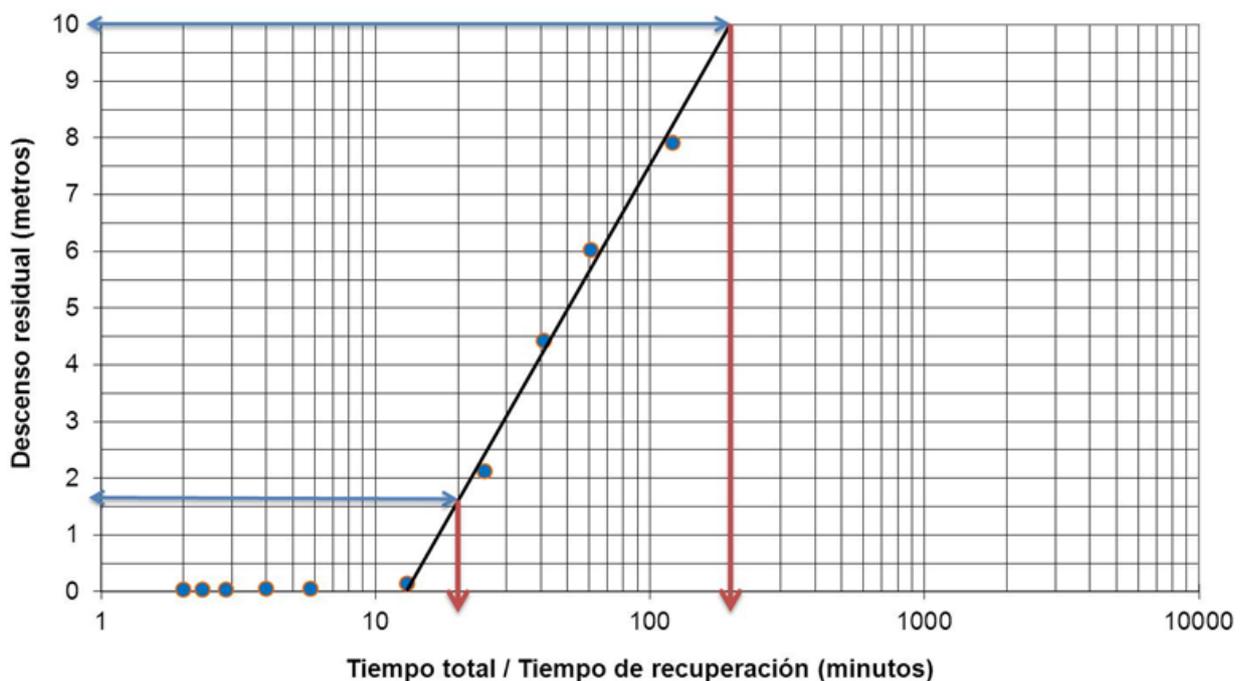


Gráfico 9: Representación semilogarítmica de Jacob para el cálculo de la transmisividad.

MÓDULO 5. Hidrogeoquímica. Propiedades físico – químicas y constituyentes de las aguas superficiales y subterráneas. Origen y características hidrogeoquímicas de los principales constituyentes disueltos en las aguas subterráneas. Concepto de calidad. Calidad para los distintos usos. Comentario de las distintas normativas. Representación gráfica de los resultados.

5.1. HIDROGEOQUÍMICA

Además del interés por los problemas de cantidad del agua subterránea en los sistemas acuíferos, el desarrollo social ha llevado a que la comunidad científica se haya ido concienciando de la necesidad de un conocimiento más profundo de los problemas de calidad. Esto se ha traducido en el interés por parte de muchos investigadores por las fuentes y mecanismos de incorporación al agua de sus diversos constituyentes.

En este capítulo se describen y analizan parte de los principales factores y fenómenos hidrogeoquímicos, considerando al agua subterránea como parte integrante de un sistema termodinámico al que afecta y a su vez es afectada químicamente.

1.1.1. El agua como compuesto químicamente puro. Poder disolvente

La propiedad más relevante en cuanto al aspecto de incorporación de los constituyentes químicos al agua es su carácter de asociación estructurada de moléculas y no una mera agrupación de las mismas (Davis y De Wiest, 1971; Hem, 1970 y 1986; Freeze y Cherry, 1979, Custodio y Llamas, 1983).

La estructura molecular del agua formando un ángulo de 105° entre los enlaces de los hidrógenos con el oxígeno determinan el carácter dipolar que explican, además de diferentes anomalías en su comportamiento, su poder como disolvente y su gran capacidad como agente de meteorización.

El fuerte poder disolvente del agua se traduce en la incorporación a ella de gran variedad de sustancias que son el resultado de una serie de fenómenos e interacciones fisicoquímicas y bioquímicas del agua con el medio por donde circula.

A pesar de la gran variabilidad de los elementos presentes en el agua y de, sus concentraciones, se pueden establecer la siguiente clasificación:

- Constituyentes mayoritarios entre los que se incluyen: HCO_3^- , Ca^{++} , Cl^- , Mg^{++} , SiO_2 , Na^+ , SO_4^{--} , Fe^{++} , K^+ , CO_3^{--} .
- Constituyentes minoritarios como por ejemplo: B , F^- , S^{--} , SH^- , Sr^{++} , etc.
- Constituyentes traza que comprenden diversos iones metálicos y elementos pesados.
- Gases disueltos como por ejemplo: CO_2 , O_2 , N_2 , CH_4 , NO_2 , y SH_2 .

En la composición química del agua subterránea propiamente dicha, la importancia de la composición de la roca acuífera es relativa, dependiendo de la pureza y tamaño de los cristales de los minerales, textura de la roca y porosidad, estructura regional, grado de fisuración, tiempo de contacto agua-roca y otros muchos factores que pueden incidir en la composición del agua circulante a través de la roca.

Cuando el agua subterránea circula a gran profundidad, puede alcanzar considerables temperaturas debido al gradiente geotérmico, lo cual, en la mayoría de casos, eleva la solubilidad de los minerales de las rocas, pudiendo esta disolverse más fácilmente.

1.1.2. Mecanismos de incorporación de solutos a las aguas subterráneas

En este apartado se van a desarrollar los principios geoquímicos básicos que rigen o controlan las relaciones químicas entre el agua subterránea y el sistema rocoso que la alberga.

1. Disoluciones y Reacciones Químicas. Principios Generales

La comprensión de la transferencia de masas entre sólido y líquido como consecuencia de la dinámica del equilibrio químico y de los factores que la regulan, es básica para la profundización en los procesos hidrogeoquímicos naturales que se dan en el seno de los acuíferos, entre el agua subterránea y los minerales que los forman. Únicamente se desarrollan los conceptos que posteriormente se utilizan en el tratamiento de los datos o son necesarios para la modelización hidrogeoquímica.

1.1. El concepto de actividad

A la concentración termodinámica (o efectiva) de un reactivo o de un producto de una reacción se le denomina "actividad". Esta actividad está relacionada con la concentración, tal como sigue:

$$a_i = \gamma_i \cdot n_i$$

dónde:

a_i = actividad del ion, i

γ_i = coeficiente de actividad del ion, i

n_i = concentración molal del ion, i

γ_i varía con la concentración electrolítica del sistema (fuerza iónica (I)), la cual se define como:

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i \cdot Z_i^2$$

dónde:

I = fuerza iónica.

Z_i = carga del ion.

Por ejemplo, la fuerza iónica del agua dulce es normalmente menor a 0,02; mientras que la del agua del mar es cerca de 0,7. La fórmula anterior es válida para valores de $I < 0,1$.

Hay numerosos métodos para aproximar el valor de γ_i , pero el mayormente utilizado, principalmente con aguas relativamente diluidas, es el de Debye - Huckel, (para valores de $I > 0,1$) y que consiste en la fórmula:

$$\log \gamma_i = \frac{A \cdot Z_i^2 I^{1/2}}{1 + a_i B I^{1/2}}$$

que es la ecuación original (Robinson y Stokes, 1955), donde A y B son constantes definidas por (Hamer, 1968):

$$A = \frac{1,82483 \cdot 10^6 d^{1/2}}{(\beta t)^{3/4}}$$

$$B = \frac{50,2916 \cdot 10^8 d^{1/2}}{(\beta t)^{1/2}}$$

dónde:

d = densidad del agua.

β = constante dieléctrica del agua.

t = temperatura del agua.

y que para aguas con temperatura comprendida entre 0 y 60° se pueden expresar tal como sigue:

$$A = 0,49178 + 6,69213 \cdot 10^{-4}t + 3,5559 \cdot 10^{-6} t^2$$

$$B = 0,32486 + 1,47259 \cdot 10^{-4}t + 1,54486 \cdot 10^{-7} t^2$$

El parámetro "ai" (diámetro efectivo del ion en disolución) se puede estimar de datos experimentales. La ecuación de Debye-Huckel puede desarrollarse añadiendo un segundo parámetro ajustable "b" (Robinson y Stokes, 1955):

$$\log \gamma_i = \frac{A \cdot Z^2 I^{1/2}}{1 + a B I^{1/2}} + b_i$$

El nuevo parámetro "b" introduce el efecto de la disminución de la concentración del disolvente en disolución, cuando dicha disolución es concentrada. En la Tabla 7 se dan los valores de "a" y "b" (Truesdell y Jones, 1974) para los iones mayoritarios.

Tabla 7: Valores de a y b para los iones mayoritarios de la ecuación de Debye - Huckel.

Iones	a	b
Calcio	5	0,165
Magnesio	5,5	0,200
Sodio	4	0,075
Potasio	3,5	0,015
Cloruro	3,5	0,015
Sulfato	5	0,040
Bicarbonato	5,4	0,000
Dióxido de carbono	5,4	0,000

En la Tabla 8, se dan valores de las constantes A y B para diferentes temperaturas.

Tabla 8: Valores de A y B para diferentes temperaturas (Ecuación de Robinson y Stokes, 1955).

Temperatura (°C)	A	B
0	0,4918	0,3248
5	0,4952	0,3256
10	0,4988	0,3264
15	0,5026	0,3272
20	0,5066	0,3279
25	0,5108	0,3286
30	0,5150	0,3294
35	0,5196	0,3302
38	0,5224	0,3306
40	0,5242	0,3310
45	0,5291	0,3318
50	0,5341	0,3326

Otra expresión de utilidad para el cálculo de los coeficientes de actividad es la ecuación de Davies.

$$\log \gamma_i = A Z_i^2 \cdot \left[\left(\frac{\sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} \right) - 0,31 \right]$$

en la que A es la misma constante que para la expresión de Debye-Huckel.

1.2. El equilibrio químico

A la situación en que las concentraciones (o mejor, las actividades) de cada una de las sustancias que intervienen en la reacción química permanecen constantes a lo largo del tiempo, se la denomina equilibrio químico. En realidad, el equilibrio químico es dinámico. La velocidad de reacción en el sentido de formar los productos de la reacción a partir de las sustancias reaccionantes es igual a la del sentido de formar nuevamente reaccionantes a partir de los productos de la reacción formados antes de llegar al equilibrio.

Suponiendo la reacción:



La velocidad de reacción en el sentido izquierda derecha es:

$$V_1 = K_1 [A]^a [B]^b$$

y el sentido derecha izquierda es:

$$V_2 = K_2 [C]^c [D]^d$$

cuando se llega al equilibrio:

$$V_1 = V_2$$

por lo tanto:

$$K_1 [A]^a [B]^b = K_2 [C]^c [D]^d$$

para disoluciones concentradas, se tiene que la constante de equilibrio es:

$$K_{eq} = \frac{K_1}{K_2} = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

siendo "[A]^a" las actividades o concentración efectiva.

- **Energía libre standard de reacción**

J. Willard Gibbs cuantificó las interrelaciones de las sustancias reaccionantes y sus cambios de energía formulando una nueva definición del equilibrio: «todo sistema no en equilibrio cambiará espontáneamente liberando energía».

La energía libre standard de formación de una sustancia se define como la energía libre de una reacción necesaria para formar un mol de la sustancia en su estado standard a partir de los elementos estables bajo condiciones standard.

La energía libre standard de formación de un elemento en su configuración estable y en su estado standard se define como cero por convención. Igualmente la energía libre standard de formación del ion H⁺ en solución acuosa se define como cero. En manuales clásicos de hidrogeoquímica (Garrels y Ohrst, 1965; Stumm y Morgan, 1981, Drever, 1982, etc.) se tabulan las energías libres de formación, además de entalpías y entropías para todos los elementos y compuestos químicos.

La energía libre de una reacción se define como:

$$\Delta G_r^0 = \sum \Delta G_{f,p}^0 - \sum \Delta G_{f,r}^0$$

Dónde:

ΔG_r^0 = energía libre de la reacción.

$\Delta G^0_{f,p}$ = energía libre de los productos de la reacción.

$\Delta G^0_{f,r}$ = energía libre de las sustancias reaccionantes.

La energía libre de la reacción se relaciona con la constante de equilibrio por:

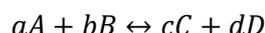
$$\Delta G_r^0 = -R.T. \ln K_{eq}$$

dónde:

R = constante de los gases (0,001987 kcal/⁰K).

T = temperatura absoluta en ⁰K.

En general para una reacción química, tal como:



se tiene:

$$\Delta G_r = \Delta G_r^0 + R.T. \ln \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

Como para el equilibrio, $\Delta G_r = 0$; entonces $\Delta G_r^0 = R T \ln K_{eq}$; se puede calcular mediante esta ecuación la K_{eq} de cualquier reacción.

- **Constantes de equilibrio y dependencia de la temperatura y presión**

Aunque la mayoría de los datos termodinámicos y constantes de equilibrio están tabulados a 25 °C, muchas constantes de interés para estudios hidrogeoquímicos a otras temperaturas no han sido medidas. Obviamente, para hacer cálculos de los equilibrios es necesario conocer los valores de K_{eq} a la temperatura de medida.

La ecuación de Van't Hoff, que relaciona las variaciones de las constantes de equilibrio con la temperatura es de gran utilidad, ya que generalmente es aplicable en los ambientes de aguas subterráneas:

$$\log K_{eq}(T_1) - \log K_{eq}(T_2) = \frac{-\Delta H_r^0}{2,303 R} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right)$$

O bien:

$$\log K_{eq}(T_2) = -\frac{\Delta G_r^0}{2,303 R.T} - \frac{\Delta H_r^0}{2,303 R} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right)$$

dónde:

T_1 y T_2 = temperaturas en ⁰K.

ΔH_r^0 = entalpía standard de formación.

Tanto ΔG_r^0 como ΔH_r^0 se pueden obtener de las tablas publicadas en los textos de hidrogeoquímica clásicos.

Según Plummer (1975), en la mayor parte de los sistemas de agua subterránea se pueden despreciar los efectos de la presión en las constantes de equilibrio, aunque en otros medios, como por ejemplo el océano, sea necesario aplicar correcciones por presión a procesos químicos a grandes profundidades. Las constantes de equilibrio están relacionadas con las presiones según la siguiente expresión:

$$\log K_{eq}(P_2) = \log K_{eq}(P_1) - \frac{\Delta V_r^0}{2,303 \cdot R \cdot T} (P_2 - P_1)$$

O bien:

$$\log K_{eq}(P_2) = - \frac{\Delta G_r^0}{2,303 R \cdot T} - \frac{\Delta V_r^0}{2,303 R} (P_2 - P_1)$$

Siendo: ΔV_r^0 , el incremento del volumen en la reacción, el cual puede calcularse a partir de la pendiente de la recta obtenida al representar ΔG_r^0 en función de la presión. Helgeson (1977) confeccionó un programa-biblioteca capaz de suministrar las propiedades termodinámicas de minerales, gases, sustancias disueltas y/o constantes de equilibrio y entropías, entalpías, energías libres de Gibbs, volúmenes y capacidades caloríficas molales standard de reacción a incrementos conocidos de presión y temperaturas.

1.3. Dependencias de pH

De cara a observar cómo afecta el pH en los equilibrios son de utilidad los diagramas de equilibrio que relacionan actividades iónicas y pH. La forma de proceder en el caso del sistema ácido carbónico-carbonatos, considerando las siguientes reacciones, sería:



Aplicando logaritmos de las respectivas leyes de acción de masa, se tiene ($\log H^+ = -pH$):

$$\log K_1 = \log_a CO_3H_2 - \log P_{CO_2} = -1,43$$

$$\log K_2 = \log_a HCO_3^- - pH - \log_a CO_3H_2 = -6,3$$

$$\log K_3 = \log_a CO_3^{=} - pH - \log_a HCO_3^- = -10,3$$

Las dos últimas reacciones dependientes del pH se pueden escribir de la siguiente forma:

$$pH - 6,3 = \log_a HCO_3^- - \log_a CO_3H_2$$

$$pH - 10,3 = \log_a CO_3^{=} - \log_a HCO_3^-$$

Deduciéndose que:

$$a^{HCO_3^-} = a^{CO_3H_2} \quad \text{Cuando el pH} = 6,3$$

$$a^{CO_3^{=}} = a^{HCO_3^-} \quad \text{Cuando el pH} = 10,3$$

a $H_2CO_3 > a HCO_3^- > a CO_3^{2-}$ → cuando el pH > 6,3

a $HCO_3^- > a H_2CO_3 > a CO_3^{2-}$ → cuando el pH > 6,3 y pH < 10,3

a $CO_3^{2-} > a HCO_3^- > a H_2CO_3$ → cuando el pH > 10,3

Así pues, se puede escribir:

Con pH < 6,3

$$\log_a HCO_3^- = pH - 6,3 + \log \sum a^{CT}$$

Con pH > 6,3

$$\log_a H_2CO_3 = 6,3 - pH + \log \sum a^{CT}$$

Con pH < 10,3

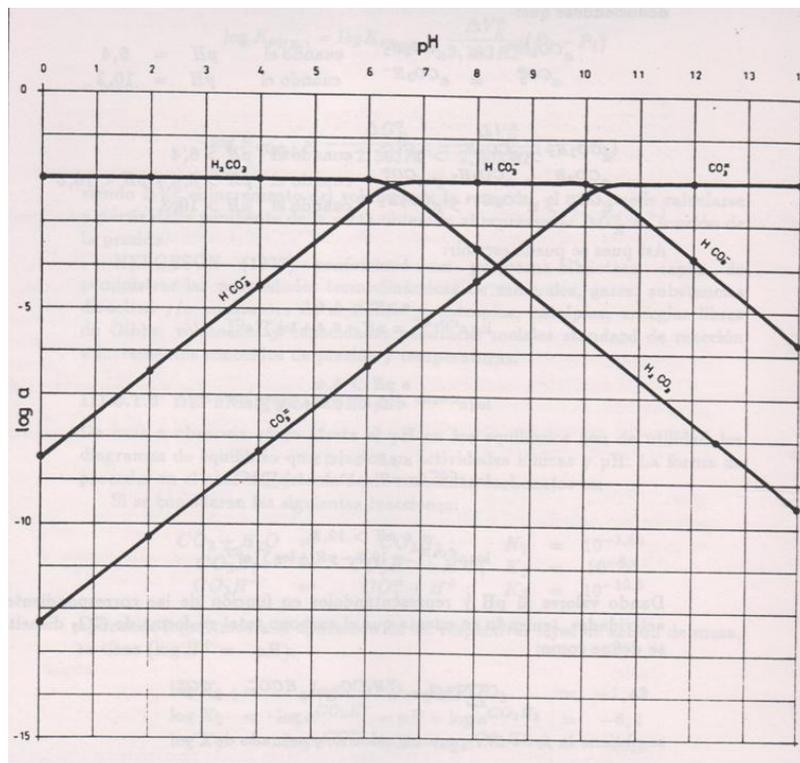
$$\log_a CO_3^{2-} = pH - 10,3 + \log \sum a^{CT}$$

Con pH > 10,3

$$\log_a HCO_3^- = 10,3 - pH + \log \sum a^{CT}$$

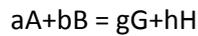
Dando valores al pH y representándolos en función de las correspondientes actividades, teniendo en cuenta que el carbono total en forma de CO_2 disuelto se define como:

$$\sum CO_2 = a^{H_2CO_3} + a^{HCO_3^-} + a^{CO_3^{2-}}$$



1.4. Índices de saturación

Si se tiene una reacción entre fases líquidas de la siguiente forma:



en equilibrio se ha de cumplir que:

$$K_{eq} = \left[\frac{a^g G \cdot a^h H}{a^a A \cdot a^b B} \right] \quad \text{Equilibrio}$$

No obstante, para los valores analíticos de los términos de la reacción se puede definir al “cociente de actividad” (Q), como:

$$Q = \left[\frac{a^g G \cdot a^h H}{a^a A \cdot a^b B} \right] \quad \text{Analítico}$$

Cuando $Q = k_{eq}$, la disolución está en equilibrio. El objetivo de este apartado es definir con mayor detalle qué sucede y cómo se puede cuantificar cuando $Q \neq k_{eq}$, es decir, cuando el cociente de actividad obtenido a partir de los resultados analíticos no es igual a la constante de equilibrio determinada experimentalmente.

Como se definió anteriormente, la energía libre de una reacción se puede expresar como:

$$\Delta G_r = \Delta G_r^0 + R \cdot T \cdot \ln Q$$

y en equilibrio $\Delta G_r^0 = -RT \ln k_{eq}$ dado que $\Delta G_r = 0$. Cuando $Q \neq k_{eq}$ y, teniendo en cuenta las dos ecuaciones anteriores, se tiene:

$$\Delta G_r = -RT \ln K_{eq} + RT \ln Q = RT \ln \frac{Q}{K_{eq}} = 2,303 RT \log \frac{Q}{K}$$

Termodinámicamente hablando, en un sistema en desequilibrio siempre se tiende hacia una condición tal que $\Delta G_r = 0$ por lo que si $Q > k_{eq}$ la reacción se producirá hacia la izquierda y si $Q < k_{eq}$ la reacción se desplazaría hacia la derecha.

Para cuantificar cuál es el estado de equilibrio de una reacción se define el denominado “índice de saturación, logarítmico” (IS), como:

$$IS = \log \frac{Q}{K_{eq}}$$

En el caso de equilibrios entre una fase sólida y una fase líquida y suponiendo un sólido de fórmula AX que se disuelve formando iones A^+ y X^- se tiene:

$$K = \frac{a^{A^+} \cdot a^{X^-}}{a^{AX}}$$

Si el sólido es una sustancia pura, su actividad es 1, dado que este se encuentra en su estado standard (Garrels y Christ, 1965), y la expresión anterior se reduce al “producto de solubilidad” (k_{ps}), que viene definido por:

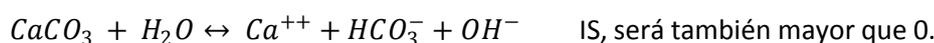
$$K_{ps} = a^{A^+} \cdot a^{X^-}$$

Q en este caso pasa a denominarse "producto de actividad iónica" (PAI) y por lo tanto el índice de saturación se expresará como:

$$IS = \log \frac{PAI}{K_{PS}}$$

que es la expresión normalmente reflejada en la literatura americana. Cuando $IS > 0$ se tendrá una fase líquida sobresaturada respecto a la fase sólida correspondiente, o subsaturada si $IS < 0$.

Si el equilibrio se alcanza en una fase acuosa éste se deberá mantener para todas las reacciones posibles, y si una reacción no está en equilibrio, la dirección hacia el equilibrio será la misma sea cual sea la reacción considerada. Por ejemplo si para la reacción:



2. Principales reacciones químicas que controlan la evolución en los sistemas de agua subterránea. Fenómenos modificadores.

En este apartado únicamente se pretende, por un lado, dar una lista de las principales reacciones químicas entre mineral y agua que contribuyen a la mineralización del agua, y por otro, desarrollar aquellas no relacionadas directamente con la disolución de ninguna fase sólida, pero que sin incrementar significativamente la mineralización del agua, producen cambios importantes en la composición química de la misma (fenómenos modificadores).

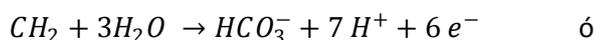
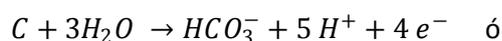
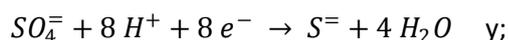
2.1. Reacciones modificadoras

Dejando aparte los procesos relacionados con la disolución o precipitación de fases sólidas en el seno del disolvente líquido y también aquellos fenómenos relacionados directamente con las mezclas de aguas con composiciones diferentes y que se tratarán más adelante, de fenómenos modificadores más importantes son de dos tipos:

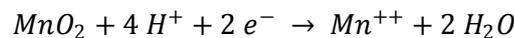
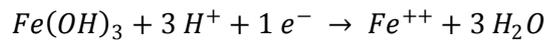
- **Reacciones de óxido - reducción**

Existen una serie de reacciones redox muy comunes en el seno de determinados acuíferos, siendo las más importantes la reducción de sulfatos, del hierro, manganeso y de los nitratos.

La reducción de sulfatos se realiza en ambiente reductor con abundante materia orgánica. El proceso es catalizado por una serie de bacterias que viven en el suelo. Estas bacterias utilizan en sus procesos vitales el carbono orgánico presente y lo queman con el oxígeno tomado del sulfato, incorporando CO_2 al agua (Custodio y Llamas, 1983). Las reacciones simplificadas son:

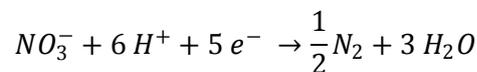
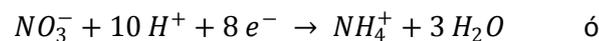


Simultáneamente se puede producir:



En este caso el Fe^{++} y S^{2-} pueden reaccionar dando SFe o S_2Fe insolubles. En conjunto, el balance es de un incremento de la concentración de iones H^+ lo cual reduce el pH. Si hay tendencia a mantenerse por fenómenos tampón, se pueden alcanzar estados de sobresaturación respecto a la calcita, la cual tenderá a precipitar al desplazarse las reacciones del sistema carbónico-carbonato. Reacciones de este tipo a poca profundidad pueden producir desgasificación de CO_2 .

El ion Nitrato puede ser afectado también por procesos de reducción, tales como:



En este caso el efecto es de aumento del pH que puede ser amortiguado por el efecto tampón del equilibrio $CO_2 \rightarrow CO_3H \rightarrow CO_3^{2-}$ aumentando en este caso la agresividad del agua. Champ, Gulens y Jackson (1979) sintetizan los principios geoquímicos básicos de este tipo de reacciones y Lindberg y Runnells (1984) analizan los equilibrios de las reacciones redox para su estudio mediante modelos geoquímicos.

- **Reacciones de intercambio iónico**

Estas reacciones se refieren al desplazamiento de un catión de la superficie de una fase sólida susceptible de ser afectada por este tipo de procesos y su posterior reemplazamiento por otro ion en disolución. El caso de un catión monovalente que reemplaza a otro se puede representar por la ecuación:



Dónde:

A^+ y B^+ = cationes monovalentes.

EX = substrato afectado por el intercambio.

En el caso de cationes divalentes se tiene:



Eisenman (1962) propone que la mayor o menor facilidad de cambio de unos cationes u otros con el substrato se debe a la competencia por los cationes entre los dipolos del agua y las zonas con cargas negativas del substrato.

Los cationes con radio hidratado pequeño tienden a ser retenidos en las zonas susceptibles de intercambio y más fuertemente que cationes con radio hidratado más grande. Los enlaces formados por cationes divalentes son más covalentes que los formados por cationes monovalentes y más estables. A igualdad de concentraciones el orden de facilidad para intercambio de cationes divalentes es: $Ba^{++} > Sr^{++} > Ca^{++} > Mg^{++}$. Similarmente, para los cationes monovalentes se tiene $Cs^+ > Rb^+ > K^+ > Na^+$. Si en un agua subterránea se tienen Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ el orden de selectividad es $Ca^{++} > Mg^{++} > K^+ > Na^+$.

Walton (1949) propone que para la ecuación:



el reparto de iones entre la fase adsorbente y la fase acuosa se puede describir por la ecuación:

$$\frac{a^{A^+}}{a^{B^+}} = k' [A.EX/B.EX]^n$$

Dónde:

a^{A^+} y a^{B^+} = actividades de A^+ y B^+ en disolución.

A.EX y B. EX = concentración de A y B en la fase sólida.

K' =constante de cambio.

n = constante.

Esta relación fue planteada a partir de observaciones reales del comportamiento de diferentes tipos de medios capaces de intercambiar. Garrels y Christ (1965) apuntaron que esta expresión es idéntica a la que se obtendría de la aplicación de la ley de acción de masas, planteada de forma análoga:

$$\frac{a^{A^+}}{a^{B^+}} = k' [A.EX/B.EX]^{1 - \left(\frac{\beta}{2 RT}\right)}$$

Donde se observan las siguientes analogías:

β = constante.

$n = 1 - (\beta / 2RT)$.

R = constante universal de los gases.

T = temperatura absoluta ($^{\circ}K$).

Aplicando logaritmos a la fórmula de Walton (1949), Garrels y Christ (1965) generalizan la siguiente expresión para las reacciones de intercambio iónico:

$$\log \frac{a^{A^+}}{a^{B^+}} = n \log (A.EX/B.EX) + \log k'$$

Donde k' y n se determinan experimentalmente para el substrato sólido capaz de intercambiar. Un buen ejemplo de cálculo de estas constantes es el trabajo de Chapelle y Knobel (1983) donde se calculan k' y n para las reacciones de intercambio $Ca^{++} - Na^+$, $Mg^{++} - Na^+$ y $- Na^+$ en las glauconitas del acuífero de Aquia en Maryland. Las fases minerales susceptibles de intercambio iónico poseen diferentes capacidades de intercambio según sea su naturaleza, entendiendo por capacidad de intercambio de un cierto material a los meq que puede cambiar con el medio por cada 100 gr secos (Sayles y Mangelsdorf, 1977 y Custodio y Llamas, 1983). En general los minerales de las arcillas son los mejores intercambiadores catiónicos:

Tabla 9: Capacidad de intercambio de minerales de arcillas.

Mineral de Arcilla	Capacidad de Intercambio Meq/100 gr
Vermiculita	100 a 150
Montmorillonita	80 a 150
Bentonita	100
Illita	10 a 40
Caolinita	3 a 15

3. Balances de masas para definir reacciones en sistemas naturales de aguas subterráneas

De acuerdo con el principio de la conservación de masas de los electrones de una reacción química que se produce en un sistema cerrado, y de cara a equilibrar las reacciones entre una disolución con una composición química determinada (C_0) y un medio sólido con una composición mineralógica también determinada (F_R), que a su vez, durante el transcurso de las reacciones, produciría una disolución con composición química diferente a la mineral (C_F) y un medio sólido con composición mineralógica modificada, diferente de la inicial (F_p), Parkhurst et al., 1982, definen un método de cálculo que se describe a lo largo de este apartado, y que denominan “balance de masas”.

Dichos autores, definen F_R como “fases sólidas reaccionantes” refiriéndose a los constituyentes que entran en la fase acuosa y F_p como “fases sólidas producto de las reacciones”, refiriéndose a los constituyentes que dejan la fase acuosa.

Las masas de F_R y F_p calculadas para una reacción dada forman parte de un conjunto de “fases posibles” o conjunto de fases sólidas que pueden jugar en las reacciones. La elección de F_R y F_p entre las “fases posibles” se debe basar en datos mineralógicos, en resultados de cálculos de equilibrios químicos, en datos geológicos o en otras fuentes de información razonables.

En las reacciones químicas consideradas, entre la disolución inicial y la final se debe alcanzar por un lado la conservación de masas, es decir, que las masa de los “elementos químicos presentes” estén igualados en las reacciones problema, y por otro, la conservación de electrones. Los datos analíticos proporcionan las masas de los elementos en la disolución inicial y final. Para cada elemento debe considerarse una ecuación de balance de masas, excepto para el oxígeno y el hidrógeno, dada la imposibilidad, por lo menos con los medios analíticos actuales, de determinar las masas totales de estos elementos.

Por otro lado, en el caso de reacciones redox es necesario plantear otra ecuación que implique la conservación de electrones. Para cada átomo que pierde un electrón durante la oxidación, algún otro átomo debe ganarlo en la reducción. La técnica usada para mantener el balance de electrones consiste en igualar el cambio en el estado redox entre la disolución inicial y final con el número de electrones transferidos entre F_R y F_p . El número de electrones transferido entre las fases, es función de las masas de las sustancias reaccionantes y productos resultantes y del estado de oxidación de cada elemento en los compuestos reaccionantes y en los productos de la reacción. Esta técnica requiere que se defina por convención una norma adecuada para la transferencia de electrones, que se explica más adelante (valencia operacional).

El balance de masas y la conservación de electrones en reacciones químicas deben cumplir que:

$$\sum_{p=1}^P \alpha_p b_{p,k} = \Delta m_{T,k} \quad k = 1 a I$$

$$RS = \sum_{i=1}^I V_i m_{T,k}$$

$$\sum_{p=1}^P u_p \alpha_p = \Delta RS$$

Dónde:

α_p = masa transferida de la fase “p”

p = total de fases reaccionantes o producto, en la reacción.

$b_{p,k}$ = coeficiente estequiométrico del elemento “k” (excepto H y O) en la fase “p”.

$m_{T,k}$ = molalidad total del elemento "k" en disolución.

u_p = valencia operacional de la fase "p".

RS = estado redox de la solución.

I= número total de compuestos en disolución.

v_i = valencia operacional de las sustancias en disolución.

m_i = molalidad de la sustancia "i" en disolución.

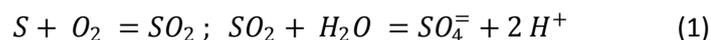
5.2. EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA

1.2.1. Introducción

La composición química de las aguas subterráneas puede aportar una información muy valiosa sobre el comportamiento hidrogeológico regional, principalmente acerca del flujo subterráneo. Si disponemos de una buena red de piezómetros, podremos construir mapas de isopiezas y cortes que nos informen detalladamente del flujo en el subsuelo. El problema es que los datos piezométricos normalmente son escasos o inexistentes, y muy costosos. Los datos químicos ayudan eficazmente a establecer áreas de recarga y descarga, tiempos de permanencia en el terreno, etc. Para ello hay que tener una idea de los procesos que inciden en la evolución química del agua.

- **Precipitaciones**

El agua de la lluvia, incluso en zonas libres de contaminación, tiene pequeñas cantidades de sustancias disueltas procedentes del polvo atmosférico (cantidades del orden de 0,2-0,4 mg/L de cada ion, en ocasiones mayores); en áreas costeras el Na^+ puede llegar a unos pocos mg/L por el aerosol de agua marina. Un caso especial lo constituyen las lluvias ácidas, que en algunas regiones llegan a destruir la vegetación o alterar la vida acuática en lagos. La causa es el azufre emitido por diversas industrias y centrales eléctricas. El azufre es emitido como partículas de S o como gas SO_2 . Se producen las siguientes reacciones:

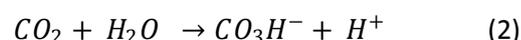


En cualquier caso, después de producida la precipitación, las pequeñísimas concentraciones que contiene se concentran por destilación: Si se evapora el 90% de la precipitación, en el agua restante, las concentraciones se multiplicarán por 10.

Por tanto, al intentar explicar el origen de algunos iones en un agua subterránea, no hay que olvidar que una parte puede no haber sido adquirida en el terreno, sino provenir de la atmósfera.

- **Evolución en el suelo**

La etapa de infiltración a través del suelo es muy importante para la composición química de un agua subterránea. Con frecuencia, gran parte de la personalidad geoquímica del agua subterránea se adquiere en los primeros metros de su recorrido, aunque después haya recorrido varios kilómetros el subsuelo. Esto es debido principalmente a que el agua en el suelo es **ácida** por la reacción del CO_2 con el agua (los poros del suelo presentan una elevada concentración en este gas).



Esta acidez hace que el agua sea muy agresiva con los silicatos y carbonatos. En las reacciones de disolución de estos minerales intervienen los H^+ , y la acidez disminuye. Por ejemplo:



Si el agua permanece en el suelo, siempre hay CO_2 presente y recupera, mediante la reacción (2), la acidez que ha consumido en la alteración. Esto mantendrá su agresividad mientras permanezca en el suelo, pero si ya ha llegado a un acuífero, en el medio saturado normalmente no hay aportes de acidez, luego el agua se hace básica y pierde su capacidad de disolver carbonatos y alterar silicatos.

- **Evolución en los acuíferos**

Desde que el agua alcanza la superficie freática más próxima hasta que sale al exterior en un río, manantial o captación, pueden transcurrir unos días o miles de años, y el recorrido puede ser de unos metros o de varios kilómetros. Por tanto, la evolución química del agua dependerá de los minerales con los que entre en contacto y de la duración de dicho contacto, que a su vez depende de la velocidad del flujo subterráneo.

Como norma general, a mayor tiempo de permanencia en el terreno, mayor será la salinidad del agua. Esto es relativo: un agua que permanezca unas horas en contacto con cloruro sódico será más salina que otra que esté muchos años en contacto con cuarzo. También veremos circunstancias en las que alguna de las sustancias disueltas en el agua no aumentan sino que disminuyen.

Hay otros aspectos obvios: si atraviesa yesos se obtendrán SO_4^- y Ca^{++} , si encuentra niveles salinos, con sales cloruradas adquirirá Cl^- y Na^+ y si atraviesa formaciones calizas adquirirá CO_3H^- y Ca^{++} . En los casos citados hablaríamos, respectivamente, de aguas sulfatadas cálcicas, cloruradas sódicas y bicarbonatadas cálcicas. En el tercer caso (el más frecuente), aunque la composición de la caliza es CO_3Ca , el bicarbonato ácido (CO_3H^-) predomina sobre el carbonato (CO_3^{--}) debido a que un pH normal el carbonato (CO_3^{--}) se transforma en bicarbonato ácido (CO_3H^-), a través de la siguiente reacción: $CO_3^{--} + H^+ \leftrightarrow CO_3H^-$.

Aunque las reacciones y procesos químicos que se desarrollan son muy variados, como norma general, se observa que las aguas subterráneas con menor tiempo de permanencia en el subsuelo son generalmente bicarbonatadas. Después predomina el sulfato, y las aguas más salinas son cloruradas. Esta evolución se denomina secuencia de Chevotareb (1955).

Tabla 10: Secuencia de Chevotareb.

Aniones Predominantes	→ Recorrido y tiempo de permanencia en el acuífero →
	$CO_3H^- \rightarrow CO_3^{--}$ y $SO_4^{--} \rightarrow SO_4^-$ y $Cl^- \rightarrow Cl^-$
	→ Aumento de la salinidad →

En la composición catiónica la secuencia análoga sería: $Ca^{++} \rightarrow Mg^{++} \rightarrow Na^+$, pero no es tan clara y es mayor el número de excepciones.

Esta secuencia se debe a dos causas: solubilidad y abundancia en el subsuelo de las distintas sales. Ya se señaló más arriba que la salinidad aumentaba progresivamente con el tiempo de permanencia del agua en el terreno. El agua disuelve o altera los minerales que encuentra (si tiene tiempo suficiente para ello) hasta que se alcanza el tope marcado por la constante de equilibrio correspondiente. Ya no disolverá más ese mineral, continuará disolviendo otros minerales con una constante más elevada hasta que de nuevo se alcance el equilibrio. Y así sucesivamente.

La solubilidad de los carbonatos es mucho más baja que la de los sulfatos, que, a su vez, son menos solubles que los cloruros. Por tanto, primero se alcanza el tope para los bicarbonatos, después (raramente) para los sulfatos, y finalmente (casi nunca debido a que la solubilidad es muy elevada) para los cloruros. Un litro de agua puede llegar a disolver 2.100 mg/L de SO_4^{2-} , mientras que puede alcanzar 360.000 mg/L de Cl^- .

El segundo factor, la abundancia, se refiere a la diferente probabilidad que existe de que un agua encuentre minerales que le aporten bicarbonatos, sulfatos o cloruros. Si un agua estuviera en contacto simultáneamente desde su infiltración con minerales que le aportaran todos estos iones, no se produciría la secuencia de Chevotareb, sino que desde el primer momento, las aguas serían cloruradas, puesto que son las sales más solubles. Pero en la realidad, la disponibilidad de las distintas sales es así: siempre existe un aporte de bicarbonatos (el CO_2 del suelo, cuando no existan sales carbonatadas, normalmente calcita, también muy abundante). En segundo lugar, los yesos (sulfato cálcico) son relativamente frecuentes en series sedimentarias y, finalmente, las sales cloruradas son las menos abundantes.

La secuencia de Chevotareb hace pensar en un proceso lineal: el agua al principio de su viaje es bicarbonatada; a medio viaje, sulfatada; al final, clorurada. Aunque esto es cierto para una gota de agua determinada, la distribución de la geoquímica del agua en el subsuelo de una región está mejor descrita por el esquema trazado por Doménico (1972, citado en Freeze y Cherry, 1979). En las grandes cuencas sedimentarias, distingue tres zonas en profundidad:

1. Una zona superior, con flujo activo, generalmente con recorridos cortos y tiempos de permanencia de años o decenas de años. Aguas bicarbonatadas y pocas salinas.
2. Una zona intermedia, con flujo menos activo, recorridos más largos y tiempos de permanencia de cientos a miles de años. Aguas más salinas y el anión predominante será el sulfato.
3. Una zona inferior, con flujo muy lento, cuando no estancado, largos recorridos y tiempos de miles a millones de años. La salinidad es elevada y el agua es clorurada.

Esto explica que en una misma área puede extraerse agua de composiciones muy distintas aunque la litología sea relativamente homogénea. En la figura se observa que el pozo A capta agua de flujo regional; mientras que el pozo B capta agua de flujo local, de modo que la química resultante puede ser muy distinta entre ambos.

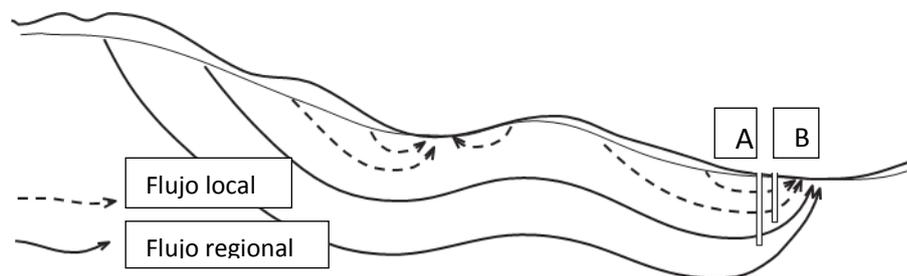
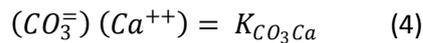


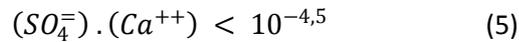
Figura 42: Esquema de flujo regional y local en un acuífero.

- **Efecto del ion común**

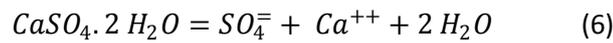
Se produce con mucha frecuencia cuando un agua que ha alcanzado el equilibrio respecto a una sal, encuentra otra diferente con un ion en común con la anterior. Es mejor explicarlo con un ejemplo. Un agua subterránea pasa de una formación caliza a una de yesos. Al salir de las calizas ya había alcanzado el equilibrio, de modo que se cumplía el siguiente producto:



Si esa agua no contenía SO_4^{2-} , al encontrar yeso, el producto de actividades iónicas será inferior a la constante de equilibrio del yeso:



Por lo que comenzará a disolver este mineral:



Esto provoca la entrada de SO_4^{2-} y de Ca^{++} , y este nuevo Ca^{++} hace que el producto de actividades de la ecuación (4) rebase el valor de la constante, produciéndose la precipitación de la Calcita.

En este ejemplo, el ion común entre ambas sales es el Ca^{++} .

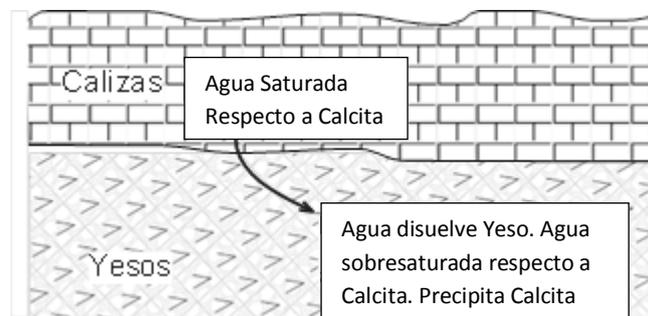


Figura 43: Esquema del efecto del ion común.

- **Efecto de la fuerza iónica (efecto salino)**

El agua de mar puede disolver más yeso que el agua destilada. Esta aparente paradoja es posible porque los iones contenidos en el agua del mar no coinciden con los liberados en la disolución del yeso. Este mismo fenómeno es considerado habitualmente a lo largo del flujo subterráneo: Al aumentar la salinidad de un agua, ésta disuelve mayor cantidad de una sustancia siempre que no existan iones comunes entre los contenidos previamente en el agua y los que está disolviendo ahora. Veamos un ejemplo: Un agua subterránea está circulando a través de yesos y ha tenido tiempo suficiente para alcanzar el equilibrio, es decir: que cuando el producto $(SO_4^{2-}) \cdot (Ca^{++}) = 10^{-4,5}$, ya no puede disolver más yeso. Supongamos que posteriormente atraviesa un nivel de cloruros (halita, silvina) para pasar de nuevo a yesos. Cuando esto suceda, de nuevo podrá disolver más yeso.

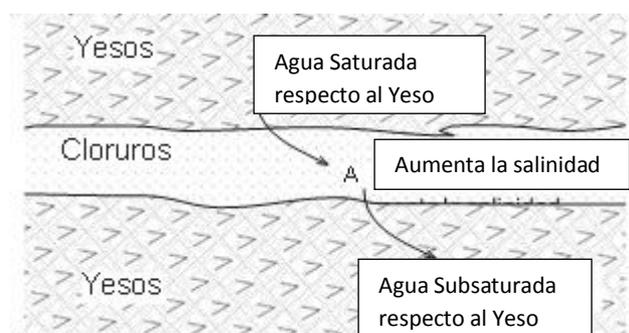


Figura 44: Esquema del efecto de la fuerza iónica o efecto salino.

La explicación es muy simple: cuando se alcanza el equilibrio por primera vez, ya hemos visto que se cumple que:

$$(\text{SO}_4^-) \cdot (\text{Ca}^{++}) = 10^{-4,5} \quad (7)$$

Pero, en realidad, no es el producto de dos factores, sino de cuatro, el que ha alcanzado un límite: el valor de la constante de equilibrio:

$$[\text{SO}_4^-] \gamma \text{SO}_4^- \cdot [\text{Ca}^{++}] \gamma \text{Ca}^{++} = 10^{-4,5} \quad (8)$$

donde:

(SO_4^-) , (Ca^{++}) : actividades

$[\text{SO}_4^-]$, $[\text{Ca}^{++}]$: concentraciones

γSO_4^- , γCa^{++} : coeficientes de actividad

Supongamos que la fuerza iónica es de $2 \cdot 10^{-2}$. Esto implica que los coeficientes de actividad de ambos iones son de 0,58. Por tanto, lo que se está cumpliendo en el equilibrio es:

$$[\text{SO}_4^-] \cdot 0,58 \cdot [\text{Ca}^{++}] \cdot 0,58 = 10^{-4,5} \quad (9)$$

Cuando el agua disuelve ClNa o ClK aumenta la fuerza iónica, supongamos que hasta 10^{-1} . Para esa fuerza iónica disminuye la actividad de los iones hasta 0,38, de modo que el producto anterior resulta:

$$[\text{SO}_4^-] \cdot 0,38 [\text{Ca}^{++}] \cdot 0,38 < 10^{-4,5}$$

El equilibrio se ha roto, el agua ha pasado de estar saturada respecto al yeso a estar subsaturada, por lo que puede disolver más yeso hasta alcanzar un nuevo equilibrio.

- **Adsorción. Intercambio catiónico en arcillas**

Las superficies de los sólidos pueden estar cargadas eléctricamente por las siguientes razones:

- ✓ Valencias insatisfechas en los bordes de la estructura cristalina
- ✓ Sustituciones atómicas dentro de la estructura de las arcillas (Al por Si ; Fe, Mg por Al)

Esto se presenta en diversos minerales, pero presentan especial interés las cargas negativas en la superficie de las arcillas. Estas cargas negativas atraen cationes, en una capa interior, fija y en una capa exterior, difusa, en equilibrio dinámico con la solución. Este proceso de adsorción en arcillas es el origen de dos fenómenos importantes: el intercambio catiónico y el efecto membrana. Los cationes adsorbidos no están fuertemente unidos, incluso los de la capa interior pueden llegar a intercambiarse con otros cationes de la solución.

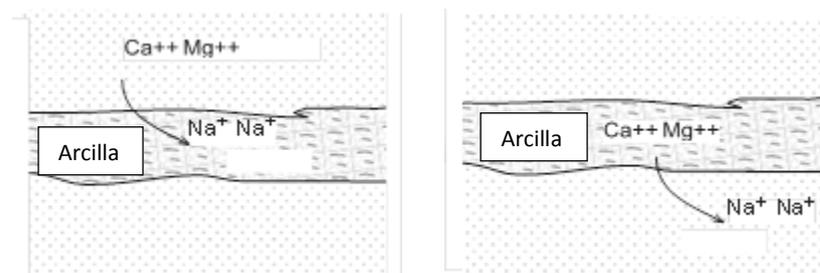
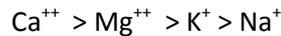


Figura 45: Esquema del efecto de intercambio.

El cambio se producirá cuando un catión en el agua tenga más fuerza de adsorción y desplace a otros que estaban adheridos a la arcilla, por ejemplo:

Los divalentes son adsorbidos más fuertemente que los monovalentes, y dentro de cada grupo, más fuerza los de menor radio iónico hidratado. La secuencia de mayor a menor fuerza es:



- **Procesos de óxido - reducción**

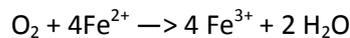
En las reacciones químicas (1) a (3), por poner ejemplos próximos, los elementos químicos (Ca, O, H, etc.) pasan de un compuesto a otro sin cambiar su valencia. Por ejemplo, el C en la reacción (2) pasa del CO_2 al CO_3H^- , pero en ambos es C^{4+} .

En las reacciones de oxidación-reducción (abreviadamente redox) algún elemento cambia su valencia perdiendo o ganando electrones.

Por ejemplo, si el Fe^0 pierde dos electrones pasará a Fe^{2+} : $\text{Fe}^0 \rightarrow \text{Fe}^{2+} + 2\text{e}^-$. En el Fe^0 están equilibradas las cargas positivas (protones) y las negativas (electrones); por tanto, si pierde dos negativos, se queda como Fe^{2+} .

Pero los electrones no se pierden como se indica en la reacción anterior. Si uno los pierde, otro los toma. El que pierde electrones se oxida, el que la toma, se reduce.

Veámoslo en un caso corriente: la oxidación- reducción entre el Fe^{2+} y el Fe^{3+} :



Aquí el oxígeno pasa de O^0 a O^{-2} , tomando dos electrones (**se reduce**). El hierro pasa de Fe^{2+} a Fe^{3+} , perdiendo un electrón (**se oxida**). (La reacción está equilibrada: dos oxígenos ganan 4 electrones (2×2) y 4 hierros pierden 4 electrones (4×1)).

También se dice que el oxígeno actúa como **oxidante** del hierro y el Fe^{2+} ha actuado como **reductor** del oxígeno: el oxidante se reduce y el reductor se oxida.

¿Qué sustancias son oxidantes y cuáles reductoras?. Una sustancia con facilidad para aceptar electrones se comportará, en general, como oxidante (y recíprocamente). Pero todas las magnitudes son relativas (algo es grande o pequeño según con qué lo comparemos). Una sustancia que es buen donante de electrones (habitualmente se comporta como reductor, oxidándose el mismo), puede invertir su comportamiento, tomando electrones, si se enfrenta a otra que libera electrones con mayor facilidad.

El poder oxidante de un agua (determinado por las sustancias oxidantes que contenga) se determina por el denominado potencial redox. En teoría, se mide con el parámetro **pe**, que es igual a $-\log$ (actividad de electrones), análogamente al pH, que es el $-\log$ (actividad de H^+).

Al medir experimentalmente, con aparatos, el potencial redox se obtiene otro parámetro, Eh, que se mide en voltios y que a 25°C es igual a 0,059 **pe**.

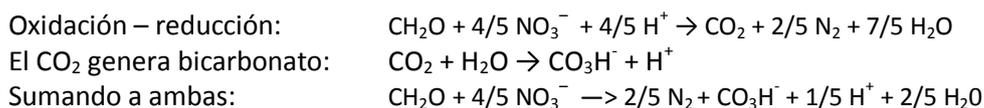
En la evolución geoquímica de las aguas subterráneas, son muy importantes los procesos de oxidación-reducción. Los oxidantes más comunes son el oxígeno disuelto (O_2) y los aniones NO_3^- y SO_4^- , y los reductores habituales son la materia orgánica o el Fe^{2+} en minerales como la pirita.

El esquema general es que el agua lleva los oxidantes (O_2 , NO_3^- , SO_4^{2-}) y el terreno dispone de los reductores (materia orgánica, pirita,...). El agua de lluvia recién infiltrada es fuertemente oxidante, lleva oxígeno disuelto, y a lo largo de su recorrido, primero en el suelo y después en el acuífero, va participando en reacciones de oxidación-reducción perdiendo progresivamente su carácter oxidante, haciéndose cada vez más reductora. Primero interviene el oxígeno como oxidante, cuando se agota se comportan como oxidantes (se reducen) los sulfatos y nitratos.

Tabla 11: El papel de los oxidantes y reductores en diferentes reacciones.

Reacciones	Oxidante (se reduce)	Reductor (se oxida)
$CH_2O + O_2 \rightarrow CO_2 + H^+$	Oxígeno	Materia orgánica (*)
$CH_2O + 4/5 NO_3^- \rightarrow 2/5 N_2 + CO_3H^- + 1/5 H^+ + 2/5 H_2O$	Nitrato (NO_3^-)	Materia orgánica
$CH_2O + 1/2 SO_4^{2-} \rightarrow 1/2 SH^- + CO_3H^- + 1/2 H^+$	Sulfato (SO_4^{2-})	Materia orgánica
$FeS_2 + 5/4 O_2 + 7/2 H^+ \rightarrow Fe(OH)_3 + 2 SO_4^{2-} + 4 H^+$	Oxígeno	Pirita (FeS_2)

En realidad, cada una de las tres primeras reacciones es la combinación de dos: por ejemplo en la del NO_3^-



Nota (*): La materia orgánica, presente como múltiples y complejos compuestos, se representa abreviadamente como CH_2O . Esa es la fórmula del formaldehído, pero se utiliza como representativa de la materia orgánica en general; concretamente los azúcares tienen fórmulas del tipo $n [CH_2O]$: por ejemplo, la glucosa y la fructosa tienen la composición de $C_6H_{12}O_6$, aunque con diferente estructura. La celulosa y el almidón, en las plantas, o el glucógeno, en los animales, están formados por la unión de varias moléculas de glucosa.

La evolución del potencial redox del agua a lo largo de su recorrido en el terreno depende de muchos factores:

- ✓ Si la recarga es a través de un suelo sin materia orgánica, llegará al acuífero con oxígeno, con un elevado poder oxidante. Si se infiltra lentamente a través de un suelo rico en materia orgánica, perderá el oxígeno al atravesar el suelo, eso marcará su comportamiento posterior en el medio saturado.
- ✓ De la existencia de bacterias y sus nutrientes. Muchas de estas reacciones, aunque termodinámicamente deban producirse, sin la presencia de bacterias se producirían a una velocidad muy lenta, la reacción sería inapreciable.
- ✓ De la existencia en los acuíferos de materia orgánica y otros agentes reductores
- ✓ De la velocidad del flujo, que determina el tiempo de permanencia del agua en un tramo determinado.

Las reacciones citadas generan acidez. Decíamos que el agua se aprovisiona de acidez en el suelo, reacción (2) y que posteriormente, en el medio saturado, no puede reaprovisionarse de carga ácida a medida que la va gastando en las diversas reacciones de disolución o alteración de los minerales. La excepción a esta regla son las reacciones redox, que sí generan acidez en los acuíferos.

1.2.2. Índices Hidrogeoquímicos

Las relaciones iónicas en muchos casos permiten comprender las reacciones físico-químicas que afectan a las aguas subterráneas en su camino desde la zona de recarga hacia los puntos de descarga y tienen directa relación con los materiales a través de los cuales circula el agua y/o fenómenos modificadores que cambian su composición. Es importante destacar que pequeños errores analíticos pueden hacer variar de modo significativo el valor de las relaciones iónicas, especialmente en muestras que presentan una baja mineralización. Estas relaciones se expresan en miliequivalentes por litro (meq/L) y van precedidas de la letra *r*, que significa relación, estas ayudan a identificar los procesos que ha sufrido el agua subterránea en su camino. Entre las principales se destacan las siguientes (Custodio y Llamas, 1983).

El uso de las relaciones iónicas en estudios hidroquímicos tiene como objetivo ayudar a identificar los siguientes aspectos:

- ✓ Origen continental o marino del agua subterránea.
- ✓ Posibles procesos de disolución-precipitación, oxidación-reducción, intercambio iónico, etc., que hayan podido modificar la composición química del agua que se estudia.
- ✓ El trazado de líneas de flujo (dirección de aumento de la mineralización del agua en un acuífero).
- ✓ El origen del agua salina presente en los acuíferos costeros (intrusión marina activa o relicta en proceso de lavado).
- ✓ El sentido de la intrusión marina en acuíferos costeros.
- ✓ Procesos de contaminación agrícola, industrial, etc.

La metodología de uso de estas relaciones parte siempre de:

- ✓ Calcular el valor de ciertas relaciones iónicas (en meq/L) en las aguas del acuífero.
- ✓ Compararlas con el valor de las mismas en el agua de recarga (lluvia local o agua freática), en el agua del mar, en aguas de acuíferos cercanos con los cuales pueda existir conexión hidráulica, etc.
- ✓ Estudiar las variaciones espaciales (sobre el mapa) y/o temporales del valor de las relaciones en el acuífero.
- ✓ Cada relación en particular informa sobre aspectos o procesos concretos.

- Relación $r \text{ Mg} / r \text{ Ca}$

En las aguas continentales varía normalmente entre 0,3 y 1,5. Los valores próximos a 1 indican la posible influencia de terrenos dolomíticos o con rocas serpentinitas. Valores superiores a 1 suelen estar generalmente relacionados con terrenos ricos en silicatos magnésicos como gabros y basaltos. Sin embargo, hay que tener especial cuidado con esta relación ya que cuando se produce precipitación de CO_3Ca en el agua, la relación aumenta sin que ello señale nada acerca de las rocas atravesadas. El agua del mar suele tener una relación de aproximadamente 5, razón por la cual las aguas que han circulado por rocas marinas o que han sufrido mezcla con agua del mar, tienen valores elevados. Al mismo tiempo, un incremento en los valores de cloruros y de la relación $r \text{ Ca} / r \text{ Mg}$ puede ser indicativo de contaminación marina.

- Relación $r \text{ K} / r \text{ Na}$

En aguas dulces puede variar entre 0,001 y 1; siendo lo más frecuente que se encuentren entre 0,004 y 0,3; mientras que para aguas marinas está entre 0,02 a 0,025. Debido a la fijación de K^+ en el terreno, esta relación es menor en el agua que en la roca origen, tanto menor cuanto más concentrada en sales está el agua. Cuando el contenido en alcalinos ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) es menor a 3 ppm, la relación $r \text{ K} / r \text{ Na}$ varía entre 0,5 y 1; para 50 ppm es de alrededor de 0,1 y para 100 ppm vale cerca de 0,01.

- Relación r_{Na}/r_{Ca} y $r_{Na}/r_{(Ca+Mg)}$

En general solo tienen interés para comparar estas relaciones en el agua con la de la roca del acuífero, o bien para seguir los posibles procesos de cambios de base. En este último caso es preciso tener en cuenta que la precipitación o disolución de sales de Ca altera las relaciones sin que por ello se produzca cambio alguno de las bases.

- Relación r_{Cl}/r_{CO_3H}

Teniendo en cuenta que el contenido de CO_3H es un valor relativamente constante en las aguas subterráneas, esta es una relación de interés para seguir el proceso de concentración de sales en el sentido del flujo subterráneo; aunque esa concentración hace crecer ligeramente el denominador, un aumento de la relación indica un avance en el proceso de concentración. Si existen procesos de reducción de sulfatos o aportes externos de CO_2 puede aumentar el contenido de CO_3H y en ese caso no conviene utilizar esta relación. La precipitación de CO_3Ca también puede influir. Esta relación es especialmente útil en la caracterización de intrusión marina ya que en aguas continentales tiene un valor entre 0,1 y 5 y en el agua del mar varía entre 20 y 50. Si el incremento de cloruros se debe a exceso de riego, la relación crece mucho menos para igual incremento de cloruros que cuando se produce intrusión marina.

- Relación r_{SO_4}/r_{Cl}

En aguas salinas el contenido de $SO_4^{=}$ tiende a ser constante y entonces tiene un interés similar al anterior. No es útil cuando se produce reducción de sulfatos. En aguas poco o moderadamente salinas la relación puede ser similar a la de la roca acuífera y su valor se mantiene aproximadamente constante al irse concentrando el agua. Cuando satura el sulfato, la relación deja de ser útil en este sentido, aunque ello solo sucede cuando la salinidad es ya muy elevada.

- Relación o índice de cambio de bases (icb) $r_{Cl} - r_{(Na+K)}/r_{Cl}$

Esta relación suele ser la mayoría de las veces negativa en aguas relacionadas con terrenos formados por rocas plutónicas o volcánicas, en especial en granitos. El agua del mar toma valores de + 1,2 a + 1,3 y en salmueras que tengan $r_{Cl} > 500$ es siempre positivo. Para aguas pocas salinas pueden ser positivas o negativas. Un aumento del icb indica un cambio de bases de endurecimiento del agua y una disminución un cambio de bases de ablandamiento. Al ir incrementando la salinidad de un agua el valor de icb tiende a crecer lentamente.

- Relación o Valor Kr

El valor Kr $K_r = \sqrt[3]{r_{Ca}(r_{CO_3H})^2}$ es proporcional al contenido de CO_2 disuelto de equilibrio. En ausencia de reducción de sulfatos, aporte de CO_2 o desprendimiento del mismo en acuíferos freáticos muy superficiales, Kr tiende a ser un valor constante. Cuando se produce reducción de sulfatos Kr, suele crecer.

- Relación r_{Br}/r_{Cl} y r_{I}/r_{Cl}

La relación Br/Cl se emplea con poca frecuencia, pero es de interés en el estudio del origen de aguas salobres y saladas puesto que en el agua del mar vale alrededor de $1,7 \cdot 10^{-3}$, pudiendo tener valores muy diferentes en las aguas continentales. Las aguas asociadas a rocas orgánicas marinas y de disolución de depósitos suelen tener una relación notablemente elevada. La segunda relación es bastante característica del origen de las aguas salobres y salmueras. En el agua del mar la relación varía entre $2 \cdot 10^{-6}$ y $6 \cdot 10^{-6}$; mientras que en las aguas subterráneas es mayor: las rocas fosilíferas contienen aguas con las relaciones más elevadas mientras que las relacionadas con rocas evaporíticas dan los valores menores.

- Relación $r\text{ Ca} / r\text{ Cl}$; $r\text{ Mg} / r\text{ Cl}$; $r\text{ (Ca + Mg)} / r\text{ Cl}$; $r\text{ (Na + K)} / r\text{ Cl}$ y $r\text{ Sr} / r\text{ Ca}$

Todas ellas tienen interés para caracterizar el cambio de bases ya que en el mismo no se altera el contenido de cloruros. Su uso es poco frecuente. La relación $r\text{ Sr} / r\text{ Ca}$ vale 0,014 para el agua marina y 10^{-3} para las calizas.

Tabla 12: Resumen de las relaciones iónicas y la información que pueden brindar (FICHS).

Relación	Agua Continental	Agua Marina	Información
$r\text{ Mg} / r\text{ Ca}$	0,3 a 1,5	5	= 1 → Terrenos dolomíticos > 1 → Rocas Basálticas y Gabros > 1 ↑ Intrusión marina Si ↑ + ↑ Cl → Intrusión marina ↓ al precipitar CaCO_3 ↓ al disolver CaCO_3 Si ↑ + ↓ SO_4 → Reducción de sulfatos
$r\text{ Cl} / r\text{ CO}_3\text{H}$	0,1 a 5	20 a 50	↓ al disolver CaCO_3 (aporte de sales) ↑ al precipitar CaCO_3 ↑ → Mineralización ↑ → Intrusión marina ↑ → Mayor dureza
$r\text{ SO}_4 / r\text{ Clr}$	0,2 a 0,4	0,11	Similar anterior en aguas salobres ↓ → Reducción de sulfatos ↑ → Contaminación agrícola – Industrial ↓ → Intrusión marina
$r\text{ K} / r\text{ Na}$	0,001 a 1	0,02 a 0,025	Origen continental o marino de K Limitada si existe adsorción de Na o K
$r\text{ Na} / r\text{ Ca}$ $r\text{ Na} / r\text{ (Ca + Mg)}$ $r\text{ Na} / r\text{ Mg}$	Variable	Variable	Permite deducir procesos de intercambio Permite comparar con el valor de cada relación en el terreno Permite observar evolución espacial y temporal
icb	Variable	Variable	↑ → Intercambio iónico (endurecimiento) ↓ → Intercambio iónico (ablandamiento)
$r\text{ Br} / r\text{ Cl}$ $l / r\text{ Cl}$	Variable < que el agua de mar	$1,7 \cdot 10^{-3}$	Indica origen marino, continental, residual, etc.
$r\text{ Ca} / r\text{ Cl}$ $r\text{ Mg} / r\text{ Cl}$ $r\text{ Na} / r\text{ Cl}$			Indican intercambios iónicos, precipitaciones, disoluciones, origen del agua, etc.
$r\text{ NO}_3 / r\text{ Cl}$			Indica posible contaminación agrícola y procesos de reducción

1.2.3. Importancia y significado de los elementos minoritarios y trazas

Las relaciones geología – litología – aguas subterráneas puede estudiarse también a través de elementos minoritarios y trazas, en ocasiones con mayor garantía de éxito y representatividad que con los iones fundamentales. La mayor dificultad del manejo y tratamiento de estos análisis está algunas veces en la propia geoquímica del elemento (disoluciones, precipitaciones, complejaciones, etc.), en el muestreo (indebido procedimiento de muestreo) y también en la dificultad de la determinación analítica ya que, normalmente se encuentran en muy bajas concentraciones.

Muchos elementos como mercurio, vanadio, cobalto, uranio, bromo, yodo, cinc, estroncio, fosfatos y en general la mayoría de los elementos pesados, pueden brindar una excelente idea de la procedencia del agua subterránea.

1.2.4. Determinaciones de parámetros a partir de datos químicos

El estudio de la composición de las aguas subterráneas y de su variación temporal y espacial permite en algunas ocasiones calcular ciertos parámetros hidrológicos del sistema y son en sí mismo, métodos que pueden ser empleados para confirmar otros procedimientos basados en metodologías totalmente diferentes. Muchos de estos cálculos utilizan al ion cloruro aprovechando la propiedad conservativa del mismo (es muy difícil de modificar), razón por la cual resulta ser un trazador casi ideal. Entre los métodos más reconocidos se encuentran:

- Determinación de la recarga por balance de cloruros

Si sobre un terreno precipitan P mm/año, con un contenido medio en cloruros de C_p (ppm), de los cuales E_s (mm) son de escorrentía superficial y E (mm) se evaporan, la recarga o infiltración eficaz (I) será:

$$I = P - E_s - E$$

Si C_i es el contenido de cloruros en el agua de infiltración profunda o infiltración eficaz; a_s es el aporte de cloruros tomados del suelo o aportados superficialmente ($\text{gr/m}^2/\text{año}$); a_v es la retención en la vegetación y a'_v es la devolución de sales al suelo por la vegetación al morir, también en $\text{gr/m}^2/\text{año}$; el balance del ion cloruro será:

$$\frac{I}{1000} C_i = \frac{(P - E_s)}{1000} \cdot C_p + a_s - a_v + a'_v$$

El coeficiente de infiltración será:

$$Inf = \frac{I}{P} = \left(1 - \frac{E_s}{P}\right) \frac{C_p}{C_i} + 1000 \frac{a_s - a_v + a'_v}{P \cdot C_i}$$

En el supuesto de que sea $a_s = 0$, como es frecuente y $a_v = a'_v$, si no es un terreno cultivado intensivamente y existe un equilibrio entre materia orgánica viva y en descomposición será:

$$Inf = \frac{I}{P} = \left(1 - \frac{E_s}{P}\right) \frac{C_p}{C_i}$$

Si la escorrentía es muy pequeña y con buena permeabilidad superficial la expresión final será:

$$Inf = \frac{I}{P} = \frac{C_p}{C_i}$$

Con esta expresión se puede calcular el coeficiente de infiltración y la evapotranspiración, si el terreno apenas aporta ion cloruro. El valor de C_i debe medirse en la parte superior del acuífero freático. Los resultados del balance del ion cloruro son buenos en zonas áridas y en zonas llanas; pero no tanto en zonas húmedas o con elevada escorrentía superficial (Custodio, 1973).

- Separación de la componente subterránea en el análisis de hidrogramas

Si en un cierto punto de un río:

Q_s = Caudal aportado subterráneamente

Q_e = Caudal aportado por la escorrentía superficial

Q = Caudal total $Q_s + Q_e$

C_s = Concentración de la escorrentía subterránea

C_e = Concentración de la escorrentía superficial

C = Concentración medida en el río

Puede establecerse el balance:

$$Q \cdot C = Q_s \cdot C_s + Q_e \cdot C_e$$

Q , se puede conocer por medida directa.

C_s puede deducirse de los análisis del agua del río en períodos prolongados de ausencia de lluvias (caudal base).

C_e puede deducirse de los análisis del agua del río en períodos de fuertes avenidas o del agua de afluentes cuyo caudal base sea cero.

5.3. CALIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La calidad química del agua subterránea es una de las facetas más importantes en la técnica del hidrogeólogo. Si tras los estudios realizados conseguimos alumbrar un determinado caudal, cualquiera que hubiera sido sus fines: abastecimiento a una población, fines agrícolas o industriales, hasta no realizar un análisis químico no conoceremos verdaderamente el fin que ciertamente pueda dársele al agua. A veces, a pesar de nuestro éxito aparente por haber obtenido un importante caudal, nuestra euforia queda totalmente anulada frente a una pésima calidad.

Es la naturaleza quien verdaderamente tiene la última sorpresa. A veces la capacidad ingenieril del hombre puede conseguir corregir, mediante obras o plantas de tratamiento mejorar una calidad. Sin embargo, nunca debemos olvidar en este aspecto el precio que ha de tener un agua para cualquiera de los usos..." (Pulido, 1978).

La calidad del agua subterránea es un concepto tan importante como el de la cantidad de agua, ya que puede llegar a decidir si esta es apta o no para un determinado uso o si el tratamiento correctivo necesario va a ser técnica y económicamente viable. Por este motivo, el concepto de calidad va ligado íntimamente a dos aspectos fundamentales: los condicionamientos naturales que modifican o controlan la composición química de las aguas subterráneas; así como, el uso que se pretende dar a dicha agua, y las políticas de gestión y planificación asociadas a dicho recurso (FCIHS, 2009).

Bajo condiciones naturales, no influenciadas, la calidad intrínseca del agua subterránea dependerá fundamentalmente de los siguientes factores: condiciones originales de los acuíferos, litología, velocidad de circulación, la calidad del agua de infiltración, las relaciones con otras aguas o acuíferos y las leyes del movimiento de las sustancias transportadas con el agua, así como los factores hidrodinámicos. Además de las actividades humanas que pueden (como está ocurriendo en la actualidad) producir poluciones y/o contaminaciones insospechadas Custodio y Llamas, 1983).

5.3.1. Determinaciones de parámetros a partir de datos químicos

Se define como calidad, a la integración de las propiedades físicas, químicas y biológicas del agua subterránea; el estudio de estas propiedades tiene como objetivo diagnosticar el estado del agua sobre la base de las normas de calidad vigentes.

La Calidad de un agua entonces, queda definida por su composición, el conocimiento de los efectos que puede causar cada uno de los elementos que contiene o el conjunto de todos ellos, permite establecer las posibilidades de su utilización, clasificando así, de acuerdo con límites estudiados, su destino como bebida, usos agrícolas, industriales, etc.

- **Sustancias disueltas en un agua natural subterránea**

En un agua subterránea natural, la mayoría de las sustancias disueltas se encuentran en estado iónico. Unos cuantos de estos iones están presentes casi siempre y su suma representa casi la totalidad de los iones disueltos; estos se conocen como iones fundamentales o mayoritarios y son: Cloruro, Sulfato, Bicarbonato, Sodio, Calcio y Magnesio. Es frecuente que los aniones nitrato y carbonato y el catión potasio se consideren dentro del grupo de los fundamentales aun cuando en general su proporción es pequeña. Otras veces se incluye además el ion ferroso.

Entre los gases deben considerarse como fundamentales el anhídrido carbónico y el oxígeno disuelto, aunque no es frecuente que se analicen en aguas subterráneas.

Entre las sustancias disueltas poco ionizadas o en estado coloidal son importantes los ácidos y aniones derivados de la sílice.

El resto de iones y sustancias disueltas se encuentran por lo general en cantidades notablemente más pequeñas que los anteriores y se llaman iones menores o minoritarios a aquellos que se encuentran formando menos del 1% del contenido iónico total y se denominan elementos traza a aquellos que aunque presentes, están por lo general en cantidades difícilmente medibles por medios químicos usuales.

Tabla 13: Composición química del agua subterránea.

COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA

(Tomado de Davis y De Wiest, 1966)

Constituyentes mayoritarios

Son estables en solución en rangos de pH y eh muy amplios
Conforman el 99 % de la salinidad del agua

Los siguientes componen el 95 % de la salinidad (concentraciones entre 1 y 100 ppm)

Sodio	Bicarbonato
Calcio	Sulfato
Magnesio	Cloruro

Los siguientes constituyen el 4 % de la salinidad (concentraciones entre 0,01 y 10 ppm)

Hierro	Carbonato
Estroncio	Nitrato
Potasio	Fluoruro
Boro	

COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA

Constituyentes minoritario (concentraciones entre 0,00001 y 0,1 ppm)

Antimonio	Bromo	Cobre	Manganeso	Fosfato	Selenio	Vanadio
Aluminio	Cadmio	Germanio	Molibdeno	Plomo	Titanio	Yodo
Arsénico	Cromo	Litio	Niquel	Rubidio	Uranio	Zinc
Bario	Cobalto					

Constituyentes traza (concentraciones menores a 0,001 ppm)

Berilio	Cesio	Galio	Lantano	Plata	Rutenio	Torio
Bismuto	Escandio	Indio	Niobio	Platino	Talio	Tungsteno
Cerio	Estaño	Itrio	Oro	Radio	Terbio	Zirconio

- **Análisis de las aguas: Parámetros físicos y químicos**

Los análisis de aguas tienen contenidos muy diversos según el objetivo y el uso propuesto a que las aguas se destinen. Con frecuencia, sólo consisten en unas pocas determinaciones físicas, químicas, bioquímicas y biológicas de rutina. Los parámetros mínimamente analizados establecen los contenidos de los iones que por sus concentraciones en el agua subterránea se consideran mayoritarios, algunos minoritarios y si es posible o necesario, algún elemento traza; también se determina temperatura, color, olor, turbidez, dureza, alcalinidad, pH, conductividad eléctrica, residuo sólido, sólidos totales disueltos, contenidos en coliformes, etc.

- **Cálculo del error porcentual: validez del análisis**

En un análisis físico y químico completo debe verificarse que la suma de miliequivalentes de aniones debe ser igual o aproximadamente igual a la suma de miliequivalentes de cationes.

$$r(\text{CO}_3\text{H}^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^- + \text{NO}_3^-) = r(\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \quad r(\text{meq/l})$$

En la práctica existe una diferencia entre ambas cifras que se debe a los errores acumulados de cada una de las determinaciones individuales y al no tener en cuenta las contribuciones iónicas menores. Si existe una diferencia muy grosera del balance iónico puede deberse a la existencia en cantidades anormales de los iones minoritarios o a un error grave del análisis. La fórmula del error se puede definir como:

$$\text{Error (\%)} = 100 \cdot \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}}$$

Una vez realizado el balance iónico de los análisis de las muestras de agua, para comprobar si el error es aceptable o no, se debe tener en cuenta el valor del error resultante y el valor de la conductividad eléctrica del agua.

El error admisible depende un poco de la concentración y del tipo de agua. Se puede establecer (Anderson, 1966 modificado in Custodio y Llamas, 1983) que:

Conductividad $\mu\text{S/cm}$	50	200	500	2000	>2000
Error admisible (%)	30	10	8	4	4

Si un análisis tiene un error prácticamente nulo es sospechoso de haber sido arreglado o bien que el sodio y el potasio (Na + K) fueron determinados por diferencia. Según el FCIHS, 2009; los valores de la tabla deben tomarse como referencia algo anticuadas ya que actualmente la precisión de los laboratorios ha mejorado sustancialmente. El error dependerá de los métodos analíticos empleados y su admisibilidad suele ser especificada por cada laboratorio. Para soluciones muy concentradas, zonas áridas y salmueras, se debe diluir la muestra, lo que provoca una mayor probabilidad de error.

- ✓ **Comprobaciones teóricas**

Con frecuencia, en una planilla de análisis suele faltar la expresión de algunos parámetros, en esos casos, a partir de ciertos cálculos se puede no solo obtener los valores de los parámetros faltantes sino también comprobar si es que los resultados que se muestran en una planilla de análisis corresponden verdaderamente a pruebas de laboratorio realizadas o, si fueron "calculadas" con estas fórmulas sencillas.

$$\text{CE } (\mu\text{S/cm}) \text{ a } 18 \text{ }^\circ\text{C} = \text{Rs (mg/l)} * 1,4.$$

Si el cálculo difiere en más del 30 % del resultado del análisis, este último se considera como deficiente.

$$\text{Rs (mg/l)} \text{ a } 105 \text{ }^\circ\text{C} = \text{Sumatoria de cationes (mg/l)} + \text{Sumatoria de aniones (mg/l)} - [\frac{1}{2} \text{CO}_3\text{H}^- \text{ (mg/l)}]$$

Si el cálculo de Rs es mayor en un 30 % al resultado del análisis, este último se considera como deficiente.

$$\text{Dureza Total (meq/l)} = [\text{Ca (meq/l)} + \text{Mg (meq/l)}] * 50$$

$$\text{TDS (mg/l)} = \text{Rs (mg/l)} + [\frac{1}{2} \text{CO}_3\text{H}^- \text{ (mg/l)}]$$

$$\text{CO}_3\text{H}^- \text{ (mg/l)} = 1,22 * \text{Alcalinidad Total (mg/l de concentración equivalente de CO}_3\text{Ca)}.$$

5.3.2. Tipos de aguas

Las aguas se pueden clasificar según distintos aspectos:

✓ Clasificaciones simples

Por la cantidad de sales totales disueltas (STD) se pueden establecer cuatro clases:

Agua Dulce: de 0 a 2.000 mg/l

Agua Salobre: 2.000 - 5.000 mg/l

Agua salada: 5.000 - 40.000 mg/l

Salmuera: hasta saturación

✓ Por su Dureza Total (DT) se pueden establecer cuatro tipos

Blanda: 0 a 50 mg/l de CaCO_3 (equivalente)

El jabón hace espuma

Algo dura: hasta 100 mg/l de CaCO_3 (equivalente)

El jabón no hace espuma

Dura: hasta 200 mg/l de CaCO_3 (equivalente)

Corta el jabón

Muy Dura: hasta saturación

✓ Por su Temperatura

Referente a la temperatura de las agua, estas se denominan (Schoeller, 1962 in Custodio y Llamas, 1976):

Aguas hipertermas o termales, si es $t > t_m + 4^\circ \text{C}$

Aguas ortotermas o normales, si es $t_m \leq t \leq t_m + 4^\circ \text{C}$

Aguas hipotermas o frías, si $t < t_m$

Siendo t la temperatura del agua y t_m la temperatura media anual en el lugar.

Según; Bogomolov, 1966 y Silin-Betchurin se puede establecer la siguiente clasificación:

Muy frías $t < 5^\circ \text{C}$

Frías $5^\circ \text{C} < t \leq 10^\circ \text{C}$

Moderadamente frías $10^\circ \text{C} < t \leq 18^\circ \text{C}$

Tibias $18^\circ \text{C} < t \leq 25^\circ \text{C}$

Moderadamente tibias $25^\circ \text{C} < t \leq 37^\circ \text{C}$

Calientes $37^\circ \text{C} < t \leq 42^\circ \text{C}$

Muy calientes $t > 42^\circ \text{C}$

Si la temperatura es mayor de 100°C al aflorar se convierten en aguas a 100°C y vapor originando manifestaciones cuyo funcionamiento está ligado al efecto de pérdida de densidad producido por el vapor que se desprende al reducirse la presión. (Custodio y Llamas, 1976).

Modernamente las aguas termales van adquiriendo un interés creciente ya que pueden ser una fuente de energía de bajo costo para la producción de energía eléctrica, calefacción doméstica e industrial, etc. La prospección geotérmica es un campo paralelo al de la hidrología subterránea que ha adquirido un inusitado auge a partir de 1960 (Custodio y Llamas, 1976).

El nombre de agua mineral es muy ambiguo y se utiliza con acepciones muy diversas. Unas veces se consideran aguas minerales a aquellas que poseen un contenido de sales disueltas superior al de las aguas potables, mientras que otras veces se consideran aguas minerales a aquellas que llevan contenidos

anormalmente altos de algunas sustancias disueltas como CO_2 , CO_3H^- , S^- , Fe^{++} , etc., aunque su salinidad sea inferior al de muchas aguas potables. Si la temperatura es elevada, se las puede llamar termales o termominerales y si poseen propiedades curativas reconocidas se las puede llamar mineromedicinales. (Custodio y Llamas, 1976).

5.3.3. Clasificación según el uso

Como ya se ha expresado, desde el punto de vista de la gestión del recurso hídrico, la valoración de la calidad del agua está muy ligada al uso que se le quiera dar. De hecho, no es igual el enfoque de un estudio que trate de valorar el agua para suministro urbano como el que se realizaría para uso industrial o agrícola.

El hecho de la existencia de una calidad natural o intrínseca de las aguas subterráneas, provoca que hasta la fecha, las normas de calidad de las aguas, se enfoque para cada uso en concreto. En ese sentido, el uso que goza de mayor protección, está dirigido para el consumo humano y en concreto para usos minero-medicinales, mientras que los usos agrícolas o ganaderos, se mueven más en el ámbito de las recomendaciones. Dada su gran variabilidad, los usos industriales del agua subterránea no suelen presentar normas generales de calidad.

Tabla 14: objetivos de calidad en función de los usos del agua (FCIHS, 2009).

Actividad demandante	Necesidades en relación con la calidad de agua	Necesidades en relación con la cantidad
<i>Actividades industriales</i>	Se busca agua con unas características tales que no encarezca o imposibilite la producción. Los problemas aparecen sólo cuando se modifica algún parámetro del agua que dificulta el proceso industrial.	Necesidad o interés de tener agua abundante (generalmente durante todo el año) y a la menor profundidad posible, a fin de no encarecer los costes de extracción.
<i>Actividades agrícolas</i>	Se busca un agua adecuada para la actividad agrícola a desarrollar, que puede variar según el tipo de cultivo. En general, se buscan aguas con pocos cloruros, sulfatos y sin metales pesados. Los nitratos son aceptados siempre que no se exceda un determinado límite.	Igual que en el caso industrial, aunque con una demanda más concentrada en los periodos de riego.
<i>Suministro de agua potable</i>	Calidad físico-química y bacteriológica regulada por ley. Se buscan aguas poco mineralizadas y en caso contrario se procede a su tratamiento. En muchos casos se actúa legalmente contra las actividades que disminuyen la calidad del agua o que encarecen el tratamiento.	Se busca el agua suficiente para asegurar el suministro con garantías a medio o largo plazo y durante todo el año.
<i>Usos turísticos</i>	Se requiere la calidad contemplada para el agua de suministro en red de agua potable.	Grandes cantidades de agua, concentrada en relativamente pequeños periodos de tiempo, que normalmente (Europa, California, norte de África) suelen coincidir con los periodos de menor precipitación.
<i>Suministro de agua embotellada</i>	Se regula mediante una ley diferente a la de agua de red. Generalmente se embotellan aguas muy poco mineralizadas o se tratan con procesos de potabilización muy enérgicos (osmosis inversa, carbono activo, ozono, etc.). Sin embargo, hay casos en que tienen concentraciones anormalmente altas de determinados elementos (razas o mayores).	Cantidad de agua suficiente para hacer frente a la demanda. Los costes de extracción se cargan en el precio unitario de la botella. Generalmente operan volúmenes de agua inferiores al de suministro en red.

<p style="text-align: center;"><i>Agua para usos ambientales</i></p>	<p>Se busca la calidad del agua que ha permitido sostener el ecosistema del que forma parte y se procura la mínima modificación posible.</p>	<p>Se busca la cantidad de agua suficiente para no perturbar el equilibrio natural que dio lugar al ecosistema o se tiende a recuperar zonas desaparecidas del mismo a base de limitar la cantidad de agua de otras actividades posteriores (p. ej. antiguas zonas de un humedal que fueron desecadas artificialmente).</p>
--	--	---

a) Aguas para consumo humano

El estudio de la calidad del agua destinada a ser consumida por el hombre ha sido, y es, de primordial importancia, interviniendo en el mismo, muchos factores que pueden afectarla, ya sea de manera inmediata o diferida.

Para definir la calidad que debe tener el agua destinada al consumo humano es importante adoptar criterios. Un grupo de investigadores de la Organización Mundial de la Salud (OMS) menciona que el término "criterio" designa la relación entre la exposición a un contaminante o a otro factor, y el riesgo o la magnitud de efectos indeseables en circunstancias específicas definidas por variables del ambiente y del "blanco", siendo este el receptor – organismo, población o la fuente a ser protegida de un riesgo específico. Es decir, adoptar un criterio de calidad de agua de bebida significa conocer la relación entre la exposición y la frecuencia que se espera que un efecto indeseable para la salud pueda ocurrir. Como riesgo implica la probabilidad de ocurrencia de un efecto adverso sobre la salud humana, el análisis del riesgo debe llevarse a cabo de manera tal que se entienda la naturaleza y magnitud del efecto no deseado.

Concepto de Agua Potable

De modo general se denomina potable a aquella agua que puede ser consumida por el hombre sin peligro alguno para su salud. Ello supone tener en cuenta las características del agua, ya sean físicas, químicas, bacteriológicas, etc., definiendo criterios de calidad para cada una de ellas.

Normas de Potabilidad

La aparición y evolución de reglamentaciones que limitan la utilización del agua para la bebida, han seguido los pasos que la investigación ha ido desarrollando y que se extiende no solo a los efectos que los distintos elementos puedan tener en el organismo humano, sino también a los sistemas de análisis y determinaciones que permiten su detección y cuantificación de manera precisa e inequívoca.

La tendencia mundial es a la normalización de las reglamentaciones existentes, no solo en lo que atañe a la fijación de unos límites admisibles de las características del agua, sino también en lo referente a la metodología de tomas de muestras, frecuencia de las mismas y métodos de análisis a utilizar.

Todos los países tienen legislaciones relacionadas con las aguas de consumo humano, las que sirven para determinar las responsabilidades de los distintos sectores involucrados en la producción y distribución del agua potable o agua de bebida (términos equivalentes), de su monitoreo y de su control. Los países cuentan asimismo, con reglamentaciones que definen lo que se entiende por agua potable; es decir, los patrones que ésta debe seguir para que la misma sea inocua para la salud humana. Dentro de esas reglamentaciones de cada país, hay una muy específica que se denomina la "Norma de Calidad de Agua de Bebida". Allí se establece qué sustancias pueden estar presentes en el agua y las concentraciones máximas permisibles que no signifiquen riesgo para la salud.

No existe ningún país que no considere como herramienta principal para la confección y actualización periódica de sus Normas Nacionales, a las Guías OMS para la calidad del Agua Potable. Por supuesto que no todos los contaminantes que figuran en las guías están presentes en las aguas de abastecimiento, por lo

tanto, cada país deberá seleccionar cuidadosamente que parámetros incluirá en sus normas de calidad, atento a las sustancias que se utilicen en la industria, actividad agropecuaria, en los procesos de potabilización de las aguas, factores económicos y avances tecnológicos. De nada sirve proponer normas de calidad de aguas que establezcan límites para una infinidad de parámetros, si luego, su identificación se hace impracticable por no poder contar todos los laboratorios de control de calidad con el instrumental necesario o, a veces, con el personal adiestrado para su manejo.

La Organización Mundial de la Salud adoptó en 1963 el criterio de dividir las características del agua en cuatro grupos, para cada parámetro de cada grupo propone valores de concentraciones que de sobrepasarse supondrían la No - Potabilidad del agua.

1. Características Físicas – Químicas
 - a. Sustancias que pueden afectar a la salud
 - b. Sustancias que afectan la potabilidad
 - c. Sustancias tóxicas
 - d. Indicadores de polución
2. Bacteriológicas
3. Biológicas
4. Radioactivas

La OMS publicó en 1985 la primera edición de las “Guías para la calidad del agua de bebida”. En 1988 la OMS comienza la revisión de las guías poniendo mayor énfasis en los riesgos para la salud que ocasionan los químicos presentes en el agua de bebida. Se publica entonces, en 1995, la segunda edición de las guías, incluyendo muchos contaminantes que no estaban contemplados en la edición anterior y además fueron modificados los valores guías de algunos contaminantes debido a los avances en los estudios científicos. Actualmente están en vigencia las Guías OMS 2006. Toda la información que proveen las **Guías OMS** se presenta bajo tres aspectos:

- Recomendaciones
 - ✓ Se exponen los valores guía para numerosos contaminantes del agua relacionados con la calidad del agua potable.
 - ✓ Se explica la forma en que deberían aplicarse los valores guía, los criterios utilizados para seleccionar los diversos contaminantes químicos, físicos, microbiológicos y radiológicos considerados; se describe los métodos utilizados para obtener los valores guía, así como breves exposiciones resumidas en las que se fundamentan los valores guía recomendados o se explica por qué no es necesario en la actualidad, un valor guía basado en la salud.
 - ✓ Se exponen los valores guía en capítulos dedicados a contaminantes microbiológicos, químicos (se tiene en cuenta sustancias que representan un peligro potencial para la salud humana y que se detectan con bastante frecuencia y en concentraciones relativamente altas en el agua de bebida; también se examinan desinfectantes y productos derivados de los mismos) y radiológicos.
 - ✓ Se estudian los componentes físicos, inorgánicos y orgánicos que pueden suscitar quejas a los consumidores (apariencia, sabor, olor, etc.).
 - ✓ Por último, se explican los métodos de protección y mejoramiento de la calidad del agua, incluida la selección y protección de las fuentes de agua, la elección de los procesos de tratamiento, la protección de las redes de distribución y el control de la corrosión.

- Criterios relativos a la salud y otra información de base

Se detallan los criterios aplicables a cada sustancia o contaminante; toda la información clínica, epidemiológica y sanitaria que respalda la elección de los parámetros y el valor de sus concentraciones.

Se describen cada parámetro, bajo que rutas y en la forma como se verifica la exposición y la infección en el ser humano; el significado específico que tiene la exposición a través del agua; los efectos sobre la salud humana y como se ha llegado al valor guía recomendado.

- Vigilancia y control de los abastecimientos de agua a la comunidad

Se describen los métodos empleados en la vigilancia de la calidad del agua teniendo en cuenta los problemas especiales de los sistemas de abastecimiento para las pequeñas comunidades, en particular las de los países en desarrollo, y se exponen las estrategias para conseguir que la vigilancia sea eficaz. También se examinan los vínculos entre vigilancia y acción correctiva.

a) Valor guía

Las Guías OMS giran alrededor del concepto de valor guía, que sirve para estimar la calidad del agua de bebida. Un valor guía representa la concentración de un componente que no supone un riesgo significativo para la salud del consumidor si éste bebe el agua durante toda su vida. La calidad definida en las Guías para la calidad del agua potable, es la adecuada para el consumo humano y para todos los usos domésticos habituales, incluida la higiene personal.

Las desviaciones por un periodo breve durante el cual se sobrepasan los valores guía, no significan necesariamente que el agua no sea apta para el consumo. La proporción en que pueda rebasarse un valor guía y el periodo durante el cual pueda prolongarse esta situación sin que ello repercuta en la salud pública dependerá de la sustancia de que se trate. El objeto de los valores guía, es servir de base para la elaboración de normas nacionales que, debidamente aplicadas, aseguren la inocuidad del agua abastecida, mediante la eliminación o la reducción a una concentración mínima de los componentes considerados peligrosos para la salud. Los valores guía recomendados no son límites obligatorios. Para definir límites de ese tipo, es necesario considerar los valores guía en el contexto de las condiciones locales o nacionales de carácter ambiental, social, económico y cultural.

b) Código Alimentario Argentino

La normativa en nuestro país con respecto al agua para suministro público y de uso domiciliario, está regida por el Código Alimentario Argentino (CAA). En su Capítulo 12, Bebidas Hídricas, Aguas y Aguas Gasificadas, define las características físicas, químicas (sustancias inorgánicas y contaminantes orgánicos) y microbiológicas que debe cumplir el agua para ser considerada Agua Potable de suministro público y Agua Potable de uso domiciliario.

Código Alimentario Argentino Actualizado (2012). Capítulo 12 .Bebidas Hídricas, Agua y Agua Gasificada.

Agua Potable

“Con las denominaciones de Agua potable de suministro público y Agua potable de uso domiciliario, se entiende la que es apta para la alimentación y uso doméstico: no deberá contener sustancias o cuerpos extraños de origen biológico, orgánico, inorgánico o radiactivo en tenores tales que la hagan peligrosa para la salud. Deberá presentar sabor agradable y ser prácticamente incolora, inodora, límpida y transparente. El agua potable de uso domiciliario es el agua proveniente de un suministro público, de un pozo o de otra fuente, ubicada en los reservorios o depósitos domiciliarios”. Ambas deberán cumplir con las características físicas, químicas y microbiológicas siguientes:

Características físicas:

Turbiedad: máx. 3 NTU
Color: máx. 5 escala Pt-Co
Olor: sin olores extraños

Características químicas:

pH: 6,5 - 8,5; pH sat.: $\text{pH} \pm 0,2$

Substancias inorgánicas:

Amoníaco (NH_4^+) máx.: 0,20 mg/l;
Antimonio máx.: 0,02 mg/l;
Aluminio residual (Al) máx.: 0,20 mg/l;
Arsénico (As) máx.: 0,01 mg/l;
Boro (B) máx.: 0,5 mg/l;
Bromato máx.: 0,01 mg/l;
Cadmio (Cd) máx.: 0,005 mg/l;
Cianuro (CN^-) máx.: 0,10 mg/l;
Cinc (Zn) máx.: 5,0 mg/l;
Cloruro (Cl^-) máx.: 350 mg/l;
Cobre (Cu) máx.: 1,00 mg/l;
Cromo (Cr) máx.: 0,05 mg/l;
Dureza total (CaCO_3) máx.: 400 mg/l;
Fluoruro (F^-): para los fluoruros la cantidad máxima se da en función de la temperatura promedio de la zona, teniendo en cuenta el consumo diario del agua de bebida:
- Temperatura media y máxima del año ($^{\circ}\text{C}$) 10,0 - 12,0; contenido límite recomendado de Flúor (mg/l), límite inferior: 0,9; límite superior: 1, 7;
- Temperatura media y máxima del año ($^{\circ}\text{C}$) 12,1 - 14,6, contenido límite recomendado de Flúor (mg/l), límite inferior: 0,8; límite superior: 1,5;
- Temperatura media y máxima del año ($^{\circ}\text{C}$) 14,7 - 17,6; contenido límite recomendado de Flúor (mg/l), límite inferior: 0,8; límite superior: 1,3;
- Temperatura media y máxima del año ($^{\circ}\text{C}$) 17,7 - 21,4; contenido límite recomendado de Flúor (mg/l), Límite inferior: 0,7; límite superior: 1,2;
- Temperatura media y máxima del año ($^{\circ}\text{C}$) 21,5 - 26,2, contenido límite recomendado de Flúor (mg/l), límite inferior: 0,7; límite superior: 1,0;
- Temperatura media y máxima del año ($^{\circ}\text{C}$) 26,3 - 32,6, contenido límite recomendado de Flúor (mg/l), límite inferior: 0,6; límite superior: 0,8;
Hierro total (Fe) máx.: 0,30 mg/l;
Manganeso (Mn) máx.: 0,10 mg/l;
Mercurio (Hg) máx.: 0,001 mg/l;
Níquel (Ni) máx.: 0,02 mg/l;
Nitrato (NO_3^-) máx.: 45 mg/l;
Nitrito (NO_2^-) máx.: 0,10 mg/l;
Plata (Ag) máx.: 0,05 mg/l;
Plomo (Pb) máx.: 0,05 mg/l;
Selenio (Se) máx.: 0,01 mg/l;
Sólidos disueltos totales, máx.: 1500 mg/l;
Sulfatos ($\text{SO}_4^{=}$) máx.: 400 mg/l;
Cloro activo residual (Cl) mín.: 0,2 mg/l.

La autoridad sanitaria competente podrá admitir valores distintos si la composición normal del agua de la zona y la imposibilidad de aplicar tecnologías de corrección lo hicieran necesario. Para aquellas regiones del país con suelos de alto contenido de arsénico, se establece un plazo de hasta 5 años para adecuarse al valor de 0,01 mg/l.

(Modificado por Resolución Conjunta SPReI N° 34/2012 y SAGyP N° 50/2012): Prorrogase el plazo de cinco (5) años previsto para alcanzar el valor de 0,01 mg/l de arsénico hasta contar con los resultados del estudio "Hidroarsenicismo y Saneamiento Básico en la República Argentina – Estudios básicos para el establecimiento de criterios y prioridades sanitarias en cobertura y calidad de aguas" cuyos términos fueron elaborados por la Subsecretaría de Recursos Hídricos del Ministerio de Planificación Federal.

Características Microbiológicas:

Bacterias coliformes: NMP a 37 °C- 48 hs. (Caldo Mc Conkey o Lauril Sulfato), en 100 ml: igual o menor de 3.
Escherichia coli: ausencia en 100 ml.

Pseudomonas aeruginosa: ausencia en 100 ml.

En la evaluación de la potabilidad del agua ubicada en reservorios de almacenamiento domiciliario deberá incluirse entre los parámetros microbiológicos a controlar el recuento de bacterias mesófilas en agar (APC - 24 hs. a 37 °C): en el caso de que el recuento supere las 500 UFC/ml y se cumplan el resto de los parámetros indicados, sólo se deberá exigir la higienización del reservorio y un nuevo recuento. En las aguas ubicadas en los reservorios domiciliarios no es obligatoria la presencia de cloro activo.

Contaminantes orgánicos:

THM, máx.: 100 ug/l;

Aldrin + Dieldrin, máx.: 0,03 ug/l;

Clordano, máx.: 0,30 ug/l;

DDT (Total + Isómeros), máx.: 1,00 ug/l;

Detergentes, máx.: 0,50 mg/l;

Heptacloro + Heptacloroepóxido, máx.: 0,10 ug/l;

Lindano, máx.: 3,00 ug/l;

Metoxicloro, máx.: 30,0 ug/l;

2,4 D, máx.: 100 ug/l;

Benceno, máx.: 10 ug/l;

Hexacloro benceno, máx.: 0,01 ug/l;

Monocloro benceno, máx.: 3,0 ug/l;

1,2 Dicloro benceno, máx.: 0,5 ug/l;

1,4 Dicloro benceno, máx.: 0,4 ug/l;

Pentaclorofenol, máx.: 10 ug/l;

2, 4, 6 Triclorofenol, máx.: 10 ug/l;

Tetracloruro de carbono, máx.: 3,00 ug/l;

1,1 Dicloroetano, máx.: 0,30 ug/l;

Tricloro etileno, máx.: 30,0 ug/l;

1,2 Dicloro etano, máx.: 10 ug/l;

Cloruro de vinilo, máx.: 2,00 ug/l;

Benzopireno, máx.: 0,01 ug/l;

Tetra cloro eteno, máx.: 10 ug/l;

Metil Paratión, máx.: 7 ug/l;

Paratión, máx.: 35 ug/l;

Malatión, máx.: 35 ug/l.

Los tratamientos de potabilización que sea necesario realizar deberán ser puestos en conocimiento de la autoridad sanitaria competente.

b) Aguas para uso agrícola

El agua de riego contiene determinadas sales que se añaden a las ya existentes en el suelo. Las sales que nos interesan son aquellas que, además de ser solubles, se descomponen en los iones:

Cationes	Aniones
Calcio (Ca^{2+})	Cloruro (Cl^-)
Sodio (Na^+)	Sulfato (SO_4^{2-})
Magnesio (Mg^{2+})	Biocarbonato (CO_3H^-)
Potasio (K^+)	Carbonato (CO_3^{2-})

Existen muchas clasificaciones establecidas para aguas destinadas al riego. Una de las más utilizadas es la de Wilcox. Esta tiene en cuenta a la concentración total de sales solubles expresada mediante la conductividad eléctrica (en microsiemens/cm a 25 °C) y la concentración relativa de sodio con respecto al calcio y magnesio (en meq/l), denominada índice RAS.

$$RAS = \frac{r(\text{Na})}{\sqrt{\frac{r(\text{Ca} + \text{Mg})}{2}}}$$

En el diagrama de Wilcox quedan definidas 16 categorías del agua establecidas al combinar las distintas clases de las características de conductividad eléctrica y peligro de alcalinización del suelo.

C-1: Agua de baja salinidad. Conductividad entre 100 y 250 microsiemens/cm a 25 °C que corresponde aproximadamente a 64-160 mg/l de sólidos disueltos. Puede usarse para la mayor parte de los cultivos en casi todos los suelos, con muy poco peligro de que desarrolle salinidad. Es preciso algún lavado, que se logra normalmente con el riego, excepto en suelos de muy baja permeabilidad.

C-2: Agua de salinidad media. Conductividad entre 250 y 750 microsiemens/cm a 25 °C correspondiendo aproximadamente a 160 - 480 mg/l de sólidos disueltos. Puede usarse con un grado moderado de lavado. Sin excesivo control de la salinidad se pueden cultivar, en la mayoría de los casos, las plantas moderadamente tolerantes a las sales.

C-3: Agua altamente salina. Conductividad entre 750 y 2250 microsiemens/cm a 25 °C correspondiendo aproximadamente a 480 - 1440 mg/l de sólidos disueltos. No puede usarse en suelos de drenaje deficiente. Selección de plantas muy tolerantes a las sales y posibilidad de control de la salinidad del suelo, aún con drenaje adecuado.

C-4: Agua muy altamente salina. Conductividad superior a 2250 microsiemens/cm a 25 °C correspondiendo aproximadamente a más de 1440 mg/l de sólidos disueltos. No es apropiada en condiciones ordinarias para el riego. Puede utilizarse con una selección de cultivos en suelos permeables, de buen drenaje y con exceso de agua para lograr un buen lavado.

S-1: Agua baja en sodio. Puede usarse en la mayoría de los suelos con escasas posibilidades de alcanzar elevadas concentraciones de sodio intercambiable. Los cultivos sensibles como los frutales de pipa, pueden acumular cantidades perjudiciales de sodio.

S-2: Agua media en sodio. Puede presentar un peligro en condiciones de lavado deficientes, en terrenos de textura fina con elevada capacidad de intercambio catiónico, si no contienen yeso.

S-3: Agua muy alta en sodio. En la mayor parte de los suelos puede alcanzarse un límite de toxicidad de sodio intercambiable, por lo que es preciso un buen drenaje, lavados intensos y adiciones de materia orgánica. En los suelos yesíferos el riesgo es menor.

S-4: Agua muy alta en sodio. En general es inadecuada para riego, excepto con salinidades bajas o medias, siempre que se pueda posibilitar su empleo con la disolución de calcio del suelo, el uso de yeso o de otros elementos.

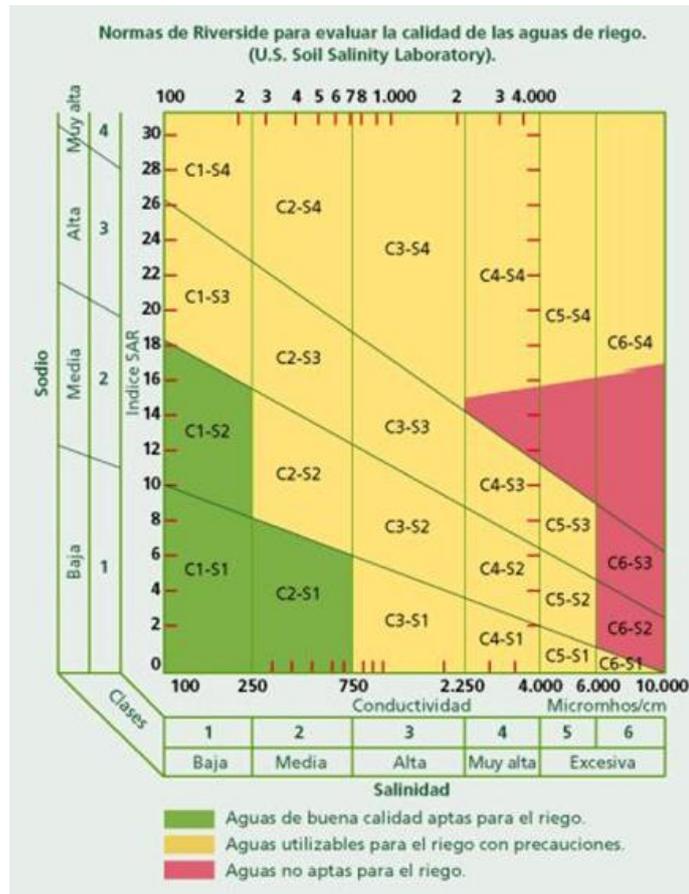


Gráfico 10: Normas para determinar las clases aptas, utilizables y no aptas para el riego de plantaciones.

Con respecto a la salinidad del agua puede establecerse la siguiente clasificación (Davis y De Wiest, 1966):

Cultivos poco tolerantes: pera, manzana, naranja, almendros, ciruela, durazno, damasco, limón, mora, chaucha, apio, rábano, etc.

Cultivos tolerantes: uva, aceituna, granada, tomate, coliflor, lechuga, maíz, zanahoria, cebolla, arvejas, alfalfa, trigo, centeno, avena, arroz, girasol, higo, coliflor, papas, etc.

Cultivos muy tolerantes: dátil, remolacha, espárrago, espinaca, césped, algodón, cebada, etc.

Con respecto al contenido de boro en las aguas destinadas al riego de plantaciones se pueden establecer cinco clases:

Tabla 15: sensibilidad de los cultivos a las concentraciones de boro en el agua de riego.

Clase	Cultivos sensibles	Cultivos semitolerantes	Cultivos tolerantes
I	0,33 ppm de boro	0,67 ppm de boro	1,00 ppm de boro
II	0,33 a 0,67 ppm	0,67 a 1,33 ppm	1,00 a 2,00 ppm
III	0,67 a 1,00 ppm	1,33 a 2,00 ppm	2,00 a 3,00 ppm
IV	1,00 a 1,25 ppm	2,00 a 2,50 ppm	3,00 a 3,75 ppm
V	+ 1,25 ppm	+ 2,50 ppm	+ 3,75 ppm

c) Agua para uso ganadero

La calidad de agua de bebida para animales, en principio, debería tener similares características que para el consumo humano. Sin embargo, muchos animales pueden tolerar ciertas concentraciones de sales que el ser humano no puede hacerlo.

Los bovinos conforman el grupo de animales que más se ajustan a calidades físicas y químicas diferentes, siempre dentro de un ámbito de razonabilidad, fundamentalmente en cuanto al contenido de sales totales y, principalmente de sulfatos. Por supuesto que el contenido de elementos y compuestos como flúor y arsénico son altamente tóxicos también para los animales cuando se encuentran en exceso. Los cloruros son normalmente, considerados como sales beneficiosas para el engorde de animales, especialmente el cloruro de sodio ya que los cloruros de magnesio y calcio le brindan sabor amargo al agua. Tanto los carbonatos como bicarbonatos, en apariencia, no tienen y no se conocen efectos negativos sobre los animales bovinos. Los sulfatos, como ya se expresó, suelen tener un efecto adverso sobre la calidad del agua para el consumo animal ya que le otorgan propiedades purgantes al agua y el característico sabor amargo.

Sager, 2000 (INTA E.E.A, San Luis), realiza una clasificación de la calidad de agua para consumo animal bovino teniendo en cuenta la relación Sales Totales – Sales Beneficiosas – Sales Perjudiciales. Las sales totales (residuo seco) debe expresarse en gr/l. Las sales consideradas beneficiosas es igual a la diferencia entre las sales totales y los sulfatos (sales totales – sulfatos = sales beneficiosas). Las sales perjudiciales corresponden al contenido en sulfatos (gr/l).

Sales totales = Residuo seco g/l y Sulfatos g/l (SO_4^-). La diferencia entre ambos indica con mucha aproximación las sales beneficiosas.

Sales beneficiosas = Sales totales - sulfatos (SO_4^-). Pocas veces se obtendrán valores enteros al determinar la relación, pero será suficiente que si el punto decimal supera 0,5 se redondee hacia mayor y si es menor a 0,5 se redondee hacia menor.

Tabla 16: Clasificación del agua para consumo bovino.

Sales Totales	Muy Buena	Buena	Regular	Mala	No Apta
1		1:0	0:1		
2	2:0	2:1	1:1 – 0:2		
3	3:0	4:0 – 3:1	1:2	0:3	
4			2:2	1:3	0:4
5			5:0 – 4:1 – 3:2	2:3	1:4 – 0:5
6				6:0 – 5:1 4:2 – 3:3	2:4 – 1:5 0:6
7					7:0 – 6:1 5:2 – 4:3 3:4 – 2:5 1:6 – 0:7
8					8:0 – 7:1 6:2 – 5:3 4:4 – 3:5 2:6 – 1:7 0:8

5.3.4. Representación gráfica de los datos químicos

Existen numerosas formas gráficas de representar los datos procedentes de un análisis físico-químico de aguas, la elección de alguna de estas formas depende, entre otros aspectos, de lo que se desea mostrar. En general las representaciones se pueden hacer a través de tablas de síntesis, diagramas o de mapas.

El diseño de los diagramas tiene en cuenta:

- la cantidad de muestras define diagramas simples (una sola muestra, ej. Diagrama Stiff, Diagramas en Barras o Columnas, Diagramas Circulares) o colectivos (en forma comparativa para varias muestras, ej. Diagramas Piper, Schoeller, Durov, Wilcox, etc.). Estos diagramas pueden ser tipo triangulares (ej. Diagrama Piper y Durov), verticales (ej. Diagrama de Schoeller), columnares, radiales, etc.
- el concepto de lo que se quiere comparar, mostrar o destacar define diagramas de clasificación de aguas (Ej. Piper, Wilcox) y diagramas de solo representación (Ej. Stiff, Durov, Schoeller)

Para la realización de mapas, por lo general se tiene en cuenta la concentración de algún ion específico (Ej. mapas de isoconcentraciones) o algún parámetro significativo (mapa de isoconductividades eléctrica), también es posible utilizar diagramas individuales así como simbologías específicas indicando condiciones de aptitud.

1. Diagramas de Barras o Diagramas Columnares

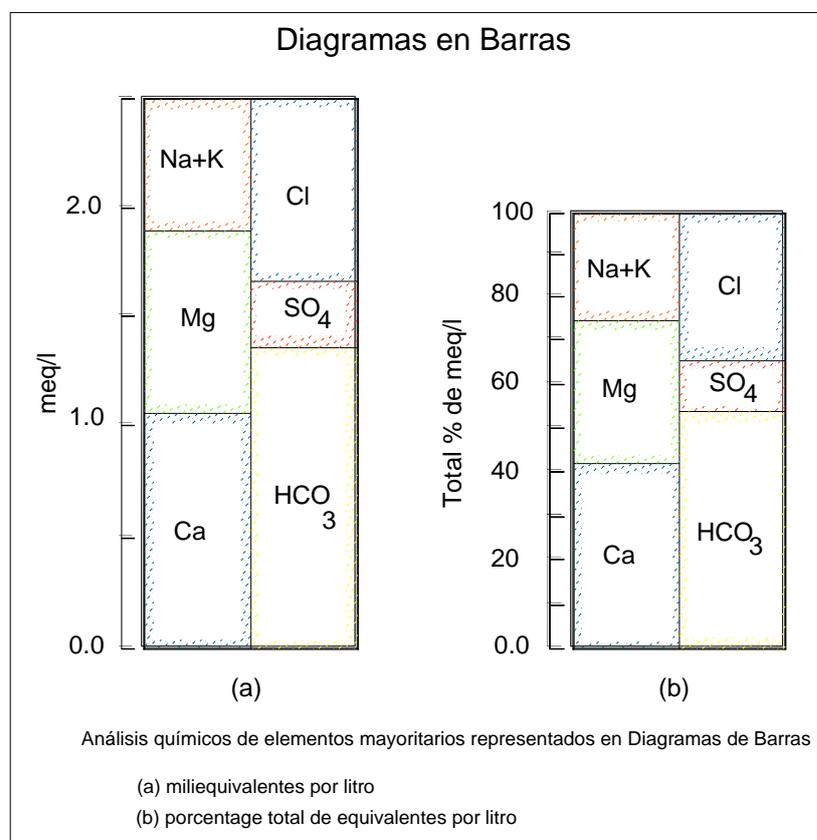


Gráfico 11: Representación de datos químicos en diagrama de barras o columnar.

2. Diagramas Circulares

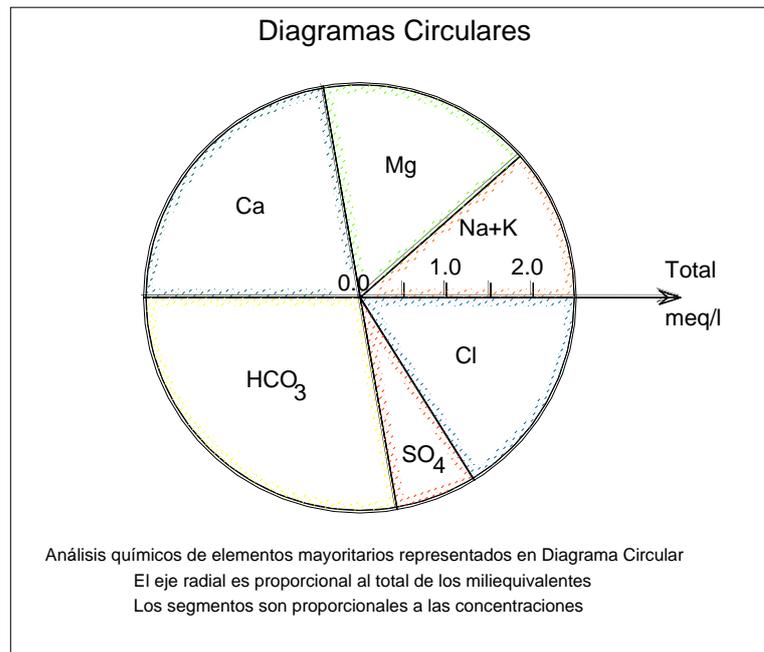


Gráfico 12: Representación de datos químicos en diagrama circular.

3. Diagramas en Polígonos - Diagrama Stiff

Consiste en tomar sobre semirectas convergentes o paralelas segmentos proporcionales a cada ion y unir los extremos dando así un polígono. Sobre cada semirecta se toma un solo ion o bien un catión y un anión simultáneamente.

La forma de la figura resultante permite a simple vista determinar las proporciones en las concentraciones de los iones mayoritarios representados. Son muy ventajosos cuando se pretende comparar distintos tipos de agua y para representaciones en mapas.

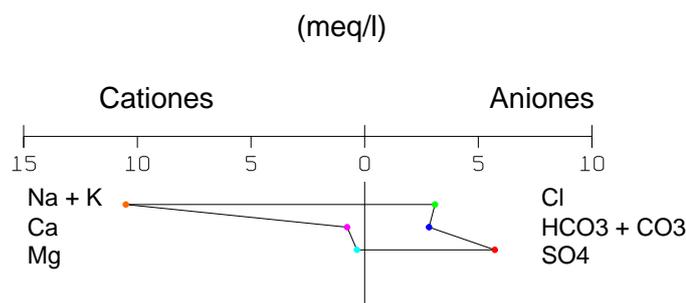


Gráfico 13: Representación de datos químicos en diagrama de polígonos.

4. Diagramas Triangulares

Diagrama Piper

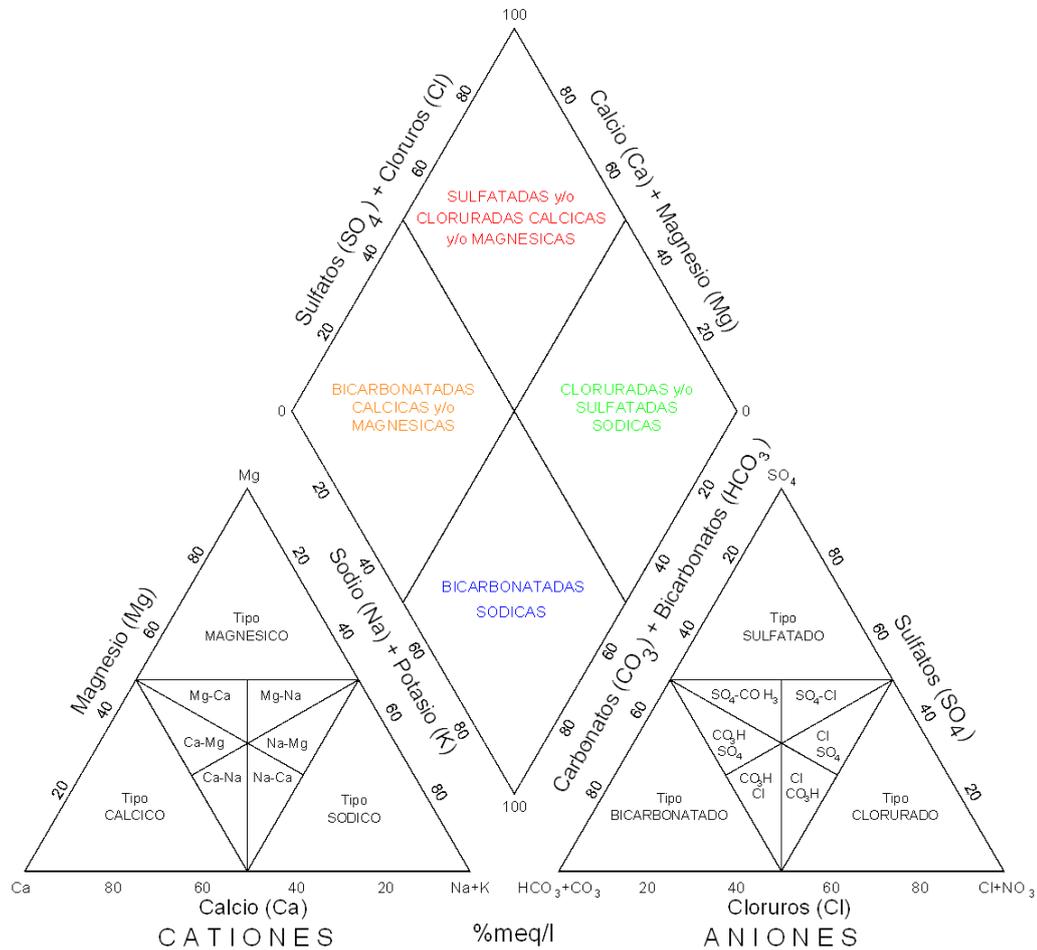


Gráfico 14: Representación de datos químicos en diagrama triangular (Diagrama Piper – Hill – Langelier).

El diagrama de Piper es ideal para representar tres componentes. Cada uno de los vértices de un triángulo equilátero representa uno de los componentes (A, B o C) puros, de tal forma que representan el 100 % de cada uno de ellos. Normalmente estos triángulos están asociados a una figura romboédrica que representa un campo específico del tipo de agua que la muestra representa. Este tipo de gráficos tiene la ventaja de que se puede representar también a numerosas muestras, quedando agrupadas todas aquellas que tienen similitud geoquímica. Las unidades se representan en meq/l.

Diagrama Durov

Este tipo de gráfico también permite representar varias muestras simultáneamente, quedando agrupadas todas aquellas que tienen similitud geoquímica. Las unidades se representan en meq/l.

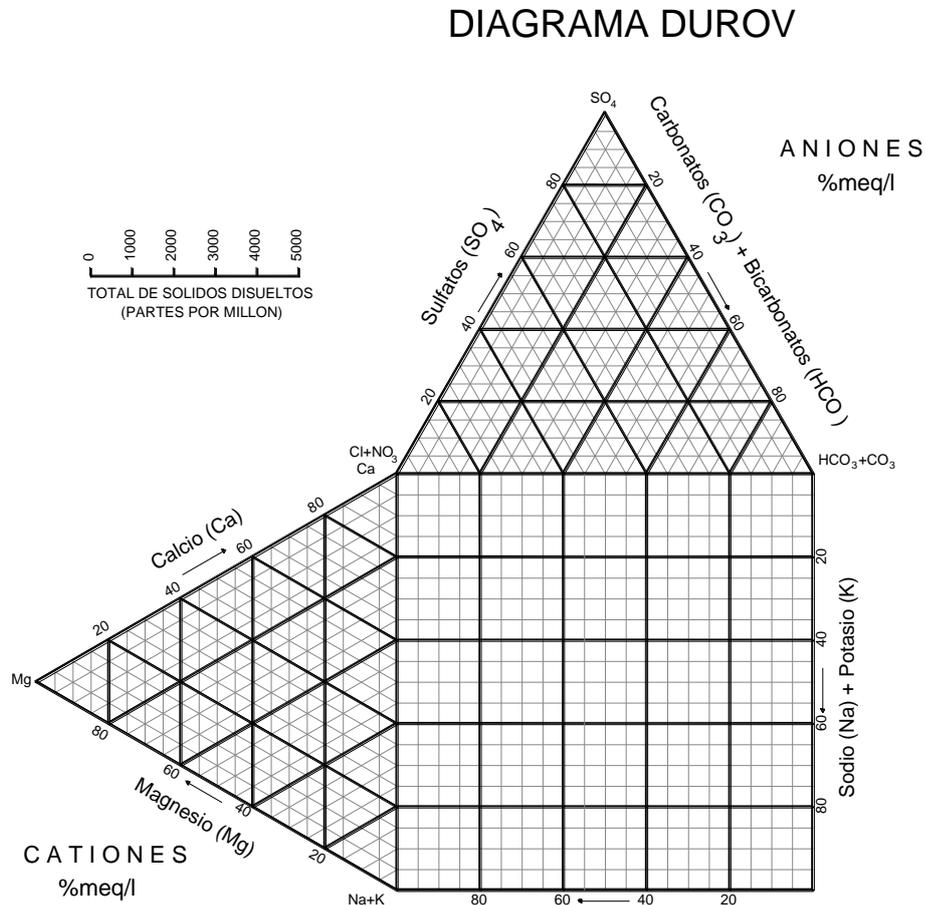


Gráfico 15: Representación de datos químicos en diagrama triangular (Diagrama Durov).

5. Diagramas Rectangulares

Diagrama Wilcox

Esta representación es muy empleada para determinar la calidad de agua para riego de plantaciones. El gráfico tiene dos entradas; por un lado la Conductividad Eléctrica del agua y por el otro el RAS (Relación de Absorción de Sodio). La interpretación del Diagrama de Wilcox permite indicar la peligrosidad de salinización y la peligrosidad de sodicidad, factores que afectan directamente a los suelos y vegetales. En el diagrama pueden apreciarse 16 categorías del agua establecidas al combinar las distintas clases de las características de conductividad y peligro de alcalinización del suelo. Este tipo de gráficos tiene la ventaja de que se puede representar a numerosas muestras con fines comparativos.

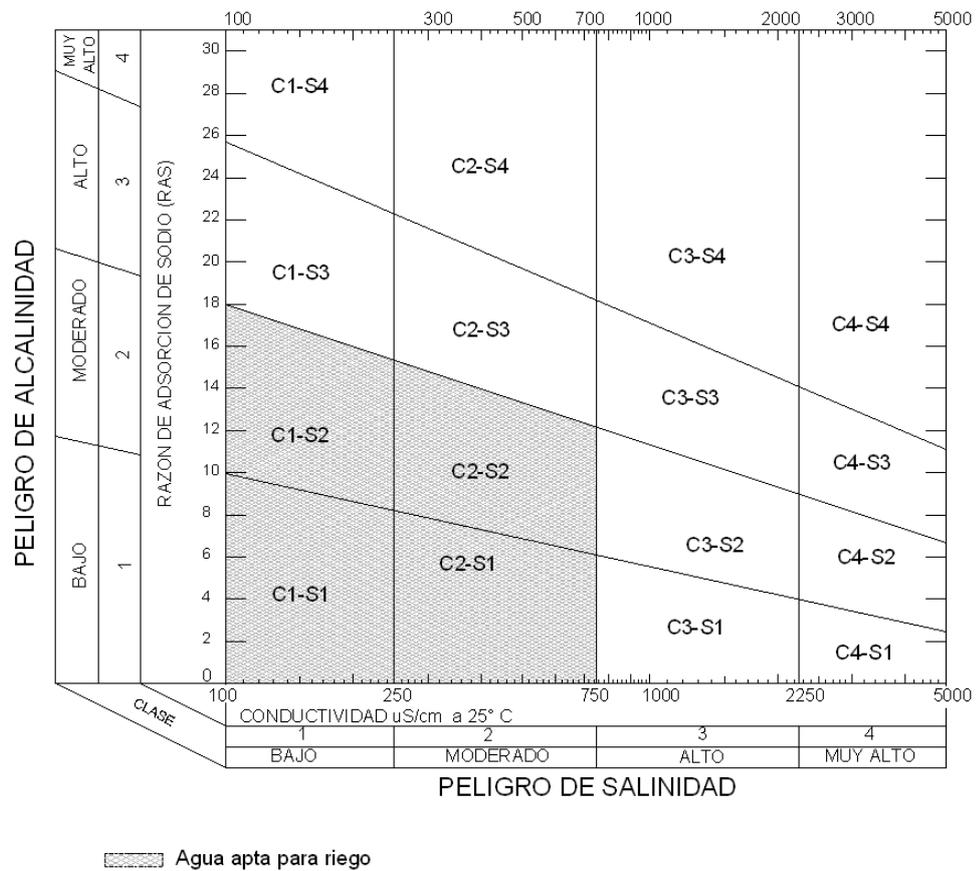


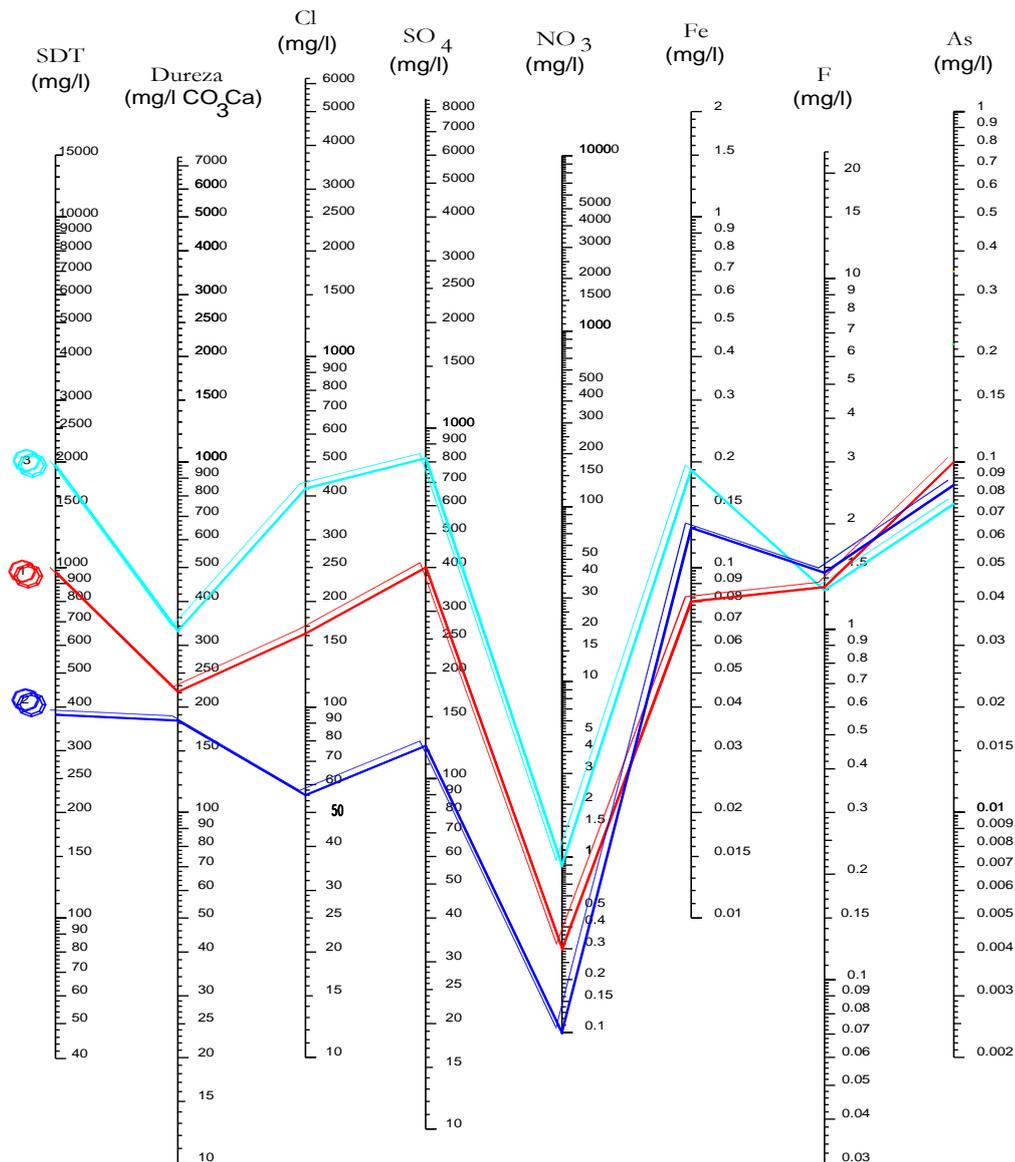
Gráfico 16: Representación de datos químicos en diagrama rectangular (Diagrama Wilcox).

6. Diagramas Lineales

Diagrama Schoeller

Se dispone de varias semirectas verticales paralelas igualmente espaciadas. A cada semirecta se le asocia un anión o un catión y se representa a partir de un origen (en general la misma altura para todas las semirectas) segmentos proporcionales a la concentración en meq/l, ppm o %. Los diferentes puntos obtenidos se unen dando una línea quebrada. Se pueden representar varios análisis simultáneamente a fines comparativos, pero cuando supera cierto número suelen ser confusos en su representación.

DIAGRAMA TIPO SCHOELLER



REFERENCIAS

- Ⓢ Dique de Baez
- Ⓢ A° Cantamampa
- Ⓢ A° Primavera

Gráfico 17: Representación de datos químicos en diagrama lineal.

7. Mapas

- ✓ Mapas de isoconcentraciones de algún elemento, catión, anión, relación iónica específica, STD y Conductividad Eléctrica.
- ✓ Mapas de isodureza total; isotemperaturas, donde también se indica pH.
- ✓ Mapas de indicaciones para Aptitud según el Uso, mediante distribución de banderas y banderines en código semáforo.
- ✓ Mapas de representación y distribución de Diagramas Stiff y/o Diagramas de Barras o Circulares.

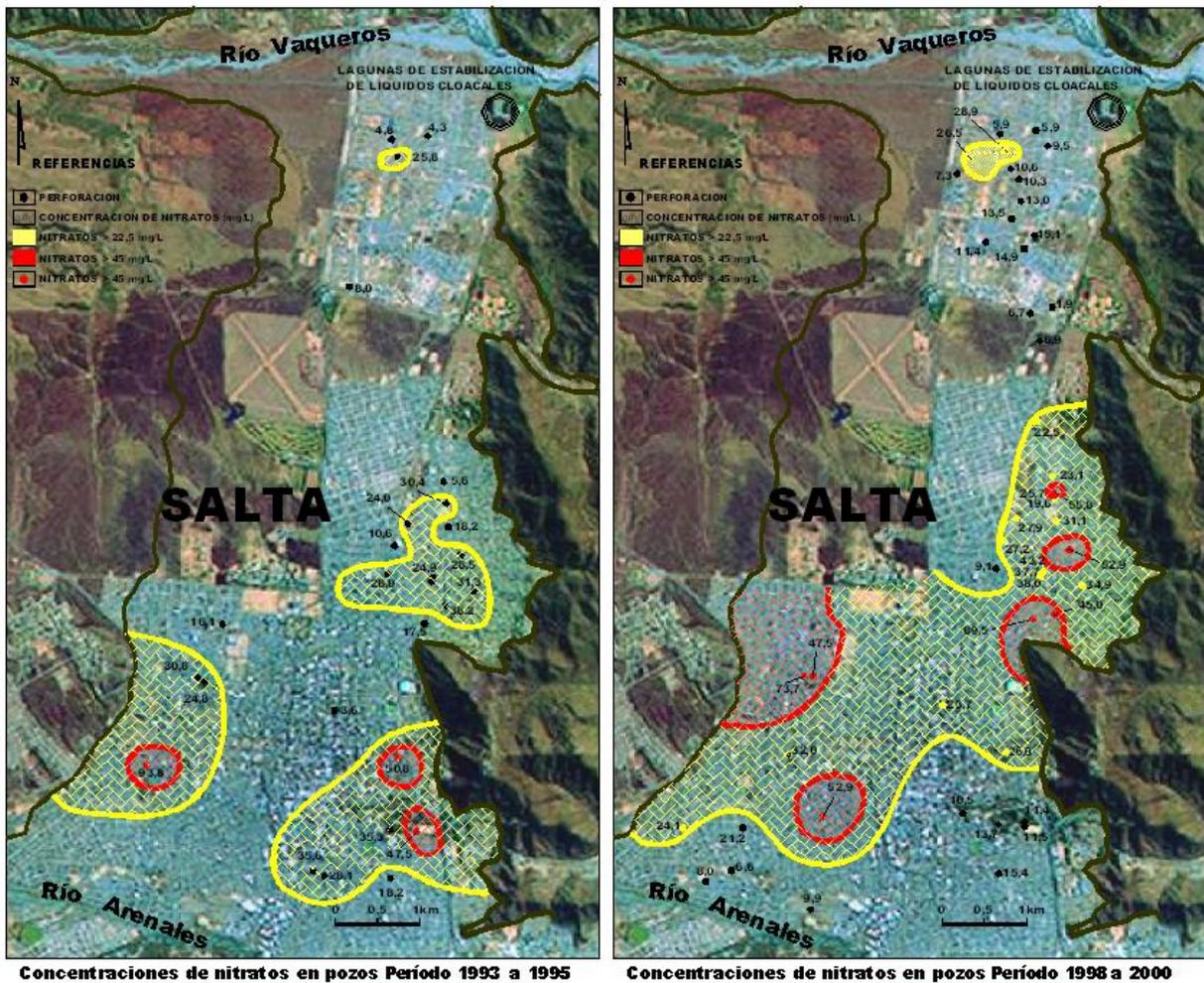


Figura 46: Mapa de isolínea de concentración de nitratos.

MÓDULO 6. Contaminación. Modos de contaminación del agua subterránea. Principales agentes contaminantes. Principales fuentes potenciales de contaminación de las aguas subterráneas. Ejemplos: Residuos líquidos y sólidos urbanos. Contaminación agrícola. Contaminación por actividades industriales. Vulnerabilidad de acuíferos. Protección de las aguas subterráneas.

6. CONTAMINACIÓN

El agua es un recurso natural esencial para el desarrollo de la vida humana. Las principales fuentes de extracción son los cuerpos de agua superficiales y los embalses subterráneos.

Los embalses subterráneos o acuíferos son formaciones geológicas o estratos que permiten la circulación del agua por sus poros o grietas. La explotación del agua del subsuelo se efectúa generalmente mediante perforaciones, donde se instala una bomba sumergible que capta el agua circulante. El recurso así obtenido puede satisfacer la demanda de abastecimiento a poblaciones, industrias, riego de cultivos o simplemente cubrir las necesidades hídricas a nivel domiciliario rural.

Las principales limitaciones para su aprovechamiento son las características de la formación geológica portadora y transmisora, la profundidad a que se encuentra y la calidad (físicoquímica y bacteriológica) del agua. La calidad depende tanto de factores naturales como antrópicos. Los primeros están vinculados al Ciclo Hidrológico y los segundos a la acción del hombre sobre el recurso.

El Ciclo Hidrológico comprende el movimiento o transferencia de las masas de agua de un sitio a otro en el Planeta y el cambio de un estado físico a otro: líquido (agua de lluvia, ríos, lagos, acuíferos, etc.), sólido (nieve, hielo y granizo) y gaseoso (vapor de agua). Se puede suponer que el ciclo se inicia cuando parte del vapor de agua de la atmósfera se condensa y da origen a precipitaciones en forma de lluvia o nieve. No toda el agua precipitada alcanza la superficie del terreno: una parte se vuelve a evaporar en su caída y otra es interceptada por la vegetación, carreteras, superficies de edificios, etc., y devuelta a la atmósfera en forma de vapor.

Del agua que alcanza la superficie del terreno, una parte queda almacenada y es devuelta a la atmósfera, otra parte escurre por la superficie y otra infiltra a través del terreno. El movimiento del agua en profundidad y según su avance, se denomina infiltración, percolación o escorrentía subterránea. El movimiento es muy lento y se debe fundamentalmente a la acción gravitatoria. Parte del agua incorporada al terreno retorna a la atmósfera por la evaporación o por la transpiración de las plantas; otra parte pasa a engrosar el caudal de los ríos, alimentando su cauce o a través de manantiales. Salvo en algunos casos particulares, la mayor parte de las aguas de escorrentía superficial y subterránea terminan en el mar. Puede entonces considerarse que los océanos son el punto final del Ciclo Hidrológico.

A lo largo del ciclo el agua participa en procesos de origen natural y también es afectada por la actividad del Hombre, que se manifiesta de diversas formas. En particular cabe citar la agricultura como un ejemplo de actividad que afecta directamente la calidad del agua subterránea. La utilización de fertilizantes, pesticidas, herbicidas, etc., incorpora elementos que intervienen en los procesos químicos que se desarrollan en el suelo, en los que participa el agua. Los efluentes industriales o domésticos que llegan a infiltrar a través del terreno, constituyen también una fuente de incorporación de elementos que pueden derivar en un desmejoramiento de la calidad del agua. Si por tal degradación de la calidad se debe suspender el uso que se hacía del agua, se dice que la misma ha sido contaminada para ese uso.

El tipo, extensión y duración de las alteraciones en la calidad del agua dependen del tipo de influencia que ejerzan las actividades humanas, de los procesos geoquímicos, físicos y biológicos que tengan ocurrencia en el suelo y el subsuelo y de las condiciones hidrogeológicas existentes.

La contaminación del agua subterránea es difícil de detectar y corregir, tal es así que a menudo no se detecta hasta que el contaminante mismo surge dentro de un pozo que está localizado a una cierta distancia de la fuente de contaminación. Un acuífero, una vez contaminado, puede deteriorarse totalmente como fuente de agua potable. Incluso si fuera posible limpiar el agua contaminada de un acuífero, éste último (el reservorio) permanecería aún contaminado ya que muchas sustancias químicas tienen la tendencia a unirse a partículas del sedimento. Conforme el agua nueva reemplaza a la contaminada removida (por bombeo por ejemplo), las sustancias químicas unidas se liberan, contaminando el agua.

La contaminación de las aguas superficiales suele ser muy visible y por ello, normalmente se es capaz de poner en movimiento acciones y remedios para evitarlo, mitigarla o por lo menos para tratar de paliarla. En el caso de las aguas subterráneas, al no ser visibles y estar su explotación muy distribuida, la acción protectora o correctora llega con frecuencia muy tarde, y ello en el supuesto de que llegue a producirse. Además, cuando la contaminación se hace perceptible, usualmente ya ha alcanzado un importante desarrollo en extensión del área contaminada (pluma de contaminación).

Debido a la constitución física del acuífero (normalmente con fracciones sedimentarias de todos los tamaños y los efectos atenuadores de los suelos) suele existir una resistencia natural a la contaminación; pero una vez que ésta se ha producido y establecido, la regeneración suele ser extremadamente lenta, a veces de muchos años, si es que puede lograrse por medios económicamente viables. Lógicamente, la persistencia y evolución depende del contaminante, pues mientras unos son fácilmente degradables naturalmente, otros lo son con dificultad y otros son estables.

De lo mencionado se desprende con facilidad la gran importancia que tiene proteger los embalses subterráneos contra la contaminación, cualquiera sea su origen.

6.1. Los contaminantes y su comportamiento en el subsuelo

1. Metales pesados

Los metales pesados, usualmente definidos como los de densidad mayor a los 5 g/cm³, incluyen entre otros al cadmio, cromo, estaño, mercurio, plomo, cobre, plata y cinc. Las fuentes donde se originan están asociadas tanto a procesos naturales, como a actividades humanas. Están presentes en desechos sólidos, líquidos y gaseosos (en menor cantidad). Son usados como materia prima para diversos productos industriales y también como catalizadores en procesos químicos. Algunos son usados como aditivos en los combustibles y otros son componentes de pesticidas y fertilizantes. No hay que olvidar la posible aparición de metales pesados radioactivos como consecuencia de la utilización de tecnologías nucleares. Las fuentes más comunes de altas concentraciones de metales pesados en aguas subterráneas son la minería y los procesos de fundición.

2. Compuestos orgánicos

Los que representan la mayor amenaza a la calidad de las aguas subterráneas son ciertos tipos de hidrocarburos halogenados, de grupos alifático y aromático. Son de amplio uso industrial y son moderadamente solubles en agua y móviles y persistentes en el subsuelo. Gases y polvos domésticos e industriales contienen compuestos orgánicos que alcanzan el agua subterránea al disolverse en el agua de lluvia que luego percola. Los compuestos orgánicos están presentes principalmente en el alcantarillado municipal y en residuos líquidos industriales, y llegan al agua subterránea por filtración ocasional o por disposición intencional. Otras formas en que llegan al subsuelo es en los líquidos lixiviados, provenientes de rellenos sanitarios o abonos, y por la aplicación de pesticidas, que son principalmente compuestos orgánicos sintéticos.

3. Fluidos orgánicos no miscibles

Proviene de derrames accidentales o de filtraciones de tuberías o tanques de almacenamiento. Estos fluidos forman fases separadas que se comportan de acuerdo a sus propiedades físicas individuales, moviéndose a mayores o menores velocidades que el agua. Los que son más livianos pueden formar cuerpos en la superficie freática, mientras que los más pesados se hunden hasta el fondo del acuífero.

4. Pesticidas

Los pesticidas son productos químicos utilizados para el control de insectos, hongos y otros organismos no deseados, y son utilizados principalmente en actividades agrícolas. A principios de siglo se utilizaban compuestos de mercurio y arsénico, pero en la actualidad se fabrican en base a miles de compuestos orgánicos sintéticos diferentes. Los procesos de transformación a que se ven sometidos, dependen de su naturaleza físico-química y de la interacción con el suelo y el sistema climático. La mayoría de los pesticidas tiene una fuerte sorción en el suelo, debida a la capacidad adsorptiva de los coloides del suelo y de la materia orgánica, y es por eso que las prácticas agronómicas como la irrigación y el arado de la tierra son de gran importancia en el impacto que producen.

5. Otros contaminantes

Los gases y aerosoles industriales y domésticos contienen dióxido de carbono, dióxido de azufre, cloruros y fluoruros, que ingresan al subsuelo al disolverse en agua de lluvia. El uso de fertilizantes inorgánicos y abonos (que contienen cloruros nitratos y fosfatos) aumenta la cantidad de sales solubles en el suelo.

6. Bacterias y virus

Los acuíferos que más expuestos están a la contaminación microbiológica son los superficiales. Esta contaminación es causa de enfermedades de transmisión hídrica, y generalmente resulta del ingreso directo de agua contaminada al subsuelo, sin pasar por la zona no saturada. Algunos de los microorganismos que pueden ser transmitidos por el agua subterránea son, entre muchos otros, la salmonella, el virus de la hepatitis y el virus de la polio.

6.2.1. Fuentes usuales de contaminación

La alteración de la calidad del agua subterránea puede ser efectuada por fuentes puntuales, que son más fáciles de identificar, o por fuentes difusas. También se puede hacer distinción entre las actividades en las que la generación de la carga contaminante al subsuelo es parte de su diseño y aquellas en las que es incidental o accidental.

La contaminación puede ser originada en distintos niveles: en la superficie del terreno; en la zona no saturada; o en la zona saturada, y está asociada con actividades industriales, agrícolas, comerciales y domésticas.

Entre las causas de aplicación en la superficie de contaminantes están los derrames accidentales, la disposición en el suelo de aguas residuales domésticas y lodos, descargas de efluentes industriales al suelo y a cursos de agua, la aplicación de fertilizantes y pesticidas, la existencia de silos y precipitaciones aéreas. Los pozos negros, fosas sépticas, lagunas de tratamiento, rellenos sanitarios, la filtración desde tanques y tuberías, y los cementerios son algunos de los elementos que originan contaminación en la zona no saturada. En cambio los generadores de polución por debajo del nivel freático son minas, intrusión salina, pozos abandonados utilizados para la disposición de residuos, etc.

6.2.2. Procesos que afectan el transporte de contaminantes

Desde la fuente y a través del suelo, la zona no saturada, y el sistema acuífero, las sustancias se ven sometidas a procesos naturales que hacen cambiar sus características físicas o químicas. Estos procesos resultan en la atenuación del contaminante, ya que pueden disminuir su severidad o su concentración en el agua, o hasta incluso removerlo totalmente, y dependen de las condiciones hidrogeoquímicas del lugar.

1. Procesos químicos

a. Sorción

La sorción es una propiedad de los sólidos que liberan ciertos constituyentes en la solución y captan componentes de la solución (moléculas y iones) en su superficie cargada, por enlaces covalentes o de Van der Waals. Incluye la adsorción y la absorción, las cuales difieren en que la última implica penetración de la sustancia absorbida. Este es un fenómeno de superficie, por lo tanto se da en mayor proporción cuanto menor sea el tamaño de las partículas sólidas. Entre la cantidad de una sustancia en solución y la cantidad sorbida se establece un equilibrio, por lo cual puede haber sorción o desorción según sea la concentración de la solución.

Son sorbentes fuertes los minerales de arcilla, los hidróxidos e hidratos de hierro y manganeso, el hidróxido de aluminio y las sustancias orgánicas, así como también las raíces de los vegetales y los microorganismos. Si el intercambio es entre iones, y lo que une a los iones con la superficie de las partículas sólidas son enlaces iónicos (más fuertes), el proceso es denominado intercambio iónico. El más común es el intercambio de cationes. Por su gran carga eléctrica respecto a su superficie, el intercambio iónico está limitado a las partículas coloidales (10^{-6} a 10^{-3} mm de diámetro).

b. Solución – precipitación

Al avanzar el flujo de agua, el material disuelto precipita si su concentración aumenta por encima de los límites de saturación. Esto puede pasar como consecuencia de la evaporación y la transpiración, o al mezclarse aguas de distinta composición. Cuando precipitan los iones de mayor concentración remueven a otros iones en su camino (co-precipitación). Así los contaminantes son incorporados por sustitución isomorfa de iones de similar tamaño en la estructura del mineral en formación (co-precipitación) o en la de uno que ya se ha formado (reemplazo). La nueva fase sólida resultante es menos soluble que la original.

c. Oxidación – reducción

La oxidación y la reducción son las dos partes de un mismo proceso, que junto al pH condiciona la solubilidad de muchos compuestos presentes en el agua. Consiste en la donación de un electrón (oxidación) por parte de una sustancia, a otra que lo recibe (reducción). Las condiciones de oxidación o de reducción predominantes en el agua son controladas por la presencia de oxígeno disuelto. Donde hay un consumo de oxígeno (por ejemplo por bacterias) se crea una zona de reducción, dando lugar a la precipitación de metales pesados, mientras que si el ingreso de oxígeno al agua es mayor que el consumo el material inorgánico reducido se oxida, precipitando los óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso.

2. Procesos bioquímicos

Son importantes para la transformación de compuestos orgánicos peligrosos en otros menos dañinos y hasta inocuos. Los procesos bioquímicos son efectuados por microorganismos, que obtienen la energía necesaria para su metabolismo degradando las sustancias en compuestos más simples llegando hasta el dióxido de carbono y el agua.

Los principales responsables de estos procesos son las bacterias hongos y algas. Las bacterias pueden ser aeróbicas, si necesitan oxígeno libre para vivir, o anaerobias, si no lo necesitan. Los microorganismos autóctonos están adaptados al ambiente subsuperficial local, y si hay un aumento de nutrientes por contaminación se produce un aumento de su población.

Las reacciones provocadas por los microbios son importantes en los ciclos del azufre, el nitrógeno, el hierro y el manganeso. Dependen del potencial redox, el oxígeno disuelto, el pH, la presencia de otros compuestos y las concentraciones de los compuestos y los organismos. Para ser degradados, los compuestos orgánicos deben estar disueltos. Algunos, como los compuestos orgánicos halogenados (pesticidas, solventes, trihalometanos), son resistentes a biodegradarse y requieren ser deshalogenados mediante varios mecanismos biológicos como primer paso para su degradación.

3. Procesos físicos

a. Advección

Es el movimiento del contaminante provocado por el flujo de agua. Los solutos que no reaccionan con otros o con el medio, se mueven a la velocidad promedio del agua subterránea. Por esto, si consideráramos solamente la advección, el movimiento de un frente de soluto sería uniforme a lo largo de todo el frente y los contaminantes se moverían con un frente recto, a la velocidad del flujo del agua.

b. Dispersión

Consiste en la desviación de los solutos de la trayectoria esperada que se produce al pasar por los poros interconectados. Es la combinación de la difusión molecular y la dispersión mecánica. Por ella el contaminante se dispersa en el agua circundante, en un proceso de mezcla irreversible, resultando en una pluma cuyo volumen aumenta pero cuya concentración disminuye.

La dispersión se da tanto en la dirección del flujo como en la transversal, lo que hace que el contaminante pase a ocupar una porción cada vez mayor de flujo y que el frente no sea recto y perpendicular a la dirección del flujo, ya que parte se mueve adelante de lo que sería solo por advección. Este fenómeno depende del grado de homogeneidad del medio, que determina las direcciones de mayor o menor migración de los contaminantes.

c. Retardación

Es la disminución en la velocidad de movimiento de un soluto, y es consecuencia de los diferentes mecanismos físicos y químicos. La retardación anula los efectos de la dispersión, por lo que el frente tiende a ser recto. Microscópicamente es el resultado de la sorción y desorción sucesivas, mientras que en una visión macroscópica incluye la dilución, la filtración, las reacciones químicas y las transformaciones bioquímicas.

d. Filtración

La filtración implica la remoción mecánica de las partículas de tamaño mayor que el de poro y la sorción de las partículas suspendidas más pequeñas. La retención efectuada a las partículas hace que se reduzca la porosidad del medio y por lo tanto su permeabilidad. Este fenómeno depende de la granulometría del medio, de las condiciones hidráulicas y del tamaño de las partículas contaminantes.

e. Transporte de gas

Los gases ingresan desde la atmósfera por difusión, por variaciones de presión y temperatura en la zona no saturada y por dispersión en el flujo en la zona saturada. El abastecimiento de oxígeno determina que las condiciones sean aerobias o anaerobias.

El movimiento inverso remueve productos gaseosos de decaimiento (nitrógeno, dióxido de carbono) y contaminantes volátiles (gasolina, benceno), aunque la volatilización no cambia apreciablemente la concentración de las sustancias en el agua subterránea.

4. Procesos biofísicos

Los patógenos son introducidos pasivamente en el agua subterránea. Su eliminación está dada por condiciones ecológicas desfavorables y por la presencia de organismos autóctonos antagónicos. La distancia horizontal que es capaz de viajar está determinada por la velocidad del flujo y por su tiempo de supervivencia. La ocurrencia de los distintos procesos varía en las diferentes zonas subsuperficiales, decreciendo en variedad y magnitud con la profundidad. El grado de atenuación depende de: 1) el tiempo en que el contaminante está en contacto con el material a través del cual pasa, 2) el tamaño de grano y las características físicas y químicas del mismo, y 3) la distancia que el contaminante ha recorrido.

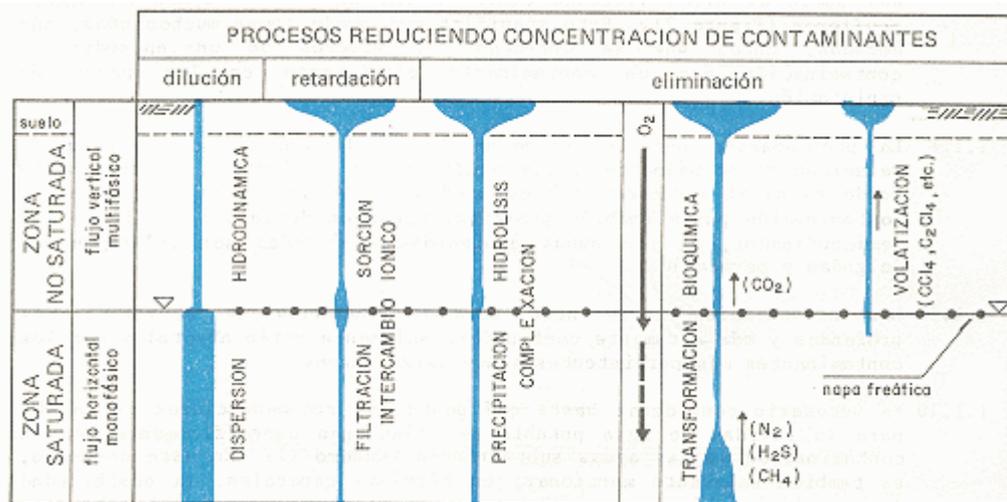


Figura 47: Procesos de atenuación de contaminantes en el agua subterránea (Foster, 1987, modificado de Golwer, 1983). El grosor de la línea correspondiente indica la importancia relativa de los procesos en el suelo, y sobre, en y bajo el nivel freático.

6.2. Vulnerabilidad de un acuífero

Se denomina vulnerabilidad a la susceptibilidad que tiene el agua de un acuífero a la contaminación. El acuífero presenta zonas más vulnerables que otras. Son precisamente las zonas más vulnerables aquellas que importa identificar para controlar el desarrollo de actividades que puedan resultar contaminantes.

Para identificar las distintas zonas de vulnerabilidad se cuantifican ciertos parámetros en varios puntos del acuífero (profundidad de la capa freática, pendiente del terreno, etc.). Aplicando una metodología de interpretación de los distintos parámetros evaluados, se puede construir una carta de vulnerabilidad, donde se delimiten las zonas de distinto riesgo a la contaminación. El que un acuífero se contamine o no depende no sólo de la vulnerabilidad del mismo, sino también de la carga contaminante aplicada. A la interacción de estos dos factores se denomina riesgo de contaminación de las aguas subterráneas.

De lo expuesto, se desprende la importancia de tener conocimiento de la vulnerabilidad de un acuífero para gestionar una correcta explotación del mismo. De aquí la importancia de elaborar cartas de vulnerabilidad para los sistemas acuíferos.

El concepto de vulnerabilidad a la contaminación del agua subterránea fue introducido por primera vez por Margat en la década de los años 1960, señalando que la zona no saturada de un acuífero le proporcionaba un grado de protección y/o atenuación frente a contaminantes externos. De acuerdo a Vrba y Zaporozec (1994), la vulnerabilidad es una propiedad intrínseca del sistema hidrogeológico que depende de la sensibilidad del mismo a impactos producidos por actividades humanas e impactos producidos por procesos naturales. Dentro de este concepto se puede diferenciar:

- ✓ Vulnerabilidad intrínseca o natural: hace referencia a los atributos propios del acuífero tal como el tipo de suelo, las características de la zona no saturada, los parámetros hidráulicos y la recarga que controlan la aptitud del acuífero para responder ante un impacto determinado, como así también su capacidad de autorestauración.
- ✓ Vulnerabilidad específica o integrada: es la aptitud del acuífero para hacer frente a un tipo determinado de contaminante o impacto en concreto. A diferencia del anterior, los parámetros que miden esta vulnerabilidad están definidos por el impacto.

De acuerdo a estos dos conceptos, la vulnerabilidad natural se suele calcular y expresar entonces en términos hidrogeológicos; mientras que la vulnerabilidad específica se expresa en términos de riesgo frente a un determinado tipo de contaminante.

Lo más coherente sería evaluar la vulnerabilidad a cada contaminante, a cada clase de contaminante o a cada grupo de actividades contaminantes, sin embargo, este es un ideal al que no se intenta llegar debido a limitaciones prácticas. Cabe destacar que no es posible hablar de la vulnerabilidad a un contaminante universal ya que, por ejemplo, a la larga todos los acuíferos son vulnerables a contaminantes persistentes no degradables, que pueden verse retrasados en su llegada al acuífero, pero llegan. Tampoco hay que olvidar que los acuíferos más vulnerables son los más fácilmente recuperables.

El grado de vulnerabilidad puede expresarse mediante un índice de vulnerabilidad. Se han desarrollado varios métodos para determinar estos índices; estos métodos asignan diferentes puntajes a los parámetros hidrogeológicos involucrados según la importancia asignada al mismo en atenuar una acción contaminante o potencialmente contaminante.

Existen diversas técnicas de valoración de la vulnerabilidad, la elección de la técnica está en función de las necesidades y de la disponibilidad de los datos en cada caso. Dentro de las metodologías utilizadas pueden establecer dos grandes grupos atendiendo a si se realiza o no cuantificación. Los métodos cualitativos asignan categorías de vulnerabilidad (alta, media, etc.) a partir de matrices donde se recogen los datos de cada zona. Los cuantitativos, por el contrario, tratan de obtener valores numéricos que pueden ser traducibles a categorías mapeables de vulnerabilidad.

Los métodos cualitativos presentan el inconveniente de su subjetividad, lo que los hace muy poco comparables entre zonas diferentes. Sólo deberán ser usados para primeras evaluaciones, cuando la escala considerada sea muy pequeña o cuando los datos disponibles sean muy escasos.

Los métodos cuantitativos, por el contrario, están representados básicamente por métodos paramétricos. En estos métodos se seleccionan los factores que se considera influyen en la vulnerabilidad, y luego cada factor se jerarquiza en intervalos. Cada uno de estos intervalos está representado por un valor de parámetro (rating) al cual se le asigna un índice de ponderación o peso relativo (weight).

La combinación final de todos estos puntajes asignados resulta en índices de vulnerabilidad, que luego se agrupan en diferentes clases. La ventaja de estos métodos frente a los anteriores es que se elimina, al menos en gran medida, la subjetividad de la evaluación y hace muy comparables mapas obtenidos por el mismo método. Hay numerosos métodos para la determinación de la vulnerabilidad y riesgo de contaminación de los acuíferos.

Los dos métodos cuantitativos paramétricos internacionalmente más utilizados para determinar la vulnerabilidad de los acuíferos son los métodos del Índice DRASTIC y del Índice GOD. Los índices de vulnerabilidad determinados de esta forma buscan establecer la capacidad de atenuación de contaminantes por eliminación, retardación y dilución para cargas contaminantes impuestas desde superficie.

Tabla 17: Principales métodos para determinación de vulnerabilidad de acuíferos.

METODO	EVALUACION DE	FACTORES	REFERENCIA
SURFACE IMPOUNDMENT ASSESSMENT	sistemas de disposición de aguas servidas	. zona no saturada . importancia del recurso . calidad de aguas subterráneas . peligrosidad del material	LE GRAND (1964)
LANDFILL SITE RANTING (método Le Grand-Brown)	rellenos sanitarios nuevos y en operación	. distancia relleno y pozos . profundidad del agua . gradiente del acuífero	LE GRAND (1983)
SITE RANKING SYSTEM	disposición de productos químicos, nuevos y en operación	. suelo, caracterización hídrica, sorción y taponamiento químico . hidrodinámica del acuífero . aire . población próxima	HAGERTY et al. (1973)
POLUIÇÃO DOS LENÇÓIS ACUÍFEROS	vulnerabilidad general	. geología (litología y estructura)	TALTASSE (1972)
WASTE-SOIL INTERACTION MATRIX	disposición de residuos sólidos y líquidos y nuevas industrias	. efectos en la salud . característica producto químico . comportamiento del producto . capacidad del suelo de atenuación . hidrogeología . característica del lugar	PHILIPS et al. (1977)
SITE RANTING METHODOLOGY	disposición de residuos sólidos y líquidos y nuevas industrias	. receptor-población/uso del agua/uso local/degradación ambiental . caminos-nivel y tipo de contaminación; profundidad agua; pluviometría; permeabilidad suelo . característica del residuo-toxicidad, persistencia . práctica manejo/operación	KULFS et al (1980)

METODO	EVALUACION DE	FACTORES	REFERENCIA
TPE	áreas de riesgo de contaminación	. velocidad del agua subterránea . porcentaje de arcilla . actividad potencialmente contaminante . exploración de los acuíferos	SILVA et al. (1980)
HAZARD RANKING SYSTEM	áreas prioritarias para acción de remediación del acuífero	. migración-característica del medio y residuo; cantidad de producto; población existente próxima . explosión y fuego . contacto directo	CALDWELL et al. (1981)
MAPA DE VULNERABILIDAD	vulnerabilidad general	. características litológicas . área de recarga y descarga	DUARTE (1980)
BRINE DISPOSAL METHODOLOGY	aguas de formación en campos de petróleo y gas	. método de disposición . volumen . geología . densidad de pozos de petróleo . proximidad de pozos de agua	WESTERN MICHIGAN UNIVERSITY (1981)
PESTICIDE INDEX	pesticidas en uso normal	. característica físico-química del pesticida . clima . perfil del suelo . cosecha	RAO et al. (1985)
DRASTIC	vulnerabilidad general	. D profundidad del agua . R recarga neta . A medio acuífero . S suelo . T topografía . I impacto en el acuífero . C conductividad hidráulica.	ALLER et al. (1985)

MÉTODO	EVALUACION DE	FACTORES	REFERENCIA
GOD	vulnerabilidad general	. G tipo de acuífero . O litología zona vadosa (no saturada) . D profundidad del agua	FOSTER & HIRATA (1988)
GROUNDWATER VULNERABILITY MAP FOR NITRATE	Vulnerabilidad al nitrato en la actividad agrícola	. tipo de suelo . características litológicas del acuífero	PALMER (1988)
POTENTIAL WASTE SITES (PWDS)	Disposición de residuos sólidos	. vulnerabilidad . confinamiento del acuífero . proximidad de fuentes . tipo y cantidad contaminante . velocidad zona saturada . percolación	BGS (sin data)
(Sin nombre)	Vulnerabilidad general, basado en la teoría del flujo-piston	. conductividad hidráulica zona no saturada . profundidad del agua subterránea . humedad del suelo . recarga real	Marcolongo & Pretto (1987)
SINTACS	Vulnerabilidad general	. (S) profundidad del agua . (I) recarga neta . (N) zona no saturada . (T) topografía . (A) medio acuífero . (C) conductividad hidráulica . (S) suelo	CIVITA et al. (1990)
(Sin nombre)	Vulnerabilidad general	. característica litológica y de permeabilidad de acuíferos. . profundidad del agua	ADAMS & FOSTER (1992)
RIESGO POR SISTEMAS DE SANEAMIENTO <i>IN SITU</i>	Evaluar áreas de mayor riesgo por sistemas de saneamiento <i>in situ</i>	. vulnerabilidad (GOD) . densidad población . análisis indicadores físico-químicos (conductividad eléctrica)	FERREIRA & HIRATA (1993)

Cada método tiene un diferente criterio de ponderación de los parámetros involucrados; el método GOD asigna un peso similar para cada característica hidrogeológica, y considera un rango más amplio de variación para la profundidad al nivel freático. El método DRASTIC por su parte considera de mayor importancia los parámetros correspondientes al tipo de suelo, profundidad al nivel freático, impacto en la zona no saturada y recarga al acuífero.

6.2.1. Método DRASTIC

El método DRASTIC (Aller et al., 1987) valora y pondera parámetros intrínsecos, que reflejan las condiciones naturales del medio. Este sistema paramétrico sumativo de evaluación incluye siete factores fundamentales a las que asigna valores (**Rating**) y un multiplicador o índice de ponderación (**Weight**).

Tabla 18: Método Drastic para la determinación del índice de vulnerabilidad.

D	Depth to water (Profundidad del agua)
R	Recharge (Recarga)
A	Aquifer media (Tipo de Acuífero)
S	Soil media (Tipo de suelo)
T	Topography (Topografía, pendiente)
I	Impact of the Vadose Zone Area (Tipo de impacto de la zona vadosa)
C	Hydraulic Conductivity of the aquifer (Conductividad hidráulica)

La valoración y ponderación de estos parámetros intrínsecos permite acotar intervalos o rangos de vulnerabilidad a la contaminación y delimitar áreas de igual valor de vulnerabilidad. Las hipótesis en las que el índice DRASTIC se basa para determinar los siete parámetros involucrados son las siguientes:

- ✓ Las cargas contaminantes son introducidas desde la superficie del terreno.
- ✓ Las cargas contaminantes penetran con el agua de recarga.
- ✓ Las cargas contaminantes tienen la movilidad del agua.
- ✓ La superficie mínima de aplicación del método es de 0,4 km²

Cuando no se cumplen las condiciones anteriores, la posterior evaluación del riesgo potencial de contaminación del agua subterránea mediante un análisis de vulnerabilidad por este método, no es confiable. El índice DRASTIC se resuelve mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Valor del Índice de Vulnerabilidad (IdeV)} = \text{DRDW} + \text{RRRW} + \text{ARAW} + \text{SRSW} + \text{TRTW} + \text{IRIW} + \text{CRCW}$$

La ecuación anterior expresa la conjunción de las valoraciones de cada propiedad, aportadas por el método, y el conocimiento que se tiene de las unidades acuíferas involucradas. Como resultado final, luego de encontrar un valor numérico o índice de vulnerabilidad para cada porción del área de estudio, se delimitarán áreas mayores agrupando intervalos de valores de índices de vulnerabilidad a fin de zonificar el área según la categoría de vulnerabilidad resultante.

El método DRASTIC puede ser utilizado en casos específicos; por ejemplo, permite evaluar la susceptibilidad de un sitio a la acción de una carga contaminante permanente, tal es el caso de los sitios a utilizar para disposición de desechos sólidos. En esta condición existe una mayor probabilidad que el acuífero esté afectado por la producción de lixiviados del propio relleno sanitario; también permite discriminar áreas homogéneas con el mismo nivel de vulnerabilidad a partir de las cuales se puede obtener una evaluación de las zonas de recarga y crear zonas de protección para el propio acuífero.

El peso o ponderación (**W**) vale:

- 5 para **D**
- 4 para **R**
- 3 para **A**
- 2 para **S**
- 1 para **T**
- 5 para **I**
- 3 para **C**

Entonces la ecuación adquiere la siguiente forma:

$$\text{IdeV} = \text{DR5} + \text{RR4} + \text{AR3} + \text{SR2} + \text{TR1} + \text{IR5} + \text{CR3}$$

El rating (**R**) para cada parámetro es:

DR: Profundidad al acuífero (1 a 10)

RR: Recarga Neta (1 a 9)

AR: Tipo de Acuífero (1 a 10)

SR: Tipo de Suelo (1 a 10)

TR: Topografía (1 a 10)

IR: Impacto de la zona vadosa (1 a 10)

CR: Conductividad Hidráulica (1 a 10)

Los puntajes (**R**) están señalados en tablas de acuerdo a rangos para cada uno de los siete parámetros.

Tabla 19: Puntaje y rangos asignados al parámetro D, la profundidad del acuífero.

D (Profundidad al acuífero) (metros)	
Rango	Puntaje
0 – 1,5	10
1,5 – 4,6	9
4,6 – 9,1	7
9,1 – 15,2	5
15,2 – 22,9	3
22,9 – 30,5	2
30,5 -	1

Tabla 20: Puntaje y rangos asignados al parámetro R, recarga neta.

R (Recarga neta) (m/día)	
Rango	Puntaje
0 – 0,00014	1
0,00014 – 0,00028	3
0,00028 – 0,00049	6
0,00049 – 0,00070	8
0,00070 -	9

Tabla 21: Puntaje y rangos asignados al parámetro A, tipo de acuífero.

A (Tipo de acuífero)		
Rango	Puntaje	Puntaje típico
Esquisto macizo	1 - 3	2
Metamórfico / Ígneo	2 - 5	3
Metamórfico / Ígneo, meteorizado	3 - 5	4
Conglomerado glacial	4 - 6	5
Arenisca estratificada, calcita y secuencias esquistosas	5 - 9	6
Arenisca maciza	4 - 9	6
Calcita maciza	4 - 9	6
Arena y grava	4 - 9	8
Basalto	2 - 10	9
Calcita cárstica	9 - 10	10

Tabla 22: Puntaje y rangos asignados al parámetro S, tipo de suelo.

S (Tipo de suelo)	
Rango	Puntaje
Delgado o ausente	10
Grava	10
Arena	9
Turba	8
Arcilla expansiva y/o agregada	7
Marga arenosa	6
Marga	5
Marga limosa	4
Marga arcillosa	3
Orgánico	2
Arcilla no expansiva ni agregada	1

Tabla 23: Puntaje y rangos asignados al parámetro T, pendiente.

T (Pendiente) (%)	
Rango	Puntaje
0 - 2	10
2 - 6	9
6 - 12	5
12 - 18	3
18 -	1

Tabla 24: Puntaje y rangos asignados al parámetro I, impacto de la zona vadosa.

I (Impacto de la zona vadosa)		
Rango	Puntaje	Puntaje típico
Capa confinante	1	1
Limo / arcilla	2 - 6	3
Esquisto	2 - 5	3
Calcita	2 - 7	6
Arenisca	4 - 8	6
Calcita estratificada, arenisca, esquistos	4 - 8	6
Arena y grava con significativa arcilla y limo	4 - 8	6
Metamórfico / Ígneo	2 - 8	4
Arena y grava	6 - 9	8
Basalto	2 - 10	9
Calcita cárstica	8 - 10	10

Tabla 25: Puntaje y rangos asignados al parámetro C, conductividad hidráulica.

C (Conductividad hidráulica) (m/día)	
Rango	Puntaje
0 – 4,07	1
4,07 – 12,22	2
12,22 – 28,52	4
28,52 – 40,75	6
40,75 – 81,5	8
81,5 -	10

Recordando la expresión matemática del Índice de Vulnerabilidad:

$$\text{IdeV} = \text{DR5} + \text{RR4} + \text{AR3} + \text{SR2} + \text{TR1} + \text{IR5} + \text{CR3}$$

Al resolver esta expresión matemática se puede observar que el **menor valor** que adquiere es igual a **23** y el **máximo valor** es de **226**.

Tabla 26: Valores de los índices de vulnerabilidad y rangos para la clasificación de la vulnerabilidad para el método DRASTIC (Martínez et al., 1998).

Valor del Índice	Clasificación de la Vulnerabilidad
< 100	Despreciable
101 - 119	Muy Baja
120 - 139	Baja
140 - 159	Moderada
160 - 179	Alta
180 - 199	Muy Alta
> 200	Extrema

6.2.2. Método GOD

El método GOD (Foster, 1987; Foster e Hirata, 1988) se basa en que la vulnerabilidad del acuífero es primera y lógicamente una función de:

- ❖ La inaccesibilidad de la zona saturada, en un sentido hidráulico, a la penetración de contaminantes.
- ❖ La capacidad de atenuación de los estratos encima de la zona saturada del acuífero como resultado de su retención física y reacción química con contaminantes.

Estos dos componentes de la vulnerabilidad del acuífero interactúan con los siguientes componentes correspondientes de la carga contaminante al subsuelo:

- ❖ El modo de disposición del contaminante en el subsuelo, y en particular, la magnitud de cualquier carga hidráulica asociada.
- ❖ La clase de contaminante en términos de su movilidad y persistencia.

Esta interacción determinará el tiempo de residencia en la zona no saturada y la demora de la llegada del contaminante al acuífero, y además, el grado de su atenuación, retención o eliminación antes de llegar al acuífero.

El método GOD es un método multiplicativo que reduce el número de parámetros respecto al DRASTIC, con el objeto de facilitar la aplicación del mismo y de extenderlo a áreas con menos disponibilidad de datos.

$$IdeV = G \times O \times D$$

La vulnerabilidad de un acuífero se estima multiplicando índices asignados a los siguientes parámetros:

Tabla 27: Componentes del índice GOD, sus características y valoraciones, así como las secuencias lógicas de ocurrencia.

G	Groundwater occurrence. Régimen hidráulico del agua subterránea: evalúa el tipo de acuífero (libre, confinado, semiconfinado, etc.).
O	Overall aquifer class. Naturaleza del acuífero o sustrato litológico: litología y grado de consolidación del acuífero y/o zona no saturada.
D	Depth to groundwater table. Profundidad del agua subterránea: profundidad del nivel freático, asignando mayores índices a profundidades menores o más cercanas a la superficie.

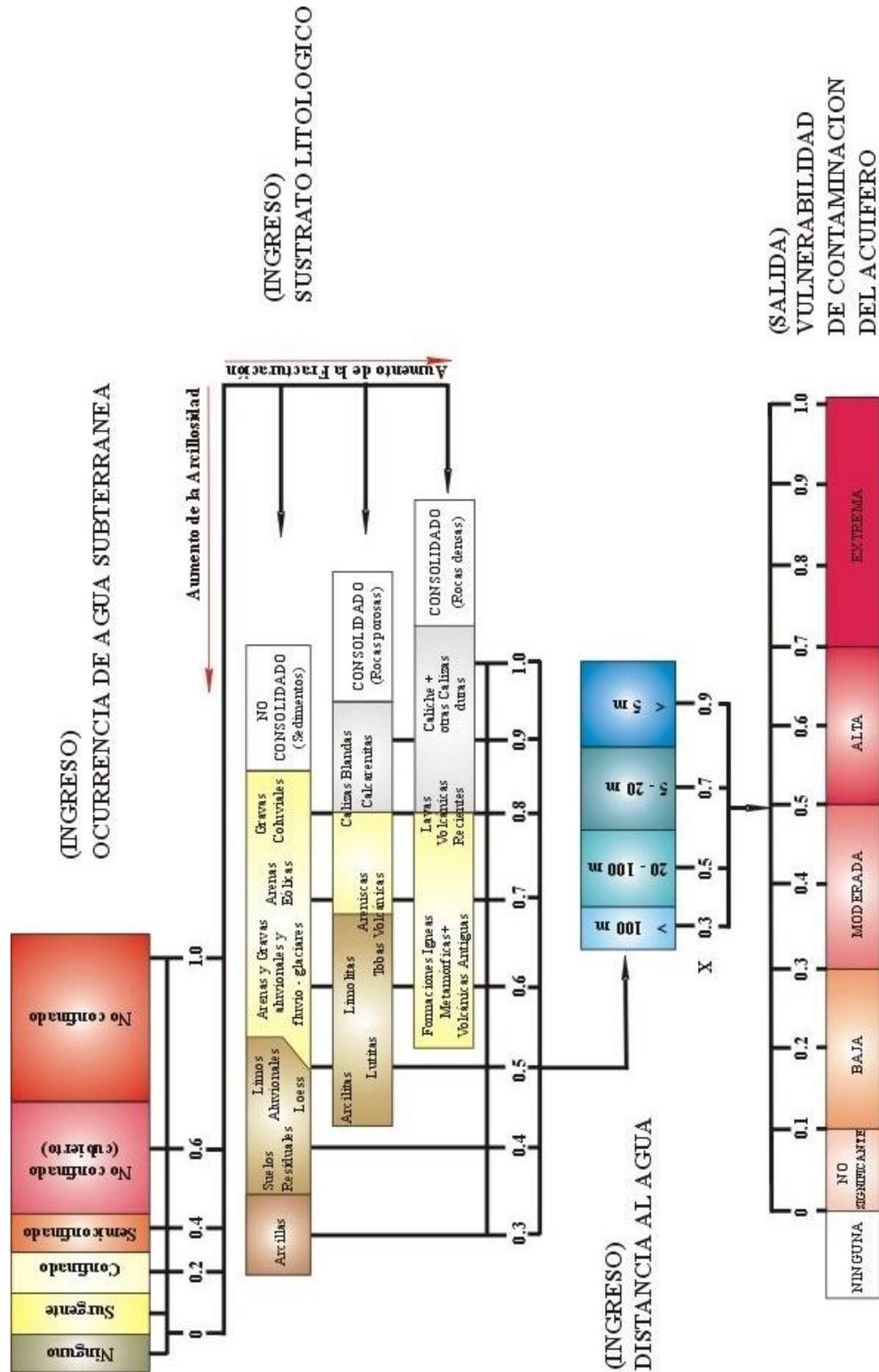


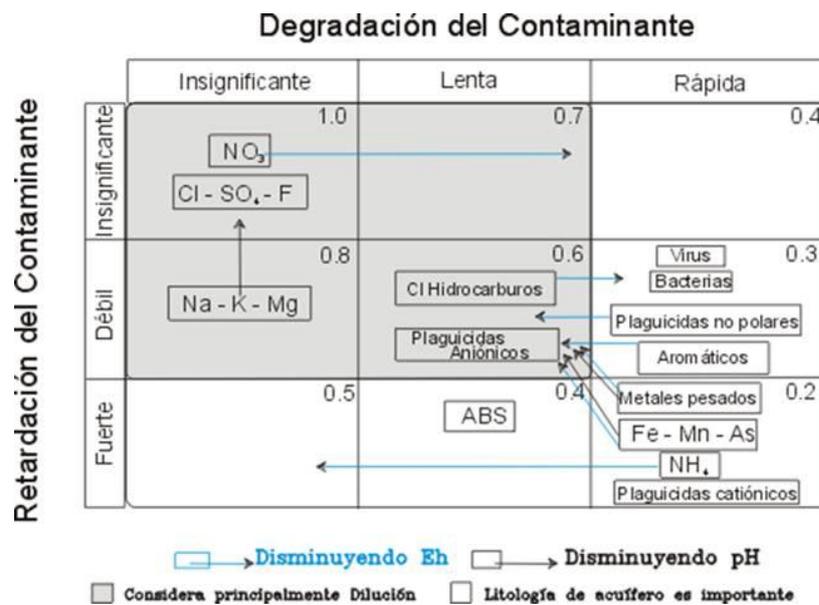
Figura 48: Sistema GOD para evaluación del índice de Vulnerabilidad de un acuífero (Foster, 1987).

Una vez establecida la vulnerabilidad del reservorio y establecida una actividad potencialmente contaminante, se necesita establecer cuatro características semi - independientes de la carga contaminante al subsuelo (Foster, 1987; Foster e Hirata, 1988) para cada actividad potencialmente contaminante. Estas son:

- ❖ La clase de contaminante involucrado.
- ❖ La intensidad de la contaminación.
- ❖ El modo de disposición en el subsuelo.
- ❖ El tiempo de aplicación de la carga contaminante.

La Clase de Contaminante (**CdeC**) involucrado en una actividad contaminante o episodio de contaminación está definido por:

- ✓ Su tendencia a la degradación o transformación in-situ, como resultado de la actividad bacteriológica o reacción química.
- ✓ Su tendencia hacia el retardo con respecto al flujo de agua subterránea como resultado de procesos como intercambio catiónico, sorción, etc.



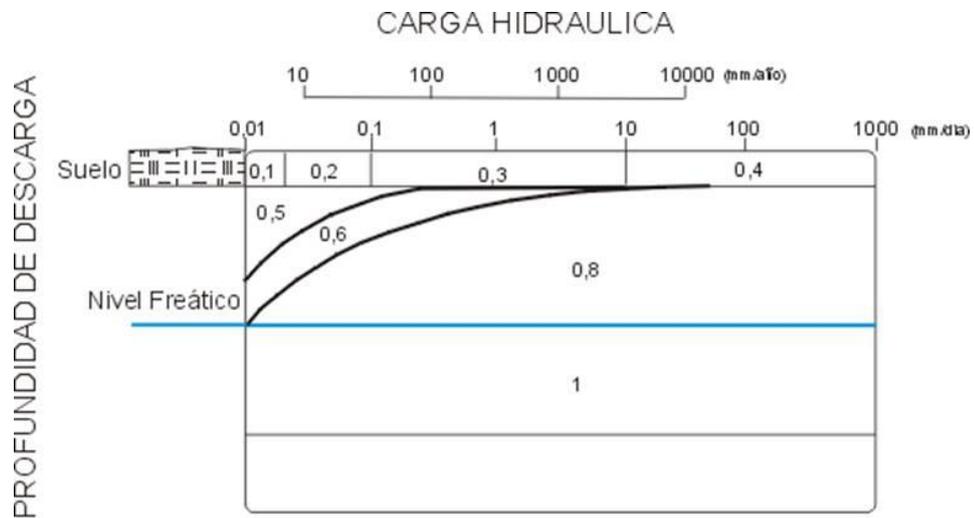
La Intensidad de Contaminación (**IdeC**) se puede definir por:

- ✓ La concentración relativa de cada contaminante involucrado con relación a los valores recomendados por la Organización Mundial para la Salud (OMS) para la calidad de agua potable.
- ✓ La proporción de la recarga local de agua subterránea afectada por la contaminación.



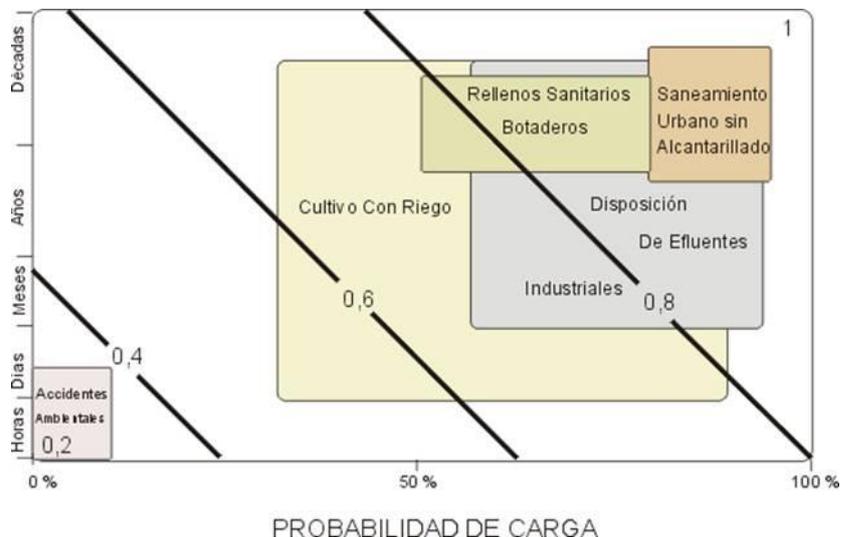
El Modo de Disposición (**MdeD**) del contaminante en el subsuelo está definido por:

- ✓ La carga hidráulica asociada con el contaminante, incluyendo la infiltración natural de las precipitaciones.
- ✓ La profundidad bajo superficie a la que el efluente es descargado o donde la lixiviación de residuos sólidos ocurre.



El Tiempo de Aplicación (**TdeA**) de la carga contaminante considerada se define por:

- ✓ La probabilidad de que el contaminante sea descargado al subsuelo, que en la mayoría de los casos será alto, con la excepción del caso de accidentes ambientales.
- ✓ El período durante el cual se aplica la carga, que mostrará también una amplia variación de horas a décadas.



Cada una de estas características interactúa con un diferente componente de vulnerabilidad de contaminación de un acuífero, y esta interacción determina el grado del *Riesgo de Contaminación de las Aguas Subterráneas*.

Riesgo de Contaminación por el Método GOD

El riesgo de contaminación se define como la interacción entre la Vulnerabilidad del Acuífero y la Carga Contaminante y como la probabilidad de que las aguas subterráneas se contaminen con concentraciones por encima de los valores recomendados por la Organización Mundial de la Salud. Esto significa que la interacción entre la *Carga Contaminante* y la *Vulnerabilidad* del acuífero determina el *Riesgo de que la Contaminación* penetre al acuífero.

Se puede tener una alta vulnerabilidad sin riesgo de contaminación, por la ausencia de una carga significativa de contaminantes, y viceversa. La carga contaminante puede ser controlada o modificada, pero no la vulnerabilidad del acuífero, excepto en algunas actividades antrópicas donde se elimina la cubierta de suelo o material de la zona no saturada y que puede aumentar la vulnerabilidad natural.

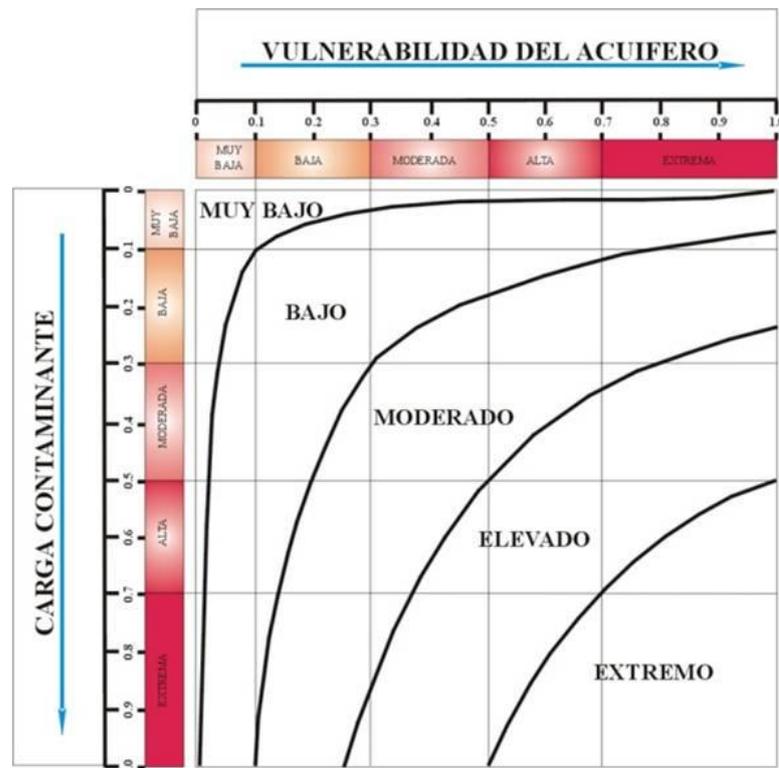


Figura 49: Riesgo de Contaminación.

6.3. Concepto de mapa de vulnerabilidad

Las propiedades del medio varían de un punto a otro, lo que hace variable el potencial de un acuífero para protegerse, y por esto algunas áreas son más vulnerables que otras. Como resultado de la evaluación de la vulnerabilidad, pueden obtenerse mapas mostrando zonas con mayor o menor sensibilidad a la contaminación, que generalmente se construyen para el acuífero superior. Estos niveles permiten valorar la vulnerabilidad en forma relativa entre las regiones que integran el área de estudio, pero no se puede hablar de ellos en forma absoluta.

La confección de un mapa de vulnerabilidad implica combinar varios mapas temáticos, correspondientes a los factores hidrogeológicos elegidos para la evaluación. Los cambios en el sistema acuífero hacen que el mapa de vulnerabilidad no sea estático, sino que deba ser revisado en función del tiempo.

Los mapas de vulnerabilidad tienen múltiples propósitos y son útiles sobre todo a nivel gubernamental. Su principal cometido es servir de guía en la planificación del uso de las tierras, siendo una herramienta fundamental para definir qué utilización pueden tener determinadas zonas; y en el desarrollo de políticas de protección para las aguas subterráneas.

6.4. Riesgo de Contaminación de las aguas subterráneas

La aplicación de un contaminante en superficie y la accesibilidad del acuífero a la contaminación determinan la sensibilidad del mismo a la alteración de su calidad como fuente. Foster (1987), define el Riesgo como la interacción entre la carga contaminante que es, será, o pudiera ser aplicada al subsuelo como resultado de actividad humana, y la vulnerabilidad del acuífero a la contaminación. Posteriormente, en una publicación del CEPIS (Foster e Hirata, 1991) se lo define como la probabilidad de que las aguas subterráneas se contaminen con concentraciones por encima de los valores recomendados por la OMS para la calidad de agua de consumo humano. Sería ideal estudiar cada actividad contaminante en forma *detallada e individual*, y así evaluar el *riesgo debido a cada una de ellas*. Sin embargo, un procedimiento inicial para la determinación del riesgo parece lógico para luego priorizar investigaciones posteriores. Cabe aclarar que el riesgo evaluado en este trabajo no es el riesgo de contaminación de extracciones cercanas a los vertidos.

6.5. Caracterización de la carga contaminante y tipos de contaminación

La probabilidad de que cada contaminante alcance las aguas subterráneas depende de varios factores. Entre ellos están: la tendencia del compuesto a ser degradado o retardado, la concentración y la cantidad en que se aplique en proporción a la recarga local, la carga hidráulica y la profundidad a la que se descarga y el tiempo de aplicación de la carga contaminante.

La contaminación puede darse por fuentes puntuales (que son más fáciles de identificar), o por fuentes difusas. Ejemplos de estos casos son el vertido al terreno del efluente de una industria y la aplicación de pesticidas en actividades agrícolas, respectivamente. Otra distinción importante puede hacerse entre fuentes que vierten el contaminante directamente bajo el suelo y las que lo hacen por encima del mismo.

Esta última clasificación es muy importante, ya que en el suelo se da la mayor atenuación de los contaminantes por tener más arcilla, más materia orgánica y mayor población bacteriana. Cuando la carga es aplicada bajo esta zona, se está perdiendo su capacidad de reducir la vulnerabilidad del acuífero y por lo tanto, en esos casos, no debe ser tenida en cuenta.

- **Contaminación de origen urbano**

Las aguas residuales domésticas y los desechos sólidos contienen altas concentraciones de organismos fecales, de materia orgánica y de compuestos nitrogenados. Si se vierten directamente al suelo y se infiltra, el agua subterránea puede contaminarse por patógenos bacteriales y virales, incluyendo aquellos que causan diarrea, tifoidea y hepatitis; y por nitratos, amonio, detergentes, desinfectantes y otras sustancias químicas. Estos pueden tornar el agua no potable debido a su concentración que pone en peligro la salud humana.

La mayor amenaza sobre la calidad del agua subterránea se presenta cuando se urbaniza un área sin alcantarillado, sobre acuíferos vulnerables con niveles freáticos poco profundos, con infiltración de aguas residuales y de ríos contaminados por descarga de desagües y con lixiviación de desechos domésticos en vertederos, y en menor grado, de rellenos sanitarios.

Bajo algunas condiciones hidrogeológicas, ciertas unidades de saneamiento in-situ presentan el riesgo de una migración directa de bacterias y virus patógenos hacia acuíferos. La contaminación de las aguas subterráneas, debido a un saneamiento sin alcantarillado, ha constituido una de las causas comprobadas de transmisión de agentes patógenos en numerosos brotes de epidemia. Con frecuencia, este es el resultado de la falta de espacio en los asentamientos que son densamente poblados, pero también ocurre en urbanizaciones más prósperas que emplean un saneamiento in-situ y que construyen pozos excavados para aumentar las fuentes de suministro de agua. Los pozos negros son construidos en su mayoría de manera que haya infiltración hacia el subsuelo y así hacer menos frecuente operaciones de vaciado en los mismos. De este modo se transforman en fuentes de contaminación por nitrógeno y patógenos fecales principalmente, y en el caso de talleres mecánicos y estaciones de combustibles, por compuestos orgánicos sintéticos e hidrocarburos. Hay que destacar que en estos casos no se cuenta con el efecto atenuador del suelo, ya que las descargas se hacen directamente en la zona vadosa.

Tabla 28: Categorías de peligro potencial para el agua subterránea debido a saneamiento "in situ".

Densidad de Población	Cobertura de Alcantarillado		
	Alta (> 75%)	Parcial (25 – 75 %)	Mínima (< 25%)
Baja (< 100/ha)	Baja	Moderada	Moderada
Media (100/ha – 200/ha)	Moderada	Moderada	Alta
Alta (>200/ha)	Moderada	Alta	Alta



Ilustración 26: Contaminación de acuífero debido a falta de sistemas de saneamiento.



Ilustración 27: Contaminación de acuífero debido a vertedero de residuos sólidos urbanos.

- **Contaminación de origen industrial**

Numerosas industrias producen desechos líquidos, conocidos como efluentes, con concentraciones elevadas de compuestos orgánicos peligrosos y metales pesados. Aún a muy bajas concentraciones, algunas de estas sustancias químicas, son tóxicas, carcinogénicas o mutagénicas.

En muchos casos los efluentes que contienen tales sustancias químicas, se descargan en el ambiente sin tratamiento para reducir sus efectos nocivos. Estos efluentes penetran en el agua subterránea por infiltración de las lagunas, de fosas y de ríos, o de lixiviación. En otros casos, las sustancias químicas, penetran en el suelo antes o durante su uso industrial, como resultado de derrames o fugas de los tanques y tuberías, las cuales deberían ser teóricamente seguras. La minería es un caso especial de industria que puede tener un impacto significativo sobre la calidad del agua subterránea.

Tabla 29: Principales sustancias contaminantes relacionadas con la actividad industrial (Meinck et al., 1970 y otros, modificado, en Fcihs, 2009).

Sector Industrial	Principales sustancias contaminantes
Construcción	Sólidos en suspensión, metales, pH.
Minería	Sólidos en suspensión, metales pesados, materia orgánica, pH, cianuros, sulfuros, etc.
Energía	Calor, hidrocarburos y productos químicos.
Textil y piel	Cromo, taninos, tensoactivos, sulfuros, colorantes, grasas, disolventes orgánicos, ácido acético y fórmico, sólidos en suspensión.
Vehículos	Aceites lubricantes, pinturas, aguas residuales.
Naval	Petróleo, productos químicos, disolventes y pigmentos.
Siderurgia	Cascarillas, aceites, metales disueltos, emulsiones, bases y ácidos.
Química inorgánica	Mercurio, fósforo, fluoruros, cianuros, amoníaco, nitritos, ácido sulfhídrico, hierro, manganeso, molibdeno, plomo, plata, selenio, cinc y los compuestos de todos ellos.
Química orgánica	Organohalogenados, organosilíceos, compuestos cancerígenos y otros que afectan al balance de oxígeno.
Fertilizantes	Nitratos, amonio, nitritos, metales y fosfatos.
Pasta y papel	Sólidos en suspensión y otros que afectan al balance de oxígeno.
Química de plaguicidas	Organohalogenados, organofosforados, compuestos cancerígenos de síntesis, biocidas.
Fibras químicas	Aceites minerales y otros que afectan el balance de oxígeno.
Pinturas, barnices y tintas	Compuestos organoestámicos, compuestos de cinc, cromo, selenio, molibdeno, titanio, estaño, bario, cobalto y otros.
Detergentes	Jabones, surfactantes, detergentes.
Alimenticia	Vinazas, alperiches, grasas, conservantes.

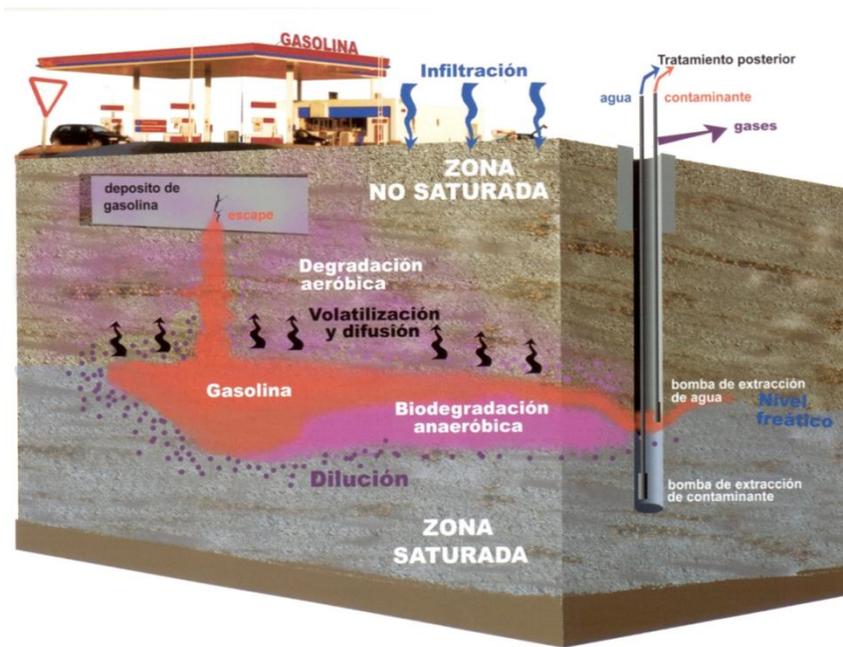


Ilustración 28: Contaminación de acuífero debido a actividad industrial.

Tabla 30: Principales actividades que potencialmente generan una carga contaminante al subsuelo.

Actividad	Categoría de Distribución	Principal tipo de Contaminante	Sobrecarga Hidráulica Relativa	Descarga Bajo Nivel del Suelo
• URBANIZACION				
Saneamiento sin Alcantarillado	U/R, P-D	N - F - O	+	*
Fugas de Alcantarillado (a)	U, P - L	O - F - N	+	*
Lagunas de Oxidación sin Revestimiento (a)	U/R, P	O - F - N	++	*
Descarga de aguas servidas sobre terrenos (a)	U/R, P - D	N - S - O - F	+	
Descarga de aguas servidas a Ríos (a)	U/R, P - D	N - O - F	++	*
Lixiviación de Rellenos Sanitarios (a)	U/R, P	O - S - M		*
Tanques de Combustible	U/R, P - D	O		*
Drenaje de Carreteras	U/R, P - D	S - O	+	*
• DESARROLLO INDUSTRIAL				
Fugas de tanques y tuberías (b)	U, P - D	O - M		*
Derramamientos de productos químicos	U, P - D	O - M	+	
Lagunas de Agua de Procesamiento y efluentes sin revestimiento	U, P	O - M - S	++	*
Descarga de Efluentes sobre terrenos	U, P - D	O - M - S	+	
Descarga de Efluentes a Ríos	U, P - L	O - M - S	++	*
Lixiviado de Rellenos de Residuos Sólidos	U/R, P	O - M - S		*
Drenaje de Patios	U/R, P	O - M	++	*
Deposición Aérea	U/R, D	S - O		
• PRACTICAS AGRICOLAS				
a. Cultivos				
. Con Agroquímicos	R, D	N - O		
. Con Irrigación	R, D	N - O - S	+	
. Con Estiércol, lodo, desperdicios	R, D	N - O - S		
. Con Irrigación de aguas residuales	R, D	N - O - S - F	+	
b. Cría de Ganado/Procesamiento de				

Cosechas				
. Lagunas de Efluentes sin Revestimiento	R, P	F - O - N	++	*
. Descarga de Efluentes sobre Terreno	R, P - D	N - S - O - F		
. Descarga de Efluentes a Ríos	R, P - L	O - N - F	++	*
• EXTRACCIÓN MINERAL				
Cambios de Régimen Hidráulico	R/U, P - D	S - M		*
Descarga de Aguas de Drenaje	R/U, P - D	M - S	++	*
Lagunas de Agua de Procesamiento o Lodo sin Revestimiento	R/U, P	M - S	+	*
Lixiviado de Rellenos de Residuos Sólidos	R/U, P	S - M		*

(a): Puede incluir componentes industriales

(b): También puede ocurrir en áreas no industriales

(c): La intensificación de cultivos presenta mayores riesgos de contaminación

U/R: Urbano/Rural

P/L/D: Puntual, Lineal, Difuso

N: Nutrientes

F: Patógenos Fecales

O: Compuestos Micro orgánicos Sintéticos y/o Carga Orgánica

S: Salinidad

M: Metales Pesados

Tabla 31: Características químicas e índices para tipos comunes de actividad industrial (Foster e Hirata, 1991).

Actividad Industrial	Índice de Mazurek	Flujo (1) (m ³ /T)	Carga de		Contenido de						Índice Contaminación Potencial de Aguas
			pH	Salinidad	Nutrientes	Materia Orgánica	Hidrocarburos	Patógenos	Metales Pesados	Orgánicos Sintéticos	
1.Hierro o acero	6	30	6	*	*	**	**	*	**	**	2
2.Procesamiento de metales	8	-	7-10	*	*	*	*	*	***	***	3
3.Ingeniería mecánica	5-8	-	-	*	*	*	***	*	***	**	3
4.Metales no ferrosos	7	-	-	*	*	*	*	*	***	*	2
5.Minería no metálica	3-4	30	-	***	*	*	*	*	*	*	1
6.Refinerías petróleo/gas	7-8	-	-	*	**	***	***	*	*	**	3
7.Productos plásticos	6-8	104	-	***	*	**	**	*	*	***	3
8.Productos de caucho	4-6	1	-	**	*	**	*	*	*	**	2
9.Químicos orgánicos	3-9	92	7	**	*	**	***	**	**	***	3
10.Químicos inorgánicos	6-9	115	-	**	*	*	*	*	***	*	2
11.Farmacéuticos	6-9	4000	-	***	**	***	*	**	*	***	3
12.Carpinterías	2-4	1	-	**	*	**	*	*	*	**	1
13.Pulpa y papel	6	108	8	*	**	**	*	*	*	**	2
14.Jabón y detergente	4-6	5	-	**	*	**	**	**	*	*	2
15.Fábrica textiles	6	400	-	**	**	***	*	*	*	**	2
16.Curtiembres	3-8	37	-	***	**	**	*	*	**	***	3
17.Alimentos/bebidas	2-4	-	-	**	***	***	*	***	*	*	1
18.Plaguicidas	5-9	30	-	**	*	*	*	*	*	***	3
19.Fertilizantes	7-8	6	-	***	***	*	**	*	*	**	2
20.Azúcar y alcohol	2-4	62	-	***	***	***	**	*	*	*	2
21.Termoeléctricas	-	-	-	*	*	*	***	*	***	**	2
22.Eléctricos o electrónicos	5-8	-	-	*	*	*	***	*	**	***	3

Nota: (1). Valor máximo del promedio. (-): Datos no disponibles. (*) Baja probabilidad de concentraciones elevadas en líquidos de proceso y/o efluente final. (**) Moderada probabilidad. (***) Alta probabilidad.

Tabla 32: Categorías de peligro potencial para el agua subterránea debido a actividades industriales.

Uso del Agua (m ³ /h)	Índice de Peligro Potencial para las Aguas Subterráneas		
	1	2	3
100	Bajo	Moderado	alto
100 – 1000	Bajo	Moderado	Alto
>1000	Moderado	Alto	Alto

- **Contaminación de origen agrícola**

Las prácticas agrícolas siempre ejercen una gran influencia sobre la calidad de agua subterránea y pueden causar problemas serios, bajo ciertas circunstancias. Su influencia es grande debido a que normalmente se realiza sobre áreas de recarga de acuíferos. De especial preocupación es el cultivo de un solo tipo de cosecha (monocultivo) por muchos años sobre áreas extensas con grandes aplicaciones de fertilizantes químicos y pesticidas. A esto puede agregarse la influencia de irrigación excesiva que resulta en la lixiviación de sales, nutrientes y pesticidas. La descarga de efluentes sin control proveniente de la cría intensiva de ganado también puede producir, localmente, una contaminación orgánica significativa del agua subterránea.

La contaminación por nitratos es un claro ejemplo de contaminación difusa de origen agrícola ya que con el incremento en la demanda de producción de granos, se introducen enormes cantidades de fertilizantes. Sin embargo, como ya se señaló en otra oportunidad, la presencia de nitratos antrópico en el agua subterránea también está vinculada a los efluentes líquidos urbanos no tratados y a los lixiviados de las plantas de tratamiento de residuos sólidos urbanos, entre otras fuentes. El especial interés por los estudios y control de presencia de nitratos en el agua está vinculado a que la ingesta de agua con concentraciones superiores a las admitidas en nitratos pueden provocar serias enfermedades como la metahemoglobinemia o enfermedad de los niños azules y otros efectos adversos sobre la gestación y la salud humana.

Algunas prácticas del uso del suelo pueden causar contaminación de tipo difusa de las aguas subterráneas por nutrientes introducidos mediante la aplicación de fertilizantes, y por pesticidas. En el caso de los fertilizantes se debe notar (Foster e Hirata, 1991) que el nitrato lixiviado se deriva de la acumulación de nitrógeno total en el suelo y solamente una menor parte se deriva directamente del fertilizante aplicado en un año dado. El fosfato y el potasio no son, en general, lixiviados de tierras cultivadas en cantidades significativas debido a su fuerte retención en el suelo.

Tabla 33: Comportamiento de distintos tipos de fertilizantes en el suelo.

Tipo	Adsorción en el Suelo	Movilidad en Suelo		Transformación		Posibles Contaminantes	
		Baja	Alta	Química	Bioquímica	Catión	Anión
De Nitrógeno							
Nitrato de calcio	Baja, solo Ca	Baja	Alta		*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Salitre de amonio	Parcial, solo NH ₄	Baja	Alta		*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Salitre de sodio	Baja, solo Na	Baja	Alta		*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Salitre de potasio	Baja, solo K	Baja	Alta		*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Salitre de amonio y cal	Aumentado NH ₄ y Ca	Baja	Alta		*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Sulfato de amonio	Parcial, solo NH ₄	Baja	Media		*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Amoniaco líquido	Alta NH ₄	Baja	Alta		*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Agua amoniaca	Parcial NH ₄	Baja	Alta	*	*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Urea	Parcial NH ₄	Baja	Alta	*	*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Cianamida cálcica		Baja	Alta	*	*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂
Urea-50/amoniaco-50	Parcial NH ₄	Baja	Alta	*	*	NH ₄	NO ₃ , NO ₂

De Fósforo							
Superfosfato	Muy Alta	Extremadamente Bajo					HPO ₄
Superfosfato granulado			*				HPO ₄
Tri-superfosfato			*				HPO ₄
Fosfatos pulverizados			*				HPO ₄
Polvo de Thomas			*				HPO ₄
Superfosfato simple + fosfato crudo			*				HPO ₄
De Potasio							
Cloruro de potasio	Baja, solo K	Baja	Alta			K	Cl
Cloruro de potasio + sulfato de magnesio	Baja, solo K	Baja	Alta			K	Cl
Kainit	Baja, solo K	Baja	Alta			K	Cl
Sulfato de potasio	Baja, solo K	Baja	Media			K	Cl
NPK combinado	Aumentada	Baja	Alta	*	*	K	NO ₂ , NO ₃ , PO ₄

En cuanto a los pesticidas, se cree que la proporción lixiviada (Foster e Hirata, 1991) de una aplicación puede estar en el rango de 0,5 a 5,0 % en función del tipo de compuesto, el sistema suelo – cosecha y el régimen climático y de irrigación.

Tabla 34: Características de los principales grupos de pesticidas agrícolas (Foster e Hirata, 1991).

Grupo Químico	Adsorción		Afinidad con		Solubilidad (H ₂ O a 20-25 °C)	Persistencia en el Suelo (vida media/días)	Movilidad
	Materia Orgánica	Arcillas	Materia Orgánica	Arcillas			
Iónicos							
Catiónicos	+ (d)	+ (de)	Fuerte	Muy Fuerte	Alta	4000-5000	1
Ácidos	+	-	Débil	Muy Débil	Alta a mayor pH	10 – 140	5
Básicos	+ (cdef)	+ (de)	Débil	Media	Alta a bajo pH	25 – 400	3
No Iónicos							
Hidrocarburos clorinados	+ (bd)	+	Muy Fuerte	Débil	Baja	460 – 1650	1
Organofosfatos	+ (bd)	+ (c)	Muy Fuerte	Media	Moderada	1 – 60	1
Anilinas perdurables	+ (bd)	+	Fuerte	Débil	Baja	45 – 180	1
Feniluros	+ (bd)	+ (cf)	Media	Débil	Baja a media	120 – 400	3
Carbamatos	+ (bd)	-(c)	Media	Débil	Moderada	10 – 70	3
Amidas	+ (bd)	-	Débil	Muy Débil	Moderada	30 – 70	3
Tiocarbonatos	+ (bd)	+	Fuerte	Media	Moderada	30 – 220	2
Fenilamidas	+ (bd)	-	Fuerte	Débil	Moderada	300 – 400	2
Benzonitrilos	+ (bd)	+	Fuerte	Media	Moderada	60 – 180	2

Nota: b: afinidad hidrofóbica; c: afinidad hidrógena; d: transferencia de carga; e: intercambio de iones; f: intercambio de ligantes. 1: Inmóvil; 2: Poco Móvil; 3: Móvil; 4: Altamente Móvil; 5: Extremadamente Móvil.

6.6. Protección de acuíferos

A pesar de la importancia de los recursos de aguas subterráneas para abastecimiento de agua potable, existe poca o ninguna preocupación acerca de su protección. En consecuencia, han comenzado a aparecer problemas serios en varias áreas. En algunas zonas la necesidad de fuentes adicionales de agua es tan agobiante que quizás se puede entender que la protección de acuíferos se pase por alto o se vea como una consideración menor. El primer paso hacia la protección del agua subterránea es tomar conciencia de la escala y seriedad del problema. En áreas urbanas vulnerables, normalmente se dará la máxima prioridad a las medidas de control o acciones correctivas que incluyen:

- ❖ Evitar actividades de descarga de sustancias químicas tóxicas peligrosas y desechos de almacenes en general.
- ❖ Ejercer control más estricto sobre la operación de las industrias existentes que involucran compuestos tóxicos, especialmente donde descarguen grandes volúmenes de efluentes líquidos al suelo o a ríos influentes.
- ❖ Restringir la instalación y controlar la operación de rellenos sanitarios para desechos sólidos.
- ❖ Instalar un sistema eficiente de alcantarillado si la disposición in-situ al suelo constituye un riesgo inaceptable para la calidad del agua subterránea y de la salud humana.

Tales acciones necesitan una base institucional y adicionalmente pedir apoyo legal. Las autoridades nacionales deben considerar los siguientes pasos:

1. Establecer políticas nacionales y/o regionales de control de contaminación de aguas subterráneas, para aliviar los problemas existentes y para prevenir la contaminación en áreas que aún no están afectadas.
2. Revisar la legislación existente a fin de decidir si es adecuada para este propósito y revisarla si fuera necesario.
3. Reforzar las provisiones legales.

El área de protección más amplia que se puede definir para un pozo o manantial es la de captación y recarga. Esta es el área dentro del cual toda recarga del acuífero, ya sea proveniente de precipitación o infiltración de agua superficial, será captada. Es por ello que, para eliminar completamente el riesgo de contaminación, toda actividad potencialmente contaminadora tendrá que ser prohibida o controlada en el ámbito requerido dentro de toda la zona de captación. Esto será frecuentemente insostenible debido a presiones socioeconómicas, entonces se requerirá efectuar alguna subdivisión de la zona de captación para aplicar restricciones más severas en aquellas áreas cercanas al pozo o manantial.

Las zonas de protección se delimitan teniendo en cuenta las condiciones hidrogeológicas del ambiente y en especial, la extensión de la zona de recarga de las captaciones a proteger.

❖ Zona de Protección I

Debe rodear a la captación por los lados por lo menos con un radio de 10 metros. Normalmente la construcción de un alambrado perimetral, con acceso restringido es suficiente.

❖ Zona de Protección II:

Depende principalmente de la "línea de los 50 días". Aguas arriba de la captación debe haber, por lo menos, 100 metros. Como regla, esta zona de protección no necesita ser tan grande hacia todos los lados y aguas abajo del pozo como la zona de anterior. En el caso de que los datos hidrogeológicos sean insuficientes o exista una fuerte fluctuación del caudal de descarga, esta zona debe ser mayor (como medida de seguridad).

❖ Zona de Protección III:

Generalmente debe extenderse hasta los límites de las zona de recarga de la captación.

Para definir las restricciones del uso de la tierra en las zonas de protección, se deben tener en cuenta las actividades agrícolas, ganaderas, forestales, industriales, mineras, de transporte (rutas, ferrocarriles, poliductos, etc.), urbanas, prospección y penetración del subsuelo, explotación del recurso por otros usuarios, etc. Pueden citarse algunas restricciones aplicadas al uso de la tierra para cada una de las zonas de protección:



Ilustración 29: Concepto y esquema de perímetros de protección.

Para la Zona de Protección I o inmediata: propiedad de la empresa que presta el servicio. Esta zona debe garantizar la protección directa sobre los alrededores inmediatos de las captaciones o manantiales contra la contaminación. Esta zona estará cerrada y controlada con prohibición de realizar cualquier actividad. Dentro de los límites de la zona de protección I son válidas todas las restricciones para las zonas III, II y tampoco están permitidas la entrada no autorizada, cualquier tipo de actividad agrícola, uso de fertilizantes y uso de abono orgánico.

Para la Zona de Protección II o próxima: se autoriza solo actividades no contaminantes, cierto tipos de almacenamientos y en general una circulación restringida al tránsito de personas y vehículos. Esta zona de protección debe garantizar la protección contra la polución causada por el establecimiento humano y sus actividades, particularmente aquellas que ponen en riesgo la calidad del agua por su cercanía a las captaciones o a manantiales. El límite de esta zona se extiende a un tiempo de transferencia de 50 días alrededor del área de captación. Dentro de los límites de la zona de protección II son válidas todas las restricciones para la zona III y tampoco está permitido la presencia de edificios para uso comercial o agrícola, establos, depósitos para materiales para la construcción, rutas, vías de ferrocarril y otras instalaciones para el tráfico, estacionamiento de vehículos, expendio de combustibles y otros servicios, talleres mecánicos, lugares para acampar, predios deportivos, cementerios, extracción de áridos, actividad minera si causa destrucción de capas protectoras y subsidencia de suelos, explosiones, apertura y uso inapropiado de fertilizantes minerales, transporte de sustancias radiactivas y residuales, etc.

Para la Zona de Protección III o lejana: se establecen restricciones de uso del terreno en relación a la instalación de establecimientos industriales o urbanizaciones o a determinadas actividades agrícolas, y a la existencia de vías de comunicación. Esta zona debe garantizar la protección contra peligros serios especialmente los causados por sustancias químicas no degradables o altamente degradables y contaminantes radiactivos. Tampoco está permitido: filtrado de aguas residuales, incluyendo aguas de

alcantarillado de rutas, caminos y lugares pavimentados; filtración de sustancias radiactivas, refinerías, plantas metalíferas, plantas químicas, etc. si no tratan y remueven estas sustancias cuidadosamente; plantas nucleares, almacenamiento y disposición de sustancias radiactivas o peligrosas, cañerías de conducción muy largas para transportar sustancias peligrosas para la calidad del agua, ubicación de vertederos, depósitos de basura, cementerios de autos y chatarras, plantas de tratamiento de efluentes, etc.

La contaminación de las aguas subterráneas ocurre cuando los contaminantes se infiltran hasta el sistema acuífero. Frecuentemente esto ocurre como consecuencia de la descarga descontrolada al suelo de efluentes. Los perfiles del suelo tienen capacidad de atenuar muchos, pero no todos, los contaminantes del agua. Los procesos involucrados en ésta atenuación continúan, pero en menor grado a mayor profundidad en la zona no saturada y en la zona saturada del acuífero. En ésta última, la dispersión hidrodinámica que acompaña al flujo de las aguas subterráneas ocasionará también la dilución de contaminantes persistentes y móviles.

Sin embargo, no todos los perfiles de suelo y los acuíferos subyacentes son igualmente efectivos en la reducción de los contaminantes. Además el grado de atenuación variará considerablemente con el tipo de contaminante y el proceso de contaminación en cualquier situación dada. La actividad humana sobre el suelo modifica también los mecanismos de infiltración e introduce otros nuevos, cambiando la tasa, la frecuencia y la calidad de la recarga de los acuíferos, especialmente en climas más áridos. Comprender éstos mecanismos y diagnosticar tales cambios son críticos en la evaluación del riesgo de contaminación de las aguas subterráneas y en la implementación de medidas para el control de la contaminación.

La migración del agua y el transporte de contaminantes desde el suelo hasta las aguas subterráneas tiende a ser un proceso lento en la mayoría de los acuíferos. Esto significa que puede tomar muchos años, incluso décadas, antes que el impacto de un episodio de contaminación por un contaminante persistente sea identificado en los suministros de aguas obtenidos desde el acuífero. Durante éste período puede haber ocurrido un daño irreversible del acuífero.

Las propiedades de los acuíferos (especialmente la porosidad efectiva y el espesor efectivo, y a veces la transmisividad), ejercen un control dominante sobre la dimensión de las áreas de protección definida por el tiempo de flujo horizontal. La sensibilidad a la variación de estos parámetros será inmediatamente evidente, por esto, será esencial emplear valores reales. La estimación de valores para la porosidad y el espesor puede presentar problemas significativos en el caso de acuíferos fisurados (porosidad secundaria) y en acuíferos multicapa, respectivamente. Los peligros de sobre-estimar éstos parámetros también serán aparentes. Deberá ser considerado los casos más desfavorables.

Otra complicación práctica con las áreas especiales de protección es que ellas interactúan, cambian de posición y tienen formas complejas si varios pozos existen próximos unos a otros. Por la tanto, éstas áreas son las apropiadas para acuíferos con regímenes de explotación estable. En el caso de acuíferos sometidos a explotación intensiva, sería más práctico unir áreas individuales en un área más grande y general de protección. Sin embargo, si una proporción significativa de explotación, es para uso no potable (como por ejemplo riego), se presenta una complicación adicional.

6.7. Métodos especiales

1. Contaminación del agua subterránea por petróleo y sus derivados

La forma que toma el penacho contaminante, ya sea por vertidos o fugas, de petróleo y sus derivados a medida que infiltra depende de la permeabilidad. A mayor permeabilidad es menor su dispersividad, dependiendo a su vez si la permeabilidad es variable o no. La máxima profundidad de penetración se la puede evaluar utilizando la siguiente fórmula:

$$D = \frac{1000 \cdot V}{A \cdot R \cdot K'}$$

D = Profundidad (m)

V = volumen (m³)

A = área (m²)

K' = factor de corrección según viscosidad

K' = 0.5 gasolina

K' = 1.0 kerosene – gasoil

K' = 2.0 fuel – Oil (ligero)

R = capacidad de retención del terreno (l/m³)

Tabla 35: Valores de capacidad de retención del terreno en función del tipo de suelo.

R (l/m ³)	Suelo
5	grava gruesa
8	grava, arena gruesa
15	arena gruesa media
25	arena media fina
40	arena fina

Con esta ecuación se puede determinar si el penacho contaminante llega o no al nivel freático. Si es así, la máxima extensión del petróleo sobre la superficie freática se la puede evaluar según la siguiente fórmula:

$$D = \frac{1000 (V - A) \cdot R \cdot d \cdot K'}{F}$$

d = profundidad del nivel freático (m)

F = contenido de petróleo en la franja capilar (l/m²)

Tabla 36: Valores de contenido de petróleo en la franja capilar en función del tipo de suelo.

R (l/m ³)	Suelo
5	grava gruesa
8	grava, arena gruesa
12	arena gruesa media
20	arena media fina
40	arena fina

Para calcular el tiempo de recorrido en la zona no saturada se utiliza la siguiente fórmula:

$$T = \frac{B \cdot mr}{R}$$

B = espesor de la zona no saturada

R = recarga anual

mr = porosidad

Para calcular el tiempo de recorrido en la zona saturada se utiliza la siguiente fórmula:

$$T = \frac{d \cdot m}{K \cdot i}$$

d = distancia vertido – perforación

m = porosidad

i = gradiente hidráulico

K = constante en función de la litología (Arenas limpias de sedimentación fluvial K = 80 m/día; Arenas de médano de sedimentación eólica K = 20 m/día).

2. Calidad de aguas superficiales continentales – Metodología ISQA (Índice Simplificado de Calidad)

Tal y como pone de relieve el ciclo hidrológico, los ríos nacen en las vertientes de las montañas donde el agua es casi pura. En su discurrir por los valles y llanuras hasta el mar va aumentando su nivel de mineralización y, simultáneamente, se producen transportes de materiales, especialmente durante los períodos de crecidas. A este comportamiento genérico deben sumarse los efectos derivados directa e indirectamente de la actividad humana.

Para controlar la calidad de las aguas y también para conocer el comportamiento de los ríos, además de los hidrogramas anteriormente citados, se han desarrollado los índices de calidad y polución basados inicialmente en los parámetros fisicoquímicos. Posteriormente han sido ampliamente complementados con el desarrollo de los denominados índices biológicos, aplicando parámetros de esta naturaleza. Mientras que sólo existen algunas decenas de índices fisicoquímicos, los biológicos ya se cuentan por centenares y siguen creciendo ininterrumpidamente.

Los parámetros que integran los índices han de ser sensibles y representativos de la calidad del agua desde la perspectiva concreta que se desea observar. Además, su analítica debe estar perfectamente normalizada, y en lo posible ser rápida y de bajo coste.

Se han establecido históricamente varios índices o ecuaciones basadas en parámetros fisicoquímicos referidos a diversas aplicaciones del agua. Son muy conocidos el de Stabler para riego (1927), o el de Tillmans (1931) y Claude Schmitt (1955), ambos sobre el equilibrio del dióxido de carbono. No obstante, hay que esperar hasta la década de 1960 para el desarrollo, en los Estados Unidos, de los modernos índices fisicoquímicos de calidad. Cuando fueron introducidos en España, algunos científicos propusieron diversos índices: J. Sánchez Crespo (1969), G. Martínez de Basarán (1975) y R. Queralt (1979).

Como se describió anteriormente, a efectos del control de la calidad de las aguas y visto el gran número de compuestos y características que conforman dicha calidad se ha intentado simplificar y buscar unos índices que englobando unas pocas características fáciles de determinar o analizar permiten dar una idea general y rápida de la calidad del agua. Existe una amplia gama de índices de calidad que consisten en una fórmula que da un resultado numérico según el valor de determinados parámetros analíticos y una escala de ponderación.

El ISQA (Índice simplificado de Calidad) se utiliza en Cataluña para el control de calidad del agua de los ríos:

$$ISQA = T (A + B + C + D)$$

A: Contenido orgánico (Oxidabilidad al Permanganato o DQO – Mn). Rango 0 – 30

B: Representa la materia en suspensión. Rango 0 – 25

C: Corresponde al Oxígeno disuelto en el agua. Rango 0 – 25

D: Indica la conductividad eléctrica. Rango 0 – 20

T: Incluye la temperatura como factor de todos los sumandos. Rango 1 – 0,8

Cada uno de los valores correspondientes se toma de los gráficos adjuntados.

Con este índice se clasifica la calidad del agua en tramos de ríos y se determinan las zonas donde hay que hacer actuaciones de corrección de calidad y se orienta sobre los posibles usos del agua.

- a. Temperatura: Se determina directamente donde se produce la toma de muestras y se mide en grados centígrados (°C). El rango numérico resultante, tal y como puede apreciarse en la figura varía únicamente entre 0,8 y 1. Debe tenerse en cuenta que este componente es un factor limitante en la fórmula de aplicación posterior hecho que le da una especial relevancia:
- b. Contenido orgánico: Se mide la oxidabilidad, expresada en mg O₂/l. Es decir, la concentración global orgánica insoluble y soluble, tanto si es natural o artificial, biodegradable o resistente. El oxidante utilizado es el permanganato potásico (KMnO₄) en condiciones ácidas y a ebullición. En este caso, la escala varía entre 0 y 30. Si se realizase otra determinación análoga, como la DQO o el TOC, debería establecerse un coeficiente de correlación.
- c. Materias en suspensión: Determina la cantidad de sólidos insolubles: orgánicos o inorgánicos, naturales o artificiales. Vienen expresados en mg/l. Es un parámetro que tiene mucha influencia en la fotosíntesis. Su valor varía entre 0 y 25.
- d. Oxígeno disuelto: Su concentración (expresada en mg O₂/l) está muy relacionada con el contenido de materia orgánica, especialmente con el contenido de materia orgánica biodegradable. También está relacionado, pero en menor grado, con el contenido de nutrientes. La escala de valores varía entre 0 y 25.
- e. Conductividad: Mide la conductividad eléctrica del agua a 20 °C (medido en tS/cm). La conductividad está relacionada con la concentración de sales inorgánicas, principalmente cloruros y sulfatos. La escala varía entre 0 y 20.

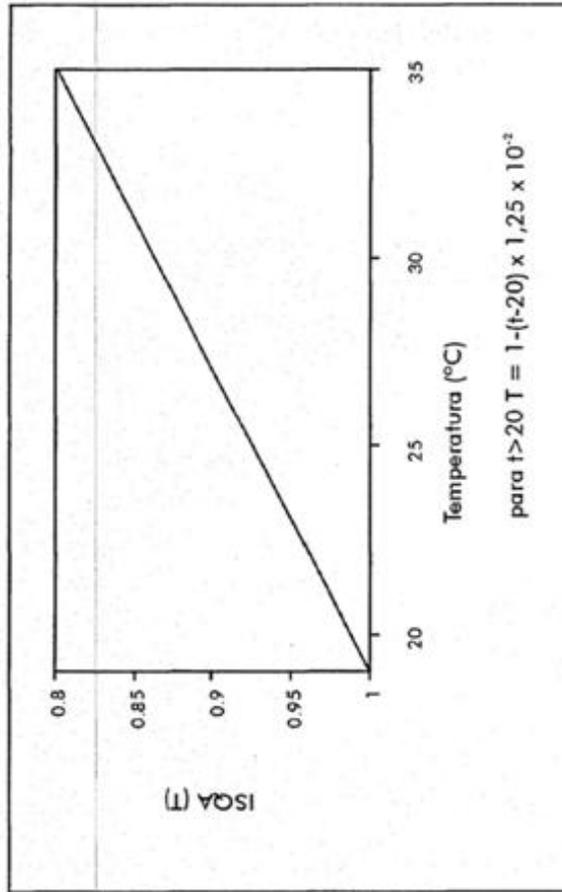


Gráfico 18: Variación del ISQA con la temperatura.

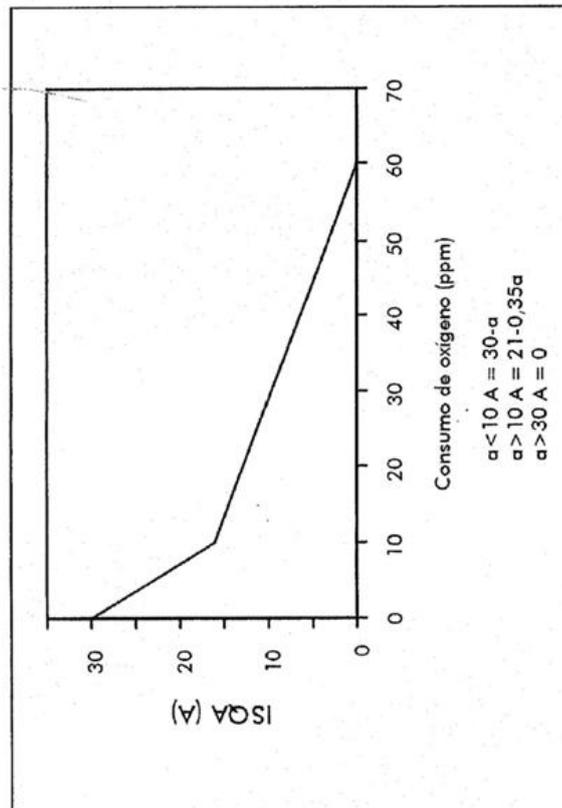


Gráfico 19: Variación del ISQA con el consumo de oxígeno.

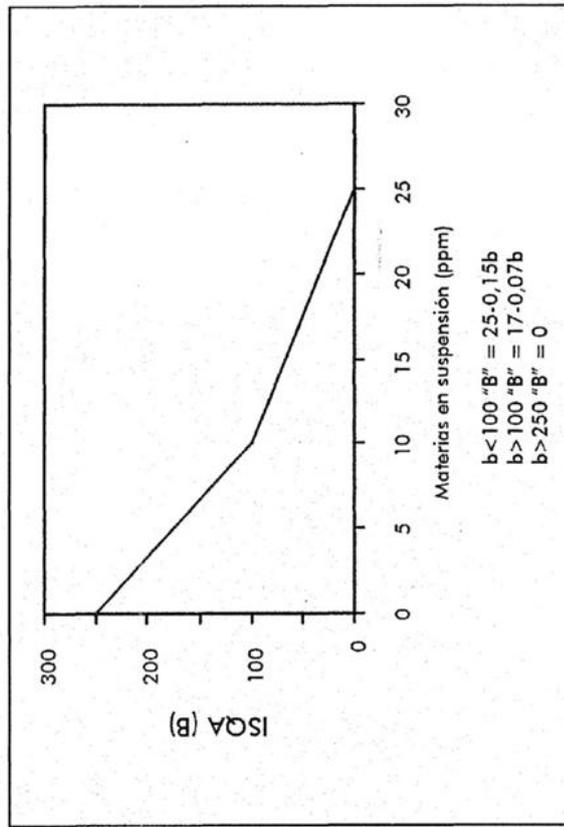


Gráfico 20: Variación del ISQA con la materia en suspensión.

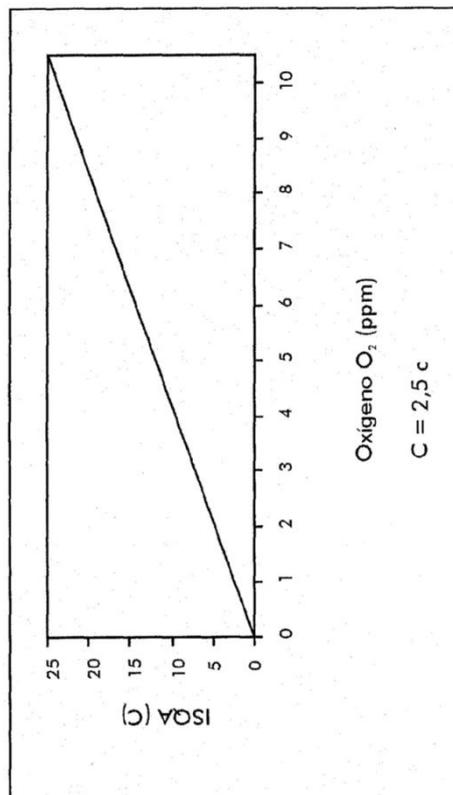


Gráfico 21: Variación del ISQA con el oxígeno disuelto.

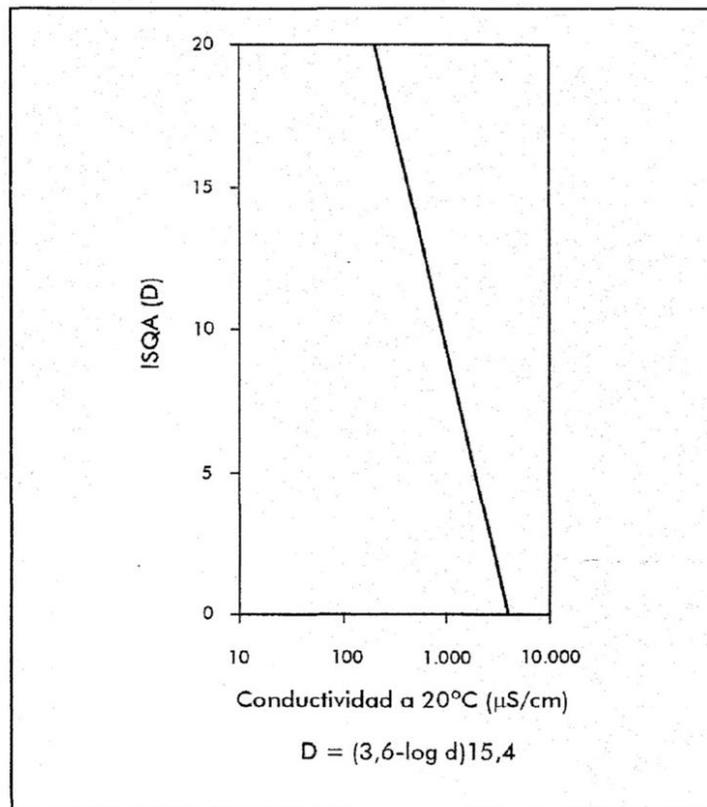


Gráfico 22: Variación del ISQA con la conductividad.

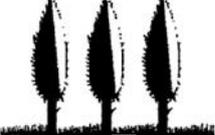
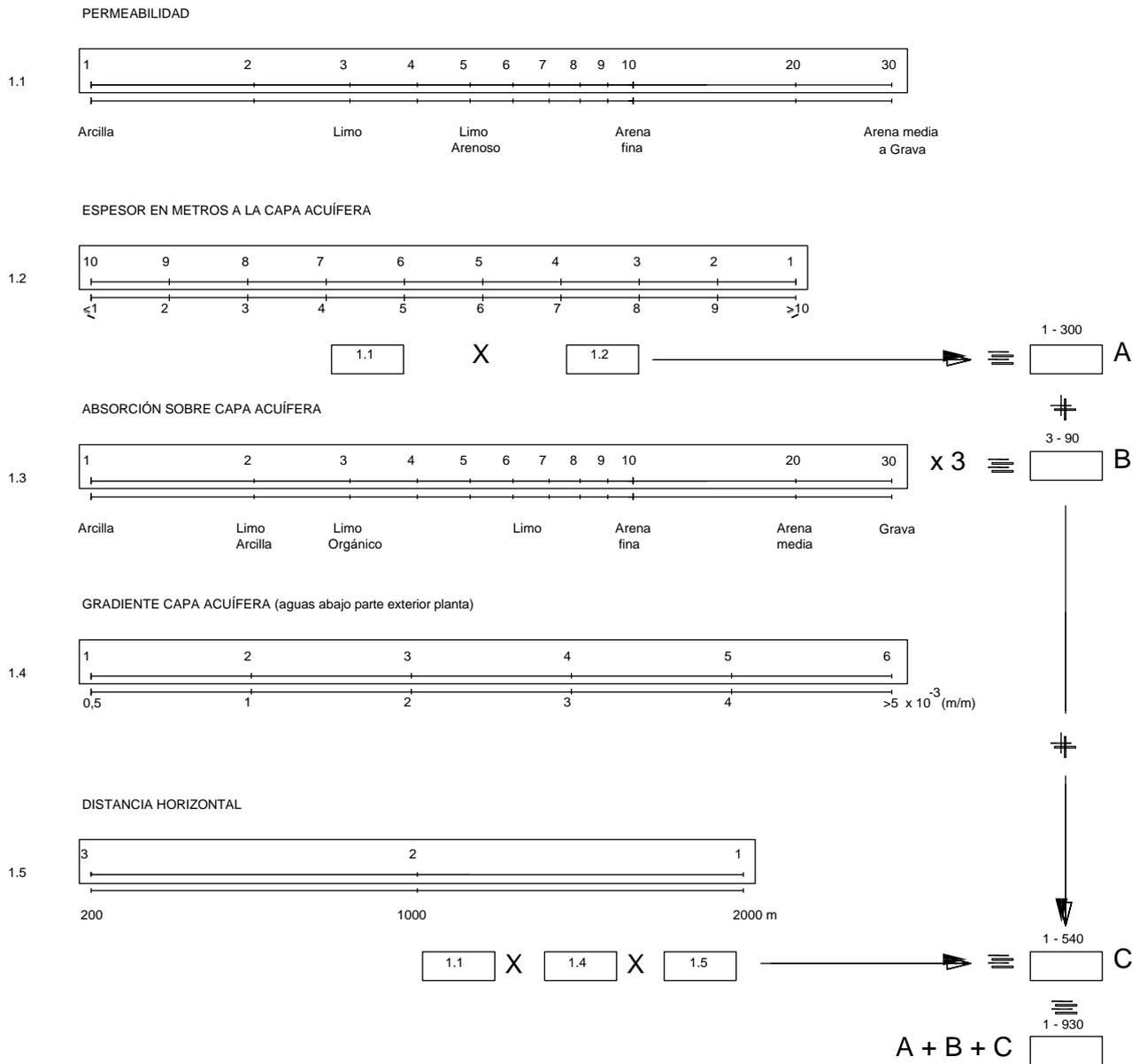
ISQA	ANIMAL CARACTERÍSTICO	ACTIVIDAD CARACTERÍSTICA	PROPIEDADES DEL AGUA	COLOR CLAVE
100-85	Trucha 	Abastecimiento 	Aguas de montaña. Son limpias, frescas, de bajo contenido orgánico y mineral; generalmente cerca de montes con nieve en invierno.	Azul
85-75	Barbo 	Natación 	Aguas claras. Esencialmente son todavía limpias y fácilmente potabilizables.	Verde
75-60	Bagra 	Pesca 	Aguas turbias. Tienen un contenido orgánico y mineral significativo. Para su potabilización necesitan un tratamiento fisicoquímico adecuado.	Verde
60-45	Carpa 	Náutica 	Aguas sucias. Opacas, con coloraciones y espumas. Para su potabilización necesitan tratamientos enérgicos, con tecnología avanzada. Presentan problemas de gustos y olores desagradables. Es probable la muerte de peces en períodos de estiaje o por vertidos determinados.	Naranja
45-30	Anguila 	Riego por inundación 	Aguas deterioradas. Desaconsejables para consumo humano. Pueden usarse en agricultura de foma vigilada. Tienen poco oxígeno disuelto. En el fondo se producen fermentaciones anaerobias.	Rojo
30-15	Rana 	Riego de árboles 	Aguas residuales diluidas. Fermentaciones anaerobias generalizadas, con olores desagradables y coloraciones intensas. Riesgo de contaminar las aguas subterráneas si se usan para riego.	Negro
15-0	Rata 	Peligro generalizado 	Aguas residuales. La situación global del río es desastrosa. Las aguas subterráneas próximas están degradadas. El sistema no es recuperable a corto plazo.	Negro

Gráfico 23: Clasificación de la calidad de las aguas y sus usos orientativos (Según la relación ISQA/IAQA).

FICHA REGISTRO - AGUA SUBTERRÁNEA



PUNTAJE TOTAL	POSIBILIDAD DE POLUCIÓN DE AGUA SUBTERRÁNEA
> 700	INMINENTE
190 - 700	PROBABLE O POSIBLE
50 - 190	POSIBLE AUNQUE NO PROBABLE
< 50	IMPOSIBLE

Gráfico 24: Riesgo de Contaminación.

7. BIBLIOGRAFÍA

Appelo, C. y Postma, D. 1993. Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema, 536 pp.

Amstrong, D.E; Conrad, J.G. 1974. Non biological degradation of pesticides. En: W. D. Guenzi (Edit.) Pesticides in soil and water. Soil sci. soc. Am. Inc. Pub. Madison.

Balke, K. D. 1994. Well Construction and Water Catchment. International Advanced Studies Course. Hydrogeology and Engineering of Tropical and Subtropical Regions. Institut fur Geologie und Palaontologie, Tübingen, Germany.

Balke, K. D. 1995. Hidrogeología de Regiones Tropicales y Subtropicales. Tomo I. International Advanced Studies Course. Hydrogeology and Engineering of Tropical and Subtropical Regions. Institut fur Geologie und Palaontologie, Tübingen, Germany. Cátedra de Hidrogeología. Universidad Nacional de Salta, Argentina.

Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. Elsevier, 764 pp.

Boulding, J.R. 1995. Practical handbook of soil, vadose zone and groundwater contamination: assessment, prevention and remediation. CRC. Press. Lewis Publishers. 948 pp.

Boulton, N. S. 1954. The drawdown of the water – table under nonsteady conditions near a pumped well in unconfined formation. Proceedings of the Institution of Civil Engineers (part III), pp 564-579.

Caballero, J, 1996. Movilidad del herbicida glifosato a través de la zona no saturada. Tesis de Master. UPC. 230 pp.

Candela, L., Varela, M, 1993. La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. Teoría medición y modelos. CIMNE, 322 pp.

Campbell, G., 1974. A simple method for determining unsaturated hydraulic conductivity from moisture retention data. Soil Science, 117: 311-314.

Chapelle, F.H, 1992. Ground-water microbiology and geochemistry. John Wiley. 423 pp.

Castany, G. 1975. Prospección y Exploración de las Aguas Subterráneas. Ediciones Omega, S.A. Barcelona.

Cooper H. H and C. E. Jacob. 1946. A Generalized Graphical Method for Evaluation Formation Constants and Summarizing Well Field History. Transactions, American Geophysical Union, 27: 526-34.

Custodio, E y M.R Llamas. 1996. Hidrología Subterránea. Tomos I y II. Segunda Edición Corregida. Editorial Omega. España.

Dalton, F.N.; Herkelrath, W.N; Rawlings, D.S. y Rhoades, J.D, 1984. Time-domain reflectometry: simultaneous measurements of soil water content and electrical conductivity in a single probe. Science, 224: 989-990.

Davis, S y R. De Wiest. 1971. Hidrogeología. Ediciones Ariel. Barcelona, España.

Dean, T.J; Bell, J.P; Baty, A.J.B. 1987. Soil moisture measurements by an improved capacitance technique. Part 1. Sensor, design and performance. *Journ of Hydrol.*, 93: 67-78.

EPRI, 1985. A review of field-scale physical solute transport processes in saturated and unsaturated porous media. EA -4190 Research Project 2485-5. Tennessee Valley authority.

Fetter, C.W. 1988. *Applied Hydrogeology*. Second Edition. Macmillan.

Freeze, R.A. y J.A. Cherry (1979). *Groundwater*. Prentice Hall. 604 pp.

García, R. F., 2010. *Apuntes teóricos Hidrogeología*. Escuela de Geología. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta.

García Maurizzio, R. F., 2013. *Geología de los Recursos Hídricos*. 1° Edición. Asociación Civil Grupo Argentino de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (AIH-GA). 450 pág. ISBN 978-987-27407-2-6.

García, R. F y V. Rocha Fasola. 2013. *Trabajos Prácticos Hidrogeología y Geología de los Recursos Hídricos*. Escuela de Geología. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta.

Gustafson, D.I., 1989. Groundwater Ubiquity Score: A simple method for assessing pesticide leachability. *Environ. Sci. Technol.* 8: 339-357.

Hantush, M.S and C.E Jacob. 1955. Non – steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Trans Am. Geophysical Union*, pp 95-100.

Helferich, F, 1962. *Ion Exchange*. Mc Graw-Hill. 345 pp.

Issar, A and R Passchier. 1990. *Hydrogeologica Privinces. Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*. International Association of Hydrogeologists. Hense Gmbh & Co KP. Hannover.

Jacob, C.E. 1947. Drawdown test to determine effective raduis of artesian Wells. *Transactions A.S.C.E.*, Vol 112, pp 1047-1070.

Jury, W.A; Focht, D; Farmer, W, 1987. Evaluation of pesticide groundwater pollution potential form standard indices of soil-chemical adsorption and biodegradation. *Journ. Env. Qual.*, 16(4): 422-428.

Kruseman y De Ridder. 1970. *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data*. Bulletin 11. International Institute for Land Reclamation an Improvement. Wageningen. The Netherlands.

Koorevaar, P; Menelik, G; Dirksen, C. 1994. *Elements of soil physics*. Developments in soil science 13. Elsevier. 230 pp.

Langmuir, D. 1997. *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice-Hall, 600 pp.

Lloyd, J.W y Heathcote, J.A. 1985. *Natural Inorganic Hydrochemistry in relation to groundwater*. Claredon Press, 296 pp.

Menico, P.A y Schwartz, F. W. 1998. *Physical and chemical hydrogeology*. Wiley, 502 pp. DREVER, J.I. (1997). *The geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, 3ª ed. 436 pp.

-
- Neuman, S. P. 1972. Theory of Flow in Unconfined Aquifers Considering Delayed Response of the Water Table. *Water Resources Research*, 8: 1031 – 45.
- Pérez Franco, D. 1994. El abatimiento de un pozo de extracción y sus elementos componentes. *Memorias XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. Santiago, Chile.
- Pérez Franco, D; J. de los Santos y C. Díaz Goano. 2000. Manual Para La Interpretación de los Ensayos de Bombeo y Programas de Cálculo. Instituto Politécnico José A. Echeverría. La Habana, Cuba. Programa Hidrológico Internacional. UNESCO.
- PIEB, 2000. Programa de Interpretación de Ensayos de Bombeo. Manual del Usuario. UNESCO.
- Pulido Carrillo, J. L. 1978. *Hidrogeología Práctica*. Editorial Urmo, SA. Bilbao. España.
- Rao, P.S.C; Hornsby, A; Jessup, R. 1985. Indices for ranking the potential for pesticide contamination of groundwater. *Soil Crop. Sci. Soc. Florida. Proc.*, 44: 1-8.
- Rorabaugh, M.I. 1953. Graphical and theoretical analysis of step drawdown tes of artesian well. *Proceedings A.S.C.E.* N° 362.
- Scow, K.M., 1982. Rate of biodegradation. En W.J. Lyman, W.F. Reeh y D.H. Rosenblatt (Edit). *Handbook of chemical property estimation methods*. McGraw-Hill Co. 9-1-9.85
- Shummugge, T.J; Jackson, T.J; Mckim, M.L. 1980. Survey of methods for soil moisture determination. *Water Rour. Res.* 16(6): 961-970.
- Theis, C.V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using Groundwater storage. *Trans Am. Geophysical Union*, pp 519-534.
- Thiem, G. 1906. *Hydrologische Methoden*. Leipzig: Gebhardt. P 56.
- Tóth, J. 1970. A Conceptual Model of the Groundwater Regime and the Hydrogeologic Environment. *Journal of Hydrology* 10: 164 – 176.
- Van Genuchten, M, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil. Sc. Soc. Am. Journal.* 44 (5) : 892-898.
- Vilela, C. R. 1970. *Hidrogeología*. Universidad Nacional de Tucumán. Fundación e Instituto Miguel Lillo. Opera Lilloana XVIII (Op. Lill). Tucumán. República Argentina.
- Walton W.C. 1970. *Groundwater Resources Evaluation*. Mc Graw – Hill, New York.
- Yaron, B; Gerstl, Z; Spencer, W.F. 1985. Behavior of herbicides in irrigated soils. En: *Advances in soil science*. Springer-Verlag. 3: 122-190.