

SISTEMA DE RECARGA ARTIFICIAL DE ACUÍFEROS
PARA LA ALDEA LAVARREDA EN LA ZONA 18

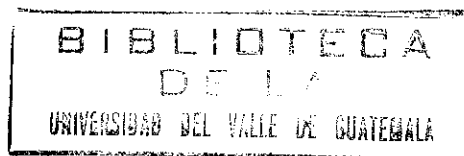
UNIVERSIDAD DEL VALLE DE GUATEMALA

Facultad de Ciencias y Humanidades

Departamento de Ingeniería Civil

SISTEMA DE RECARGA ARTIFICIAL DE ACUÍFEROS
PARA LA ALDEA LAVARREDA EN LA ZONA 18


FRANCISCO BENDFELDT




Guatemala

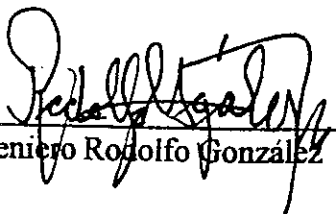
2000

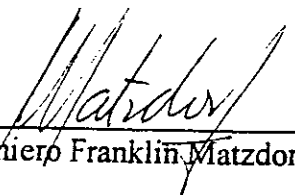
Vo. Bo.

(f) 
Ingeniero Rafael Girón
Asesor

Tribunal:

(f) 
Ingeniero Rafael Girón

(f) 
Ingeniero Rodolfo González

(f) 
Ingeniero Franklin Matzdorf

Guatemala, 16 de Octubre del 2000

EN MEMORIA DEL INGENIERO RAFAEL GIRON

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi familia en general; padres, hermanos y hermana; sin el apoyo de todos ustedes no estaría en donde estoy. A los maestros que he tenido tanto en el colegio como en la universidad, gracias por compartir sus conocimientos conmigo.

Finalmente a Ti Señor. Tu eres mi “Todo en Todo” y fuera de Ti nada tengo.

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1
II. OBJETIVOS	3
A. Objetivos generales	3
B. Objetivos específicos	3
III. TEORIA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS	4
A. Conceptos clave de la hidrogeología	4
1. Ciclo Hidrológico	4
2. Agua subterránea	4
3. Zona no saturada	5
4. Zona saturada	5
5. Franja capilar	5
6. Acuífero	6
7. Área o zona de recarga	10
8. Permeabilidad	11
9. Poros	11
10. Porosidad	11
11. Agua superficial	11
B. Origen de las aguas subterráneas	12

1. Infiltración del agua marina	13
2. Condensación del agua marina	13
3. Condensación del vapor de agua en el aire	14
4. Teoría de la infiltración de las precipitaciones	14
C. Aparición y movimiento de las aguas subterráneas	15
1. Ciclo hidrológico	15
2. Distribución del subsuelo	16
3. Fuerzas que actúan sobre el agua subterránea	16
4. Tipos principales de materiales en un acuífero	18
5. Movimiento del agua subterránea	22
6. Porosidad y producción específica	22
7. La ley de Darcy y la conductividad hidráulica	24
8. Flujo y transmisividad	27
9. Homogeneidad e isotropía	28
10. Flujo en un medio estratificado	29
11. Almacenamiento en acuíferos	31
12. Ecuaciones generales de flujo	34
13. Difusividad de acuíferos	37
IV. RECARGA DE ACUÍFEROS	39
A. Recarga natural de acuíferos	39
1. Infiltración directa de las precipitaciones	39

2. Infiltración de las corrientes superficiales	41
3. Condiciones determinantes de la recarga	43
B. Recarga artificial de acuíferos	47
1. Recarga por extensión de agua sobre el terreno	49
2. Recarga por medio de pozos	57
C. Antecedentes sobre proyectos de recarga artificial	63
V. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	70
A. Balance hídrico de la zona	72
B. Acuíferos de la zona	73
1. Acuífero del relleno volcánico	74
2. Acuífero de sedimentos fluviales y lavas	74
3. Acuífero de calizas	75
C. Profundidad de los niveles freáticos	76
D. Fluctuación de niveles freáticos de la cuenca	77
E. Parámetros hidrogeológicos: Transmisividad, Coeficiente de almacenamiento y Caudal específico	78
VI. DISEÑO	81
A. Selección del método de recarga	81
B. Consideraciones del diseño	82
1. Déficit de agua a suplir por los pozos de recarga	82
2. Ubicación de los sistemas de recarga	82

3.	Tanque de sedimentación	86
C.	Diseño de los pozos de recarga	87
1.	Diseño del perfil del pozo	87
2.	Capacidad de recarga de los pozos	88
3.	Ubicación del sistema	89
4.	Determinación del caudal disponible de la precipitación	90
5.	Elementos adicionales en el sistema	92
VII.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	96
A.	Conclusiones	96
B.	Recomendaciones	97
VIII.	BIBLIOGRAFÍA	98
	APENDICES	
A.	Mapa de ubicación de la zona de estudio, ubicación de pozos de EMPAGUA, radios de influencia de pozos de EMPAGUA y dirección del flujo de aguas subterráneas	102
B.	Isolíneas de profundidad de niveles freáticos	103
C.	Ubicación de sistema de recarga artificial, área de influencia de precipitaciones, isoyetas de precipitación	104
D.	Diagrama de flujo para solucionar problemas: velocidades de inyección iniciales bajas	105

E. Diagrama de flujo para solucionar problemas: velocidades de inyección que declinan con el tiempo	108
F. Diagrama de flujo para solucionar problemas: inyección que altera la dirección del flujo	110
G. Diagrama de flujo para solucionar problemas: atascamiento / inundación	111
H. Problemas del sistema y posibles causas	113
I. Solución de problemas en sistema de inyección	114
J. Consideraciones para diseño del sistema	116

LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
3.1 Rangos de porosidad para materiales sedimentarios	23
3.2 Rangos de permeabilidad intrínseca y conductividad hidráulica para sedimentos no consolidados	26
4.1 Distribución del agua llovida en distintos terrenos	46
4.2 Normas suecas para estanques de infiltración	52
5.1 Pozos de explotación propuestos por EMPAGUA	71
5.2 Resumen del balance hídrico	72
5.3 Valores de la ecuación del balance hidrológico en $Mm^3/año$	73
5.4 Resumen de los descensos / año de los pozos de la cuenca del Río Los Vados	77
5.5 Transmisividades de los acuíferos en la cuenca	79
5.6 Caudales específicos para los acuíferos de la cuenca	80
6.1 Radios de influencia de los pozos de EMPAGUA (Proyecto Emergencia)	85
6.2 Normas para garantizar una sedimentación eficiente	87
6.3 Caudales de recarga para pozos de recarga con diferentes radios de influencia	88

6.4	Ubicación del pozo de recarga	90
6.5	Factores de precipitación, infiltración y evapotranspiración	90
6.6	Capacidad de tuberías de concreto comerciales	93

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
3.1 Ciclo Hidrológico del agua	5
3.2 Distribución del subsuelo	6
3.3 Tipos de acuífero	7
3.4 Superficie potenciométrica	10
3.5 Área de recarga	10
3.6 Poros	11
3.7 Porosidad	12
3.8 Muestra de la ecuación dentro de un pozo	18
3.9 Relación de producción específica y porosidad total	24
3.10 Transmisividad	28
3.11 Heterogeneidad e isotropía	29
3.12 Medio poroso de tres estratos	31
3.13 Elemento de volumen	34
4.1 Tipos de corrientes superficiales	42
4.2 Estanques de infiltración	50
4.3 Curva de velocidad contra tiempo para estanques de infiltración	51

4.4	Incremento de nivel freático en estanques de infiltración	52
4.5	Surcos de infiltración	54
4.6	Modificación de corrientes	55
4.7	Zonas inundadas	57
4.8	Pozos horizontales Ranney	60
4.9	Pozos verticales	61
4.10	Captación superficial para recarga por medio de pozos verticales	63
6.1	Perfil de los pozos de EMPAGUA	84
6.2	Perfil del pozo de recarga artificial	87
6.3	Tanque de sedimentación	95

I. INTRODUCCION

El agua es el elemento básico de todos los tipos de vida. Históricamente, el hombre ha aceptado el agua que encontraba a su alrededor como un don del cielo, una especie de derecho adquirido, un producto que podía despilfarrar o ahorrar según lo exigieran las circunstancias. Al confiar en una cantidad inagotable procedente de los grandes ríos y de los océanos, el hombre ha despilfarrado el agua y la ha contaminado produciendo una escasez alarmante y universal de ésta en medio de la abundancia.

Aunque es un hecho de la naturaleza que el agua cubre casi tres cuartas partes de la superficie de la tierra, es también una verdad irónica que rara vez puede encontrarse donde se necesita, cuando se necesita y en las cantidades que se requieren. Esto se debe a que de los aproximadamente 1,392 millones de km³ de agua que hay en la tierra, solamente el 0.036 por ciento está constituido por agua dulce aprovechable.

Debido a la gran necesidad del agua, el hombre ha recurrido al agua subterránea para su subsistencia, explotándola por medio de afloramientos y pozos, entre otros. La apertura de pozos para captar el agua del subsuelo es realmente una de las prácticas más antiguas del hombre, aunque el verdadero desarrollo de las técnicas científicas de explotación y captación ha tenido lugar recientemente.

El origen de las aguas subterráneas es uno de los problemas que más han preocupado al hombre desde los tiempos más remotos. La teoría de la infiltración, que supone que todas las aguas subterráneas provienen, ya sea de infiltración directa en el

terreno de las lluvias o nieves, o indirecta de ríos o lagos, no ha sido aceptada universalmente, sino desde tiempos relativamente recientes.

A medida que las ciudades se han modernizado, han reemplazado grandes extensiones de terreno, antes ocupadas por un suelo vegetal, por una capa impermeable de asfalto y concreto. Esto ha causado que la mayor parte del agua proveniente de la precipitación se escurra rápidamente por los sistemas de drenajes hacia los ríos, lagos u océanos sin dar lugar a que ésta se infiltre en el suelo, alterando drásticamente de esta manera el balance hidrológico. Si a esto sumamos otros factores como la falta de una buena planificación en proyectos de explotación de agua subterránea y el crecimiento demográfico desmedido, podremos fácilmente imaginar por qué los científicos han dado gran importancia a encontrar y mejorar métodos para recargar los acuíferos artificialmente.

Existen diversos métodos para recargar artificialmente el agua subterránea y algunos de estos han probado ser económicamente factibles y eficaces. Estos se dividen básicamente en dos categorías, recarga por extensión de agua sobre el terreno y recarga por pozos. Estos utilizan diferentes fuentes de agua para la recarga, tales como agua importada, agua de inundaciones, precipitación directa e inclusive aguas residuales municipales.

Es el propósito del presente estudio, presentar los diferentes métodos de recarga artificial de agua subterránea y proponer una alternativa viable que nos ayude a restablecer el balance hidrológico en la Aldea Lavarreda, zona 18, para evitar llegar a una crisis en la captación de aguas subterráneas en Guatemala.

II. OBJETIVOS

A. Objetivo General

Proponer un proyecto de recarga artificial de agua subterránea para La Aldea Lavarreda, zona 18, adecuado a su realidad física y socioeconómica y que se use como modelo para las diferentes municipalidades del país y así contribuir a la lucha contra la sobreexplotación de los acuíferos.

B. Objetivos Específicos

Diseñar un sistema de recarga artificial de acuíferos en la Aldea Lavarreda, zona 18 que:

- Ayude a suplir en parte el déficit de $1.77 \text{ Mm}^3/\text{año}$ que sufre el acuífero en esa zona, al utilizar el agua de las precipitaciones
- Que sea factible, hidrogeológica y económicamente,
- Que no utilice equipos eléctricos o mecánicos y
- Que sea fácil de mantener en funcionamiento.

III. Teoría de Aguas Subterráneas

Debido a la gran necesidad del agua, el hombre ha recurrido al agua subterránea para su subsistencia, explotándola por medio de afloramientos y pozos, entre otros. Se llaman aguas subterráneas a las existentes entre los espacios vacíos del suelo, bajo la superficie.

La hidrogeología es la ciencia que trata con el estudio de aguas subterráneas, con énfasis en la química y el movimiento del agua. A continuación revisaremos algunos conceptos claves para comprender mejor esta ciencia.

A. Conceptos claves de la hidrogeología

1. Ciclo Hidrológico. El proceso que recicla el agua es conocido como el ciclo hidrológico (ver figura 3.1). Este ciclo opera continuamente y recibe energía del sol. Sus mayores componentes son la evapotranspiración, la condensación, la precipitación, la infiltración, la precolación y la escorrentía.
2. Agua Subterránea. Es el agua que está debajo de la superficie terrestre. El ciclo hidrológico (ver figura 3.1) muestra que cuando la lluvia llega a la superficie, parte del agua se escurre por el terreno hacia ríos o lagos, parte se evapora hacia la atmósfera, otra es absorbida por plantas y parte se infiltra en la tierra.

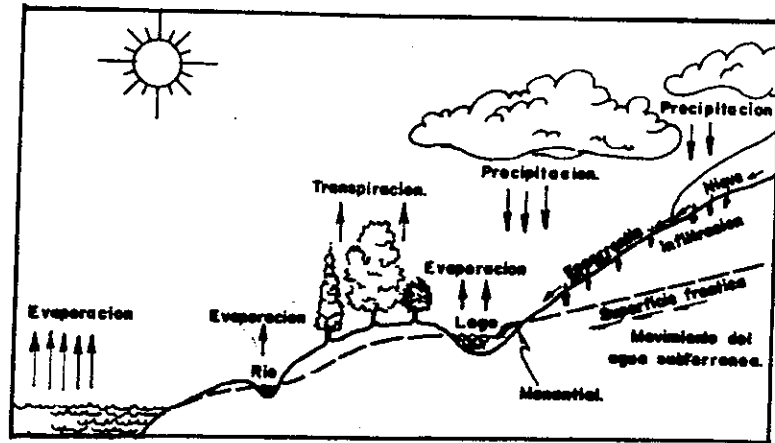


Figura 3.1
Ciclo hidrológico del agua

3. Zona no saturada. Es la inmediatamente debajo de la superficie terrestre.

Contiene agua y aire. La parte superior de esta zona es conocida como zona de aireación, y mantiene el crecimiento de plantas, y es atravesada por raíces vivas, agujeros dejados por raíces podridas y desechos de animales. Debajo se encuentra una zona intermedia seguida por una franja capilar (ver figura 3.2).

4. Zona saturada. El agua se mueve de la zona no saturada hacia la saturada,

donde todos los espacios entre partículas de roca están llenos de agua. Es dentro de esta zona que el término agua subterránea es aplicado correctamente.

5. Franja Capilar. Es el área de la zona saturada directamente superior al nivel freático, en el cual el agua asciende por capilaridad (ver figura 3.2).

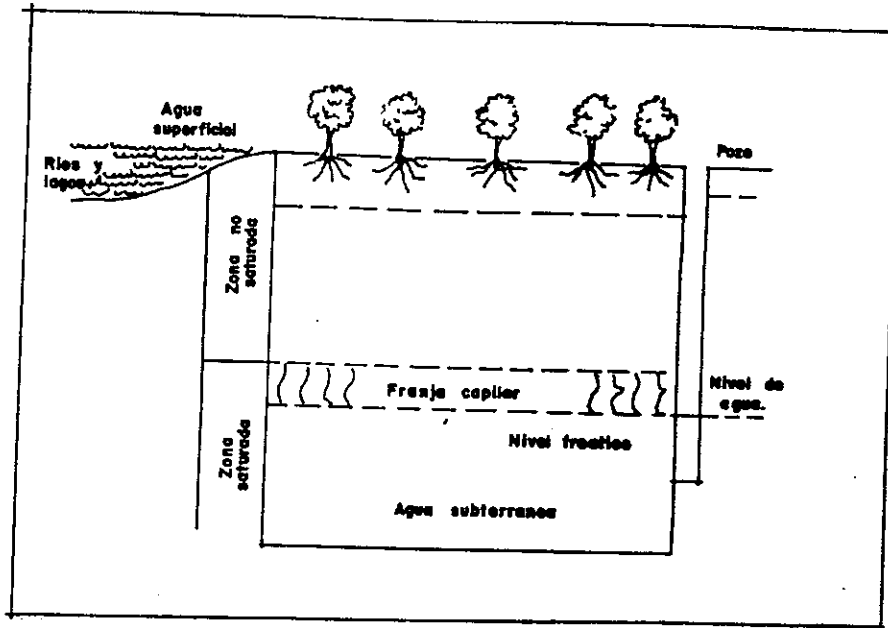


Figura 3.2
Distribución del Subsuelo

6. Acuífero. Término dado al estrato o estratos de suelo que pueden retener y ceder agua en cantidades aprovechables. Un acuífero puede ser visualizado como una gigantesca esponja subterránea que retiene agua, la cual bajo ciertas condiciones, permitirá que el agua se mueva dentro de ella. Dependiendo del tipo de acuífero, este puede contener tanto la zona saturada como la no saturada, o solamente la zona saturada.

Las rocas que componen los acuíferos pueden consistir, ya sea de depósitos no consolidados o rocas consolidadas. La mayoría de rocas consolidadas consisten de rocas y partículas de minerales de diferentes tamaños y formas que han sido fundidas en una sola masa por el calor o la presión. La mayoría de los materiales no consolidados consisten en material derivado de la desintegración de rocas sedimentarias.

Las propiedades físicas de los acuíferos (espesor, profundidad, etc.) y de sus materiales son importantes en la determinación de la velocidad de movimiento del

agua y de las rutas que ésta tomará al moverse a través del acuífero. Este conocimiento nos ayuda a decidir la mejor manera para extraer o inyectar agua a estos.

Existen diferentes tipos de acuíferos (ver figura 3.3) y están generalmente clasificados en cuatro categorías:

- Acuíferos no confinados
- Acuíferos confinados
- Acuíferos semi-confinados
- Acuíferos colgados

Aunque los acuíferos están generalmente clasificados en cualquiera de estas cuatro categorías, en la naturaleza, la mayoría del agua subterránea la encontramos en sistemas hidrogeológicos muy complejos.

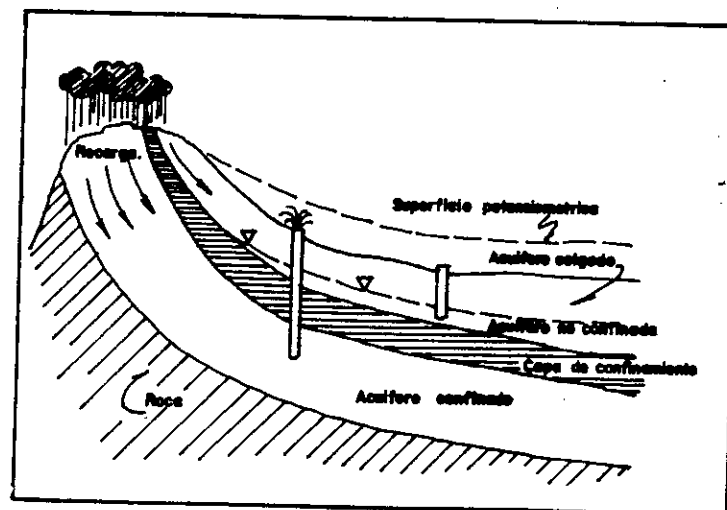


Figura 3.3
Tipos de Acuíferos

a. Acuíferos no confinados. En los acuíferos no confinados, el agua subterránea sólo llena parcialmente el acuífero, permitiendo que el nivel freático suba o baje libremente. El agua subterránea se encuentra a la presión atmosférica. El nivel freático en el acuífero se encontrará a la misma profundidad que el nivel de agua en un pozo que se construyera en dicho acuífero. Es importante notar que los acuíferos no confinados, especialmente aquellos que se encuentran demasiado cerca de la superficie, pueden ser vulnerables ante la contaminación causada por diferentes actividades en la superficie (ver figura 3.3).

b. Acuíferos confinados. Los acuíferos confinados también son conocidos como acuíferos artesanos. Un acuífero confinado es aquel que se encuentra retenido en medio de dos capas de suelo impermeable, también llamadas estratos de confinamiento. Estos estratos son compuestos de materiales impermeables, como la arcilla, que impiden que el agua se mueva hacia o fuera del acuífero. Debido a estos estratos de confinamiento, el agua en estos acuíferos se encuentra bajo presiones altas. Debido a ello, el nivel de agua en un pozo subirá a un nivel mayor al nivel en el acuífero. El nivel de agua en un pozo como estos, se conoce como superficie potenciométrica o superficie de presión (ver figura 3.4).

Aun en un acuífero confinado, el agua busca su propio nivel. Los estratos geológicos no son perfectamente horizontales. En algún punto el estrato litológico que delimita el acuífero es expuesto a la superficie. Esta es el área de recarga del acuífero, concepto que será tratado a continuación, y puede estar localizado a kilómetros de

distancia de donde se pretende construir un pozo. El acuífero confinado de hecho se encuentra no confinado en el área de recarga.

Es importante notar que los estratos de confinamiento, no sólo sirven para evitar el movimiento de agua hacia o desde el acuífero, también como barrera a los contaminantes que provienen de acuíferos superiores. Por esta misma razón, los contaminantes que han logrado llegar a estos acuíferos pueden ser muy difíciles y muy caros de remover.

c. Acuíferos semi-confinados. Los acuíferos semi-confinados se dan cuando los estratos con capacidad de retener agua se encuentran confinados en la parte superior por un estrato semi-permeable. Cuando el agua es bombeada de un acuífero semi-confinado, el agua se mueve de manera horizontal dentro del acuífero como vertical a través del estrato semi-permeable.

d. Acuíferos colgados. Un acuífero colgado es un tipo especial del acuífero no confinado donde un cuerpo de agua subterránea es separado del nivel freático por una capa de material impermeable (formación relativamente pequeña lateralmente) en una zona no saturada. Un acuífero colgado se da cuando el agua que se mueve hacia abajo, a través de la zona no saturada y es interceptada por una formación impermeable.

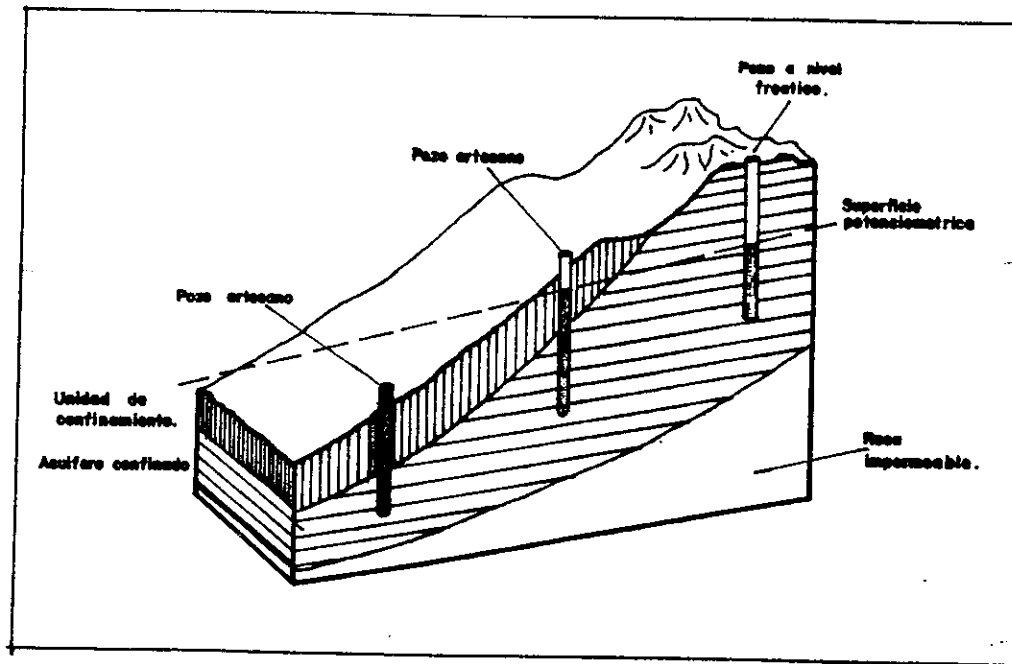


Figura 3.4
Superficie Potenciométrica

7. Área o zona de recarga. Recarga es el nombre que se le da al proceso que permite que el agua alimente un acuífero. Este proceso ocurre de manera natural cuando la lluvia se filtra hacia un acuífero a través del suelo o roca. Al área de terreno donde ocurre la recarga se le llama área o zona de recarga (ver figura 3.5).

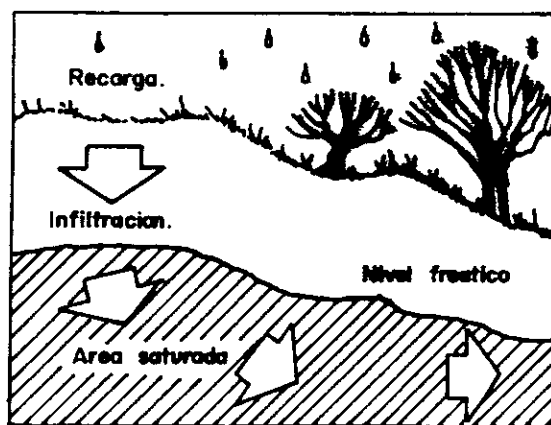


Figura 3.5
Área de recarga

8. Permeabilidad. Es la capacidad de una roca, sedimento o suelo poroso capaz de transmitir agua subterránea. Es una medida de la interconexión de los poros de un material y la “facilidad” relativa de un fluido para fluir bajo presiones irregulares.

9. Poros. Son los espacios entre las partículas de un material geológico (roca o sedimento) ocupados por agua y/o aire (ver figura 3.6).

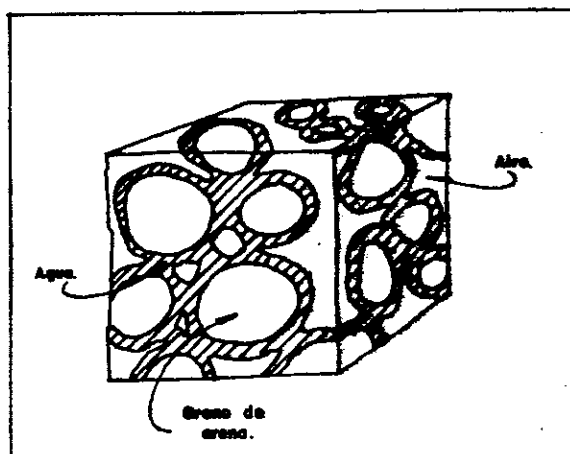


Figura 3.6
Poros

10. Porosidad. Es la relación entre el volumen de vacíos y el volumen de material. Se refiere al grado al que un material posee poros o espacios que contienen agua o aire (ver figura 3.7).

11. Agua Superficial. Es la encontrada sobre la superficie del terreno en ríos, estanques, pantanos, lagos u otros cuerpos de agua.

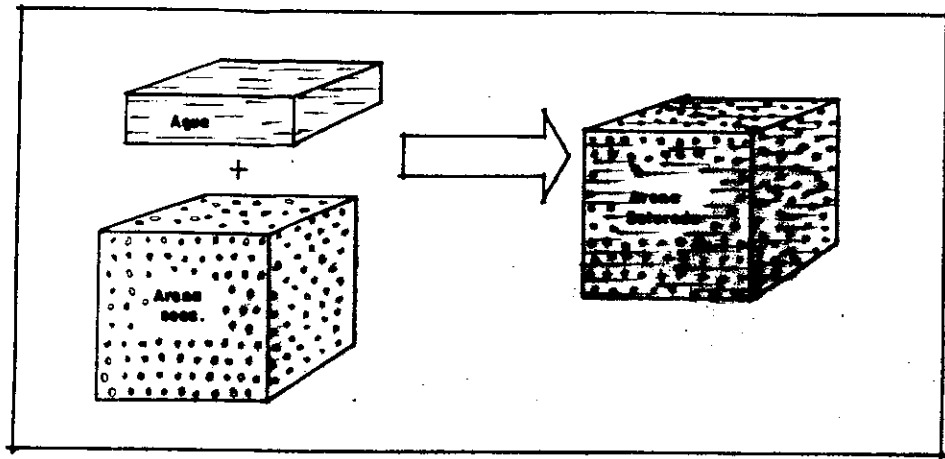


Figura 3.7
Porosidad

B. Origen de las aguas subterráneas

La aparente falta de regularidad en la aparición de afloramientos de aguas subterráneas y la dificultad de su previsión, unido a la enorme importancia que en algunas regiones ha representado su existencia para la vida de los pueblos, han dado siempre un carácter curiosamente misterioso a los estudios que se les han dedicado desde la antigüedad. Para explicar este fenómeno, el hombre se ha lanzado a inventar las teorías más ingeniosas, variadas e inclusive pintorescas para explicar su origen.

El origen de las aguas subterráneas es uno de los problemas que más han preocupado al hombre desde los tiempos más remotos. La teoría de la infiltración, que supone que todas las aguas subterráneas provienen ya sea de infiltración directa en el terreno de las lluvias o nieves, o indirecta de ríos o lagos, no había sido aceptada universalmente, sino hasta tiempos relativamente recientes. Por un explicable error colectivo, los grandes pensadores creyeron durante siglos, que las precipitaciones

atmosféricas no eran suficientes para mantener los grandes caudales subterráneos que emergían espontáneamente o eran alumbrados por la mano del hombre. Aunque algunas de estas teorías eran realmente inteligentes e imaginativas, la falta de experimentación que las acompaña es sorprendente, ya que muchas hubieran sido abandonadas mediante alguna simple medición o experimentación directa.

Entre las teorías más conocidas se encuentran las siguientes:

1. Infiltración del agua marina. Platón (427-347 a. de J. C.) habla de una gran caverna a donde vuelve el agua del océano a través de los conductos subterráneos, aunque no aclara mediante qué mecanismo. Aristóteles (384-322 a. de J. C.), aunque fue discípulo de Platón, modificó algo su teoría en el sentido de que en los pasajes subterráneos donde se infiltraba el agua del mar en la tierra se desprendía vapor de agua que contribuía a la mayor parte del agua de los manantiales. Esta parece ser una teoría intermedia entre la filtración del agua marina y la teoría de la condensación. Tales de Mileto (640-546 a. de J. C.) estableció que el agua del mar era empujada por el viento, filtrada por la tierra, donde de nuevo emergía como agua dulce. Lucrecio (94?-55 a. de J. C.) habló del agua del mar filtrándose en la tierra, donde deja su “amargor” o salinidad, y sale al exterior en forma de manantiales.

2. Condensación del agua marina. Llevando la teoría de Aristóteles un paso más adelante se obtiene otra teoría que asegura que el agua de mar se evapora en grandes cavernas subterráneas, se condensa en su parte superior como agua dulce que sale a la superficie en forma de manantiales. Entre los que propugnaron esta idea encontramos a Descartes (1596-1650) y Nicolas Papín. Esta teoría, aunque invierte el ciclo natural del agua, es ingeniosa, ya que explica a la vez la pérdida de la salinidad

del agua marina y el hecho de que las fuentes de agua dulce se encuentren a un nivel superior al del mar.

3. Condensación del vapor de agua en el aire. Esta teoría establece que el vapor de agua que contiene el aire se condensa en las rocas y da origen a la precipitación. Sin duda esta teoría es parcialmente correcta, aunque, en general, las cantidades de aguas así condensadas son una minúscula parte de la precipitación que reciben precipitación y pozos. En determinadas zonas de la tierra, por ejemplo algunas de las islas Canarias, Carretera a El Salvador, los Cuchumatanes y Patzicía, prosperan cultivos de regadío con esta fuente de humedad en zonas de precipitación muy escasa o incluso nula.

4. Teoría de la infiltración de las precipitaciones. Fueron los romanos quienes comenzaron a pensar que las precipitaciones en forma de nieve y agua eran suficientes para alimentar los depósitos y manantiales de agua subterráneos. Marco Vitrubio (15 a. de J. C.) propugnó esta teoría y a entrever la existencia del ciclo hidrológico como se contempla actualmente (ver figura 3.1).

La teoría de la infiltración es, desde el siglo XVI, la única firme y universalmente aceptada en la actualidad. Bernard Palissy (1509-1589), filósofo francés, parece ser el primero en establecer las teorías sobre el origen de las aguas subterráneas. La comprobación de la teoría mediante medidas experimentales directas se le atribuye a Pierre Perrault (1608-1680) y Edmé Mariotte (1620-1684), que midieron la precipitación en la cuenca del Sena durante los años 1668 a 1670 y observaron que la

escorrentía de la cuenca era solamente una sexta parte de la precipitación total, deduciendo, por tanto, que casi la totalidad del resto alimentaba los depósitos y fuentes subterráneos.

Esta teoría ha sido satisfactoriamente demostrada al comparar y analizar grandes series de datos de la penetración del agua de lluvia y de nieve a través del terreno; las pérdidas por infiltración en ríos y lagos; el aumento de nivel freático, como consecuencia de las lluvias y las corrientes de infiltración de los ríos; la pendiente de las superficies freáticas desde las zonas de infiltración a los puntos de afloración; la relación de la cantidad de agua extraída de un área determinada a la precipitación media anual; y a la permeabilidad de los materiales del terreno, así como las variaciones de los afloramientos de aguas subterráneas en relación con las variaciones de las precipitaciones.

C. Aparición y movimiento de las aguas subterráneas

Están relacionados con fuerzas físicas al actuar en el subsuelo y en el entorno geológico en el que ocurren.

1. Ciclo Hidrológico. Consiste de muchos procesos que interactúan entre sí para involucrar al agua en sus tres estados. Un diagrama esquemático del flujo del agua de la atmósfera a la superficie y al subsuelo y de regreso a la atmósfera se puede apreciar en la figura 3.1.

El movimiento del agua subterránea es solamente una parte de este complejo ciclo hidrológico. Las formaciones saturadas bajo la superficie actúan como medios para la

transmisión del agua subterránea y como reservas para el almacenamiento de agua. El agua se infiltra en estas formaciones desde la superficie y se mueve lentamente en grandes o pequeñas distancias hasta que regresa a la superficie en un punto más abajo por la acción de un flujo natural, vegetación o el ser humano. El agua es una de las fuentes más grandes del que el hombre dispone. En Estados Unidos de Norteamérica, el 97 por ciento de agua potable disponible y el 23 por ciento del agua que se consume proviene de fuentes de agua subterránea.

2. Distribución del subsuelo. El agua subterránea aparece en el subsuelo en dos zonas: la no saturada y la saturada. La zona no saturada consiste de poros de suelo que están llenos en cierto grado por agua y aire. La zona saturada consiste en poros de suelo llenos de agua que se cree están sometidos a la presión hidrostática. En un acuífero no confinado, la zona saturada está debajo de una zona no saturada que se extiende desde el nivel freático hasta la superficie (ver figura 3.2).

3. Fuerzas que actúan sobre el agua subterránea. Las fuerzas externas que actúan sobre el agua subterránea incluyen la gravedad, la presión de agua, la atracción molecular y la capilaridad. En el subsuelo se puede encontrar agua de las siguientes formas: como vapor de agua, que se mueve desde regiones de mayor presión a regiones de menor presión; como agua condensada, que es absorbida por partículas de suelo seco y como agua, que es retenida como una película fina alrededor de partículas por atracción molecular. En la zona saturada, el agua fluye a través de espacios interconectados debido a diferencias en presión de fluidos y por la elevación.

La fuerza de empuje está medida en función de la carga hidráulica. La carga hidráulica (o carga potenciométrica) está definida por la ecuación de Bernouli:

Ecuación 3.1

$$h = z + \frac{p}{\rho g} + \frac{v^2}{2g}$$

Donde

h = carga hidráulica

z = altura sobre referencia

p = presión del fluido con densidad constante ρ

g = aceleración por la gravedad

v = velocidad del fluido

La carga de presión (o presión de fluido) h_p se define como:

$$h_p = \frac{p}{\rho g} \quad \text{Ecuación 3.2}$$

Por convención, la carga de presión se expresa en unidades superiores a la presión atmosférica. En la zona no saturada, el agua es sostenida por tensión y la carga de presión es menor que la presión atmosférica ($h_p < 0$). Debajo del nivel freático, en la zona saturada, la presión es mayor que la presión atmosférica ($h_p > 0$). Debido a que la velocidad en la que se mueve el agua subterránea es muy pequeña, el componente de velocidad de la carga hidráulica puede ser despreciado. Por lo tanto, la carga hidráulica usualmente puede ser expresada como:

$$h = z + h_p \quad \text{Ecuación 3.3}$$

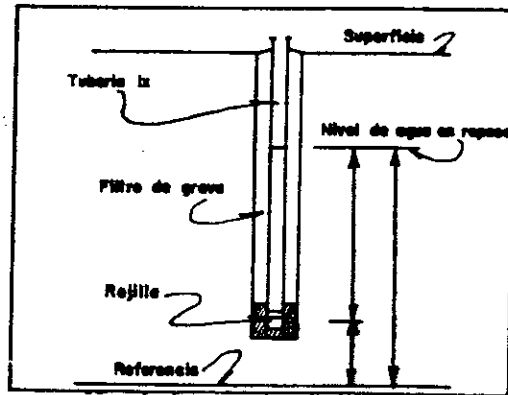


Figura 3.8
Muestra la ecuación dentro de un pozo.

4. Tipos principales de materiales en un acuífero. Los suelos que tienen el potencial para transmitir agua pueden ser clasificados en cuatro grupos principales: materiales no consolidados, roca sedimentaria porosa, roca volcánica y roca fracturada. En materiales no consolidados, el agua es transportada a través de las aberturas primarias de la matriz roca/suelo. La consolidación es el proceso donde los materiales sueltos se vuelven firmes y adheridos. La piedra arenisca y los conglomerados son rocas sedimentarias comunes formadas por compactación y cementación. Las rocas carbónicas (como la piedra caliza y la dolomita) son rocas sedimentarias que pueden ser formadas por precipitación química. En rocas carbónicas, cuyos huecos han sido agrandados por el agua, esta generalmente es transportada a través de huecos secundarios. El movimiento de agua a través de rocas

volcánicas y rocas fracturadas depende de la interconexión y frecuencia de los canales de flujo.

a. Depósitos aluviales. En los depósitos aluviales de ríos o arroyos perennes

generalmente encontramos todo tipo de material y por lo tanto éste es permeables. Los ríos o arroyos efímeros generalmente depositan arenas y gravas con menor variedad de materiales. Los canales de arroyos son sensibles a los cambios en carga sedimentaria, gradiente y velocidad. Esto puede resultar en distribuciones laterales de depósitos aluviales en grandes extensiones. Las áreas con mayor pendiente generalmente contienen depósitos más gruesos. Los abanicos aluviales se dan en regiones áridas o semi-áridas donde un arroyo sale de un cañón estrecho hacia una planicie o valle. Visto desde arriba tiene la apariencia de un abanico abierto. Estos depósitos aluviales son más gruesos en la boca del cañón, ya que al perder velocidad la corriente, los materiales gruesos son los primeros en depositarse y se tornan más finos conforme se van alejando del punto inicial de depósito, ya que los materiales finos toman mayor tiempo en asentarse.

b. Depósitos lacustres. La región central de un valle con depósitos aluviales puede consistir en depósitos lacustres finos. Cuando un río desemboca en un lago, la corriente es frenada abruptamente. Los sedimentos más gruesos se depositan rápidamente, mientras los materiales más finos son transportados hasta aguas relativamente quietas. Por lo tanto, las áreas centrales de valles que han recibido depósitos lacustres generalmente consisten en depósitos finos con permeabilidades

bajas. Los depósitos lacustres generalmente consisten en materiales finos que normalmente no son considerados acuíferos.

c. Depósitos marinos. Los depósitos marinos se originan de sedimentos

transportados al océano por ríos y por la erosión del suelo marino. Conforme el mar se acerca a la costa, los depósitos se van convirtiendo en más finos, por la energía constante de las olas. De manera inversa, conforme el mar se va alejando de la costa, los depósitos se van volviendo más gruesos. Adicionalmente, arrecifes de coral, conchas y otros depósitos ricos en calcio se dan en áreas con condiciones climáticas tropicales (ver rocas carbónicas).

d. Depósitos eolianos. Los materiales que son transportados por el viento son

conocidos como depósitos eolianos. La acción selectiva del viento tiende a producir depósitos que son uniformes en una escala local y en algunos casos también sobre grandes extensiones. Los depósitos eolianos consisten en arena. Las arenas eolianas se dan en cualquier lugar donde existan sedimentos disponibles para transportar. En comparación con los depósitos aluviales, las arenas eolianas son bastante homogéneas y tan isotópicas como cualquier depósito que se dé en la naturaleza.

e. Piedra arenisca y conglomerados. La piedra arenisca y los conglomerados son

los equivalentes consolidados de la arena y grava. La consolidación resulta de la compactación y cementación. Los acuíferos de piedra arenisca con mejores rendimientos son aquellos donde ocurre una consolidación parcial. Estos retienen el

agua en los poros que existen entre partículas, aunque aperturas secundarias, tales como fracturas y juntas también pueden servir como canales de flujo.

f. Rocas carbónicas. La piedra caliza y la dolomita, que se originan en depósitos ricos en calcio, son las rocas carbónicas más comunes. Los carbonatos son generalmente muy susceptibles a fracturas. Las fracturas y las juntas en piedra caliza retienen agua en cantidades pequeñas o moderadas. Sin embargo, ya que el agua actúa como un ácido débil sobre los carbonatos, los huecos son agrandados por disolución de la roca por el agua. Las calizas que retienen la mayor cantidad de agua son aquellas en las cuales una porción significativa de la roca original ha sido disuelta o removida. Por lo tanto, grandes cantidades de agua pueden ser transmitidas a través de rocas carbónicas.

g. Rocas Volcánicas. El basalto juega un papel muy importante en muchos acuíferos. La habilidad de transmitir agua a través de depósitos basálticos depende de la presencia de fracturas, grietas, tubos o cavernas. Cerca de la superficie, el enfriamiento rápido produce juntas. La fracturación debajo de la superficie ocurre conforme la corteza se enfría, causando diferentes velocidades de flujo con la profundidad. Otras rocas volcánicas, incluyendo la riolita y otras rocas de sílice, usualmente no retienen agua en cantidades comparables con el basalto.

h. Roca fracturada. Las rocas cristalinas y metamórficas, incluyendo granito, rocas

ígneas básicas y cuarzo, son relativamente impermeables. En estas, el agua es suplida como resultado de juntas y fracturas. La retención de agua en rocas fracturadas depende de la frecuencia y la conexión de los canales de flujo.

5. Movimiento del agua subterránea. El agua subterránea se mueve a través de la superficie de áreas de mayor carga hidráulica a áreas de menor carga hidráulica. La velocidad del movimiento depende de la pendiente de la carga hidráulica (gradiente hidráulico) y de las propiedades del acuífero y del fluido.

6. Porosidad y producción específica. La porosidad se define como la relación entre el volumen de vacíos y el volumen total del medio.

$$n = \frac{V_v}{V_T} \quad \text{Ecuación 3.4}$$

donde,

V_v = volumen de vacíos

V_T = volumen total (volumen de sólidos mas volumen de vacíos)

En materiales no consolidados, la porosidad está regida principalmente por tres propiedades del medio: compactación, forma y distribución de tamaños de las partículas. El efecto de la compactación puede apreciarse en modelos bi-dimensionales compuestos de partículas esféricas de tamaños uniformes. Al distribuir las partículas en una cuadrícula, cada una tocando otras cuatro partículas, se obtiene una porosidad de 0.476, mientras una distribución, donde cada partícula toca ocho

partículas, resulta en una porosidad e 0.260. La porosidad no está en función del tamaño de las partículas, sino en la distribución de tamaños de partículas. Los modelos esféricos con partículas de diferentes tamaños siempre resultarán en porosidades menores que un modelo de partículas uniformes con la misma compactación. La porosidad primaria en un material se debe a las propiedades de la matriz del suelo o roca, mientras la porosidad secundaria se desarrolla en el material después de atravesar procesos tales como la fracturación. En la tabla 3.1 se pueden apreciar rangos de porosidad representativos para algunos materiales sedimentarios.

Tabla 3.1
Rangos de porosidad para materiales sedimentarios

Material	Porosidad
Arcilla	0.45-0.55
Limo	0.40-0.50
Arena de mediana a gruesa	0.35-0.40
Arena uniforme	0.30-0.40
Arena de fina a mediana	0.30-0.35
Grava	0.30-0.40
Grava y arena	0.20-0.35

Fuente: U.S Army Corps of Engineers. *Engineering and Design, Groundwater Hydrology*. 1999.

La porosidad efectiva (n_e) es la disponible para el flujo de fluidos. La porosidad efectiva de una unidad de medio es igual a la relación entre el volumen de poros interconectados que son lo suficientemente grandes para contener moléculas de agua y el volumen total de suelo o roca.

La producción específica (S_y) es la relación entre el agua que drenará de una roca saturada debido a la fuerza de gravedad y el volumen total del medio. La retención específica (S_r) se define como la cantidad de agua que una unidad de volumen del medio retiene al ser sometida al drenaje gravitacional. La porosidad de una roca es igual a la suma de la producción específica y la retención específica del medio. Para la

mayoría de aplicaciones prácticas en gravas y arenas, el valor de la porosidad efectiva puede ser considerada equivalente al valor de la producción específica. En arcillas, hay un área de superficie mucho mayor y por lo tanto mayor adhesión de moléculas de agua. La figura 3.9 ilustra las relaciones típicas de producción específica y retención específica con la porosidad total para diferentes tipos de suelos.

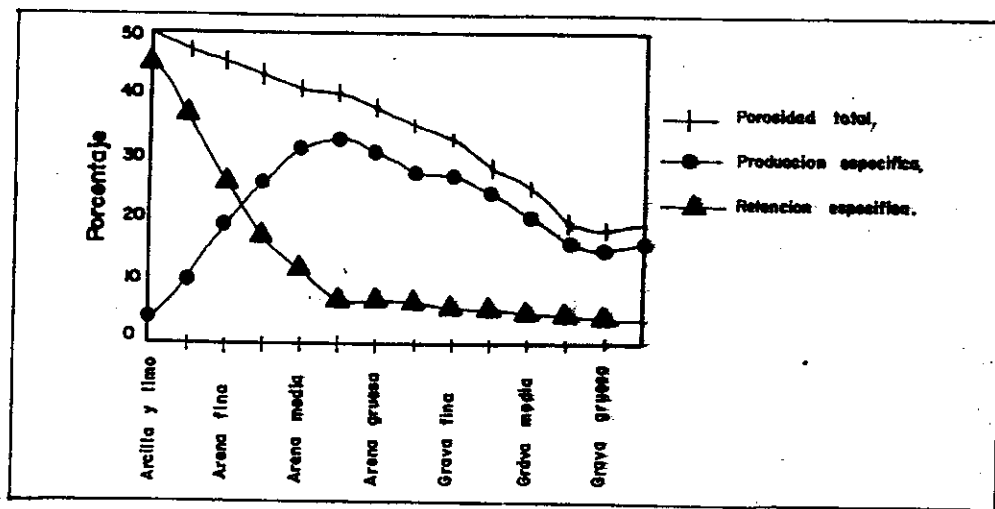


Figura 3.9:
Relación de producción específica y porosidad total

7. La ley de Darcy y la conductividad hidráulica

a. La ley de Darcy. Henry Darcy, ingeniero hidráulico francés, observó que la razón de un flujo laminar de un fluido (con densidad y temperatura constante) entre dos puntos en un medio poroso es proporcional a la gradiente hidráulica (dh/dl) entre dos puntos. La ecuación que describe la razón de flujo en un medio poroso es conocida como *la ley de Darcy* y se representa de la siguiente manera:

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad \text{Ecuación 3.5}$$

donde,

Q = Razón de flujo volumétrico [L^3T^{-1}]

K = Conductividad hidráulica [LT^{-1}]

A = Área de sección del flujo [L^2]

h = Carga hidráulica [L]

l = Distancia entre dos puntos [L]

El signo negativo a la derecha de la ecuación se usa por convención para indicar un gradiente de flujo hacia abajo.

b. Conducción hidráulica. La conducción hidráulica de un medio dado es una función de las propiedades del medio y las propiedades del fluido. Usando relaciones empíricas de proporcionalidad y análisis de dimensiones, la conducción hidráulica de un medio dado, al transmitir un fluido dado, se representa como:

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad \text{Ecuación 3.6}$$

donde,

k = permeabilidad intrínseca de un medio poroso [L^2]

ρ = densidad del fluido [ML^{-3}]

μ = viscosidad dinámica del fluido [$ML^{-1}T^{-1}$]

g = aceleración de la gravedad [LT^{-2}]

La permeabilidad intrínseca de un medio es una función de la forma y el tamaño de los poros. Varios científicos han presentado modelos para definir la permeabilidad intrínseca al usar factores de forma, tamaño y otros. Los valores de densidad del fluido y viscosidad dinámica dependen de la temperatura del agua. La densidad del fluido depende también del total de sólidos disueltos (TDS). Algunos rangos de permeabilidad intrínseca se presentan en la tabla 3.2.

Tabla 3.2
Rangos de permeabilidad intrínseca y conductividad hidráulica para sedimentos no consolidados

Material	Permeabilidad Intrínseca (cm ²)	Conductividad Hidráulica (cm/s)
Arcilla	10 ⁻⁶ – 10 ⁻³	10 ⁻⁹ – 10 ⁻⁶
Limo, limo arenoso, arena arcillosa	10 ⁻³ – 10 ⁻¹	10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁴
Arena limosa, arena fina	10 ⁻² – 1	10 ⁻⁵ – 10 ⁻³
Arenas bien distribuidas, deposito glacial	1 – 10 ²	10 ⁻³ – 10 ⁻¹
Gravas bien distribuidas	10 – 10 ³	10 ⁻² – 1

Fuente: U.S Army Corps of Engineers. *Engineering and Design, Groundwater Hydrology*. 1999.

- c. Descarga específica. La velocidad volumétrica de flujo (v) puede ser definida al dividir la razón de flujo volumétrico por el área de la sección de flujo:

$$v = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl} \quad \text{Ecuación 3.7}$$

La velocidad dada por la ecuación anterior se denomina *descarga específica* o *flujo de Darcy*. La descarga específica es, de hecho, una velocidad aparente, que representa la velocidad a la que el agua se movería en un acuífero, si este fuera un conducto

abierto. No se dispone de toda el área de la sección para flujo debido a la presencia de la matriz porosa.

d. Velocidad de agua en un medio poroso. La velocidad lineal promedio del agua en un medio poroso se obtiene de dividir la descarga específica por la porosidad específica (n_e) para compensar por el espacio de flujo real. La velocidad resultante se denomina velocidad de poro. La velocidad de poro V_x representa la razón promedio a la cual el agua se mueve entre dos puntos y se define con la siguiente ecuación:

$$V_x = \frac{Q}{n_e A} = - \frac{K dh}{n_e dl} \quad \text{Ecuación 3.8}$$

8. Flujo y transmisividad. Transmisividad (T) es una medida del caudal que se filtra a través de una faja vertical de terreno, de ancho unitario y de altura igual a la del manto permeable saturado, bajo un gradiente hidráulico unidad, a una temperatura fija determinada (ver figura 3.10). La transmisividad es igual al gradiente hidráulico multiplicado por la altura saturada del acuífero y es dada por:

$$T = Kb \quad \text{Ecuación 3.9}$$

donde,

K = conductividad hidráulica [LT^{-1}]

b = Altura saturada del acuífero [L]

Ya que la transmisividad depende de la conductividad hidráulica y la altura saturada, su valor diferirá al depender del lugar en acuíferos con materiales heterogéneos.

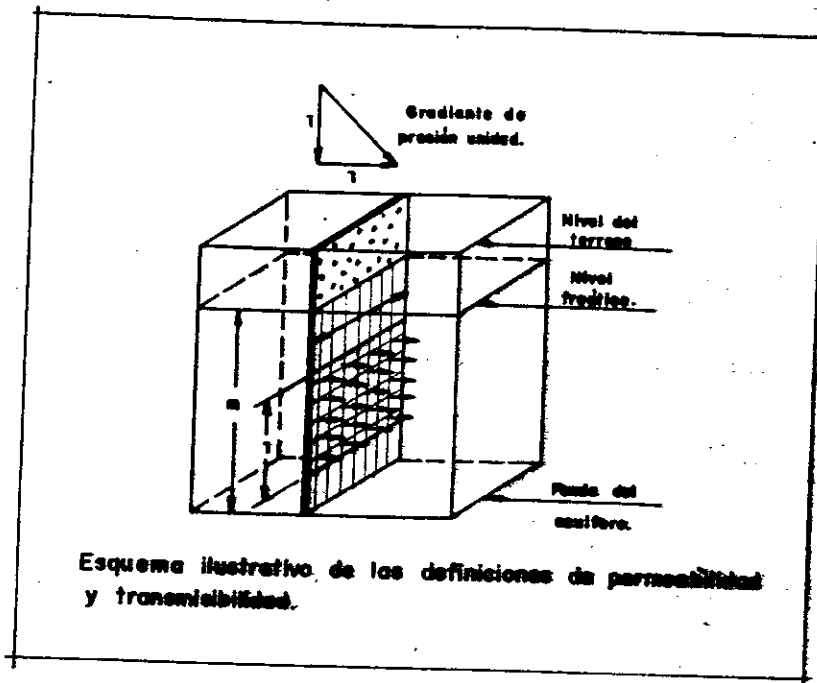


Figura 3.10
Transmisividad

9. Homogeneidad e isotropía. Si la conductividad hidráulica es consistente en una formación, independiente del lugar, la formación es homogénea. Si la conductividad hidráulica en una formación depende del lugar, la formación es heterogénea. Cuando la conductividad hidráulica es independiente de la dirección en que se toma la medición, la formación es isotrópica en ese punto. Si la conductividad hidráulica varía con la dirección en que se toma la medición en un punto de una formación, la formación es anisotrópica en ese punto (ver figura 3.11).

Los materiales geológicos son rara vez homogéneos en todas las direcciones. Una condición más probable es que las propiedades, como la conductividad hidráulica,

sean aproximadamente constantes en una dirección. Esta condición resulta debido a:

a) los efectos de la forma de las partículas de suelo y b) el aluvión es formado por diferentes materiales en diferentes puntos. Conforme un estrato geológico se va formando, las partículas de suelo generalmente se colocan con su lado plano hacia abajo. Como consecuencia de esto, el flujo generalmente tiene menos restricciones de manera horizontal que vertical y K_x es mayor que K_z en la mayoría de situaciones. En el campo no es inusual que en sitios con heterogeneidad de capas existan grandes valores de anisotropía de 100:1 o mayores.

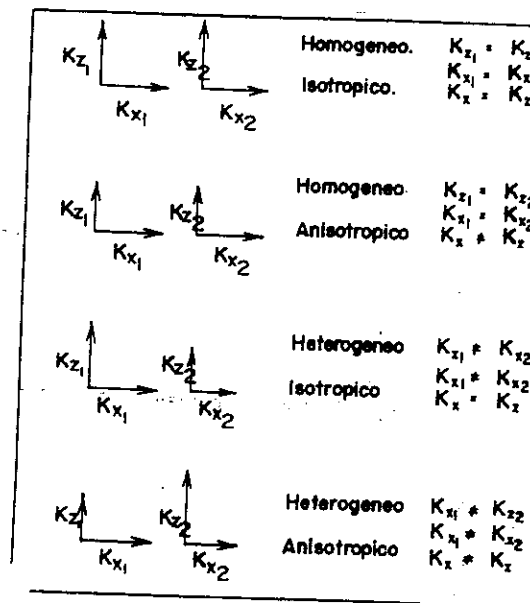


Figura 3.11
heterogeneidad e Isotropía

10. Flujo en un medio estratificado. Se describe al definir una conductividad hidráulica equivalente (o conductividad hidráulica efectiva). Expresiones para conductividades equivalentes verticales y horizontales se pueden generalizar de expresiones desarrolladas para flujo a través de un medio poroso compuesto de tres estratos paralelos, homogéneos e isotrópicos. (ver figura 3.12)

a. Flujo horizontal. El flujo horizontal a través del medio es dado por la ley de Darcy,

$$Q_x = K_x A_x \frac{\Delta h_T}{x} \quad \text{Ecuación 3.10}$$

donde,

Δh_T = Total pérdida de carga hidráulica a través de una distancia x

Para el caso i , el método de estratos da la expresión para la conductividad hidráulica horizontal equivalente como:

$$K_x = \frac{\sum K_i b_i}{L} \quad \text{Ecuación 3.11}$$

b. Flujo Vertical. Similarmente, el flujo vertical es dado por la ley de Darcy como:

$$Q_z = K_z A_z \frac{\Delta h_i}{L} \quad \text{Ecuación 3.12}$$

Para el caso i , el método de estratos da la expresión para la conductividad hidráulica vertical equivalente como:

$$K_z = \frac{L}{\sum \frac{b_i}{K_i}} \quad \text{Ecuación 3.13}$$

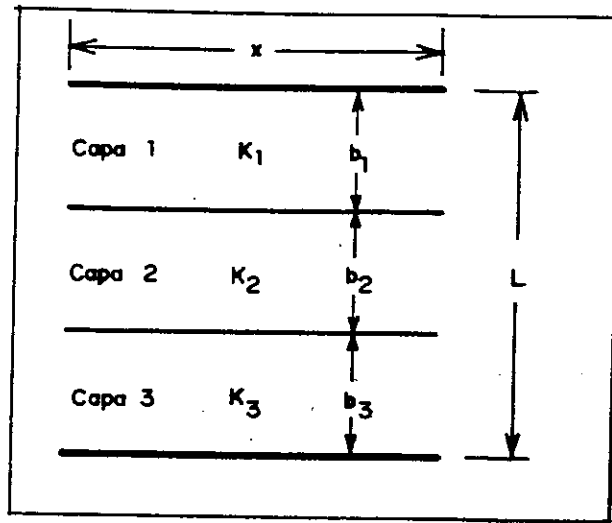


Figura 3.12
Medio poroso de tres estratos

11. Almacenamiento en acuíferos. El coeficiente de almacenamiento (S) es el volumen de agua que una unidad permeable absorberá o liberará por unidad de área y por unidad de cambio de carga. En el nivel freático, el agua es liberada de almacenamiento por drenaje gravitacional. Debajo del nivel freático, el agua es liberada de almacenamiento por la liberación de la presión hidrostática en los poros que acompaña la extracción de agua del acuífero.

El almacenamiento específico (S_s) es la cantidad de agua por unidad de volumen de una formación saturada que es retenida o liberada de almacenamiento debido a compresión y expansión del esqueleto mineral y el agua de poro por unidad de cambio en carga hidráulica. El almacenamiento específico ($1/L$) es definido por:

$$S_s = \rho_w g (\alpha + n\beta) \quad \text{Ecuación 3.14}$$

donde,

ρ_w = densidad del agua $[\text{ML}^{-3}\text{T}^{-2}]$

g = aceleración de la gravedad $[\text{LT}^{-2}]$

α = compresibilidad del esqueleto del acuífero $[1/(\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2})]$

n = porosidad

β = compresibilidad del agua $[1/(\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2})]$

Por datos de campo sabemos que el almacenamiento específico de arenas y gravas es de $1 \times 10^{-6} \text{ ft}^{-1}$ y el de arcillas y limos es de $3.5 \times 10^{-6} \text{ ft}^{-1}$.

a. Coefficiente de almacenamiento de un acuífero confinado. Dentro de un acuífero confinado, el ancho total del acuífero permanece saturado cuando extraemos o almacenamos agua. Por lo tanto, toda el agua es liberada debido a la compactación del esqueleto y la expansión del poro de agua, y el coeficiente de almacenamiento (adimensional) es:

$$S = bS, \quad \text{Ecuación 3.15}$$

donde,

b = ancho del acuífero $[\text{L}]$

Los valores del coeficiente de almacenamiento en acuíferos confinados son generalmente menores a 0.005. Valores entre 0.005 y 0.10 generalmente indican la presencia de un acuífero semi-confinado.

b. Coefficiente de almacenamiento de un acuífero no confinado. Dentro de un

acuifero no saturado, el nivel de saturación varía conforme el agua es removida o almacenada del acuifero. Conforme cae el nivel freático, el agua es liberada por el drenaje gravitacional mas la compactación del esqueleto y expansión del poro de agua. El volumen de agua liberada por drenaje gravitacional está dado por la producción específica del acuifero. Por consiguiente el coeficiente de almacenamiento de un acuifero no confinado está dado por la suma de la producción específica y el volumen de agua liberado debido al almacenamiento específico.

$$S = S_y + hS_s \quad \text{Ecuación 3.16}$$

El valor de almacenamiento específico es generalmente muy pequeño, menor de $1 \times 10^{-4} \text{ ft}^{-1}$. El coeficiente de almacenamiento de acuiferos no confinados se encuentra en el rango de 0.10 a 0.30.

c. Drenaje volumétrico. El volumen de agua que drena de un acuifero debido a la reducción de la carga hidráulica se puede calcular de:

$$V_w = SA\Delta h \quad \text{Ecuación 3.17}$$

donde,

V_w = volumen de agua drenada del acuifero [L^3]

S = coeficiente de almacenamiento (adimensional)

A = área de superficie situada sobre el acuifero drenado [L^2]

Δh = descenso promedio de carga hidráulica [L]

12. Ecuaciones generales de flujo.

a. Acuíferos confinados. La ecuación que gobierna el flujo en acuíferos confinados se desarrolla a partir de la aplicación de la ley de la conservación de la masa (principio de continuidad) a un elemento de volumen como el que se muestra en la figura 3.13. La continuidad es dada por:

*Razón de acumulación de masa = Razón de masa del
flujo de entrada – Razón de masa del flujo de salida*

Ecuación 3.18

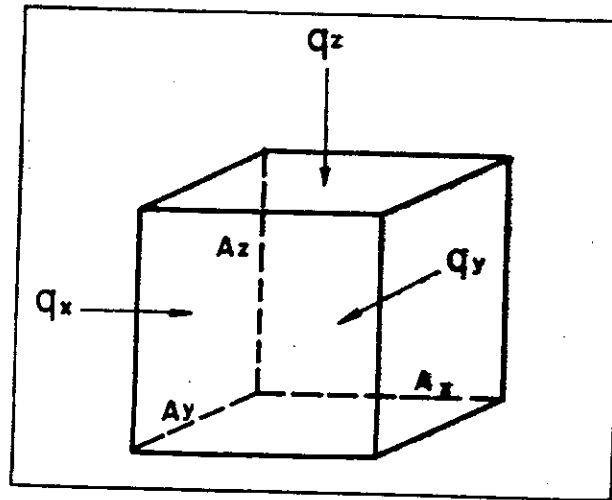


Figura 3.13
Elemento de Volumen

Al integrar la ecuación de conservación de la masa (con densidad constante) con la ley de Darcy, la ecuación general de flujo en tres dimensiones para un material heterogéneo anisotrópico es:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad \text{Ecuación 3.19}$$

La ecuación anterior es la ecuación general de flujo en tres dimensiones para un acuífero de material heterogéneo y anisotrópico. La descarga (de un pozo, etc.) o la recarga de o hacia un volumen controlado es representado como un flujo volumétrico por unidad de volumen [$L^3/T/L^3 = 1/T$]:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + W = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad \text{Ecuación 3.20}$$

donde,

W = flujo volumétrico por unidad de volumen [$1/T$]

Asumiendo que el material es homogéneo, es decir, K no varía con la posición, la ecuación 3.19 se puede escribir como:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = K_x \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) + K_y \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right) + K_z \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad \text{Ecuación 3.21}$$

Si el material es tanto homogéneo como isotrópico, es decir, $K_x = K_y = K_z$, entonces la ecuación 3.21 se convierte en:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = K \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) \right] \quad \text{Ecuación 3.22}$$

al combinar derivadas parciales:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = K \left[\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] \quad \text{Ecuación 3.23}$$

Usando las definiciones del coeficiente de almacenamiento, ($S = bS_s$), y la transmisividad, ($T = Kb$), donde b es el espesor del acuífero, la ecuación 3.23 se convierte en:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3.24}$$

Si el flujo está en un estado de reposo, la carga hidráulica no varía con el tiempo y la ecuación 3.24 se convierte en:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad \text{Ecuación 3.25}$$

La ecuación 3.25 se conoce como la *Ecuación de Laplace*.

b. Acuíferos no confinados. En un acuífero no confinado, el espesor saturado de éste varía con el tiempo, conforme cambia la carga hidráulica. Por lo tanto, la habilidad del acuífero para transmitir agua (transmisividad) no es constante:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z h \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3.26}$$

donde,

S_y = producción específica [adimensional]

Para un acuífero homogéneo, isotrópico, la ecuación general que rige un flujo no confinada es conocida como *la Ecuación de Boussinesq*, y es dada por:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(h \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3.27}$$

Si el cambio en la elevación del nivel freático es pequeño en comparación al espesor saturado del acuífero, el espesor variable h puede ser reemplazado por un espesor promedio b que se asume es constante en el acuífero. Entonces la ecuación 3.27 se puede hacer lineal en la siguiente forma:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_y}{Kb} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3.28}$$

13. Difusividad del acuífero. La difusividad de un acuífero es un término comúnmente usado en interacciones de agua superficial / agua subterránea y se define como la relación de la transmisividad con el coeficiente de almacenamiento (T/S). La ecuación 3.28 puede ser escrita como:

$$\frac{T}{S} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3.29}$$

donde,

S = coeficiente de almacenamiento [adimensional]

La ecuación 3.29 demuestra la relación directa que existe entre la promulgación de una ola de inundación de agua subterránea (y ola de presión) y la difusividad de un acuífero. La ecuación 3.29 es aplicable a acuíferos homogéneos e isotrópicos bajo condiciones, ya sea de confinamiento o no confinamiento (donde el cambio en el espesor del acuífero es insignificante).

IV. RECARGA DE ACUIFEROS

Así como un carro necesita ser reabastecido de gasolina luego de que ésta haya sido consumida, un acuífero deber ser reabastecido o recargado de agua luego de que ésta ha sido extraída a manera que éste no se seque. A este proceso se le llama *recarga del acuífero*. Este se da de manera natural y, últimamente, también de manera artificial.

A. Recarga natural de acuíferos

1. Infiltración directa de las precipitaciones. La recarga de la zona de saturación debida al aporte de las precipitaciones atmosféricas puede descomponerse en tres etapas, que son: 1) infiltración del agua desde la superficie del terreno que yace inmediatamente bajo ella; 2) movimiento descendente del agua a través de la zona de aireación, y 3) entrada del agua en la zona de saturación, donde pasa a formar parte de las propiamente llamadas aguas subterráneas. Evidentemente, una parte del agua que entra en la zona de aireación vuelve a la atmósfera por evaporación y transpiración vegetal, perdiéndose así su incorporación al almacén subterráneo de la zona de saturación.

La infiltración se produce por la acción combinada de las fuerzas de gravedad y de atracción molecular. Cuando la humedad del suelo es reducida y una gota de agua de lluvia toca la superficie del terreno, las fuerzas moleculares de éste la atraen y hacen que se absorba rápidamente. En este proceso, el propio peso de la gota de agua tiene

una importancia totalmente secundaria. Conforme la superficie del terreno va humedeciéndose más y más, el proceso de atracción molecular va perdiendo intensidad y la infiltración tiene lugar debido, cada vez más, a la atracción gravitatoria. Así como en la primera fase la permeabilidad del terreno era secundaria en comparación con el desequilibrio de humedad del suelo, en esta segunda es la permeabilidad la que determina la velocidad de penetración del agua.

El manto de evaporación o de terreno vegetal es de importancia fundamental para las plantas, ya que está en el almacén de donde éstas extraen el agua para su sustento. Esta agua almacenada está mantenida en posición por las fuerzas de atracción molecular, que le impiden su descenso a zonas más profundas. No obstante, las raíces de las plantas tienen capacidad para extraer el agua necesaria para su vida. Durante la época del crecimiento de las plantas, el contenido de humedad de este almacén formado por el terreno vegetal se vacía a causa de la constante succión realizada por ellas y se vuelve a llenar periódicamente por efecto de la lluvia o de los riegos. En consecuencia, el manto de evaporación o de terreno vegetal constituye un obstáculo para la recarga de la zona de saturación. Es como un embalse superior que debe llenarse antes de que el agua pase a los embalses subterráneos inferiores de la zona de saturación.

Cuando el suelo vegetal en un punto determinado está saturado, cualquier nueva adición de agua que reciba su superficie descenderá por gravedad desde el manto de evaporación, ya sea directamente a la zona de saturación o al manto intermedio de la zona de aireación. Puesto que este manto intermedio no está afectado apreciablemente, ni por la evaporación superficial, ni por la absorción de las raíces de las plantas, normalmente retiene toda el agua que puede contener por efecto de las

fuerzas de atracción molecular. Sin embargo, la mayor parte del agua tiende a descender más aún, ya que obedece a las fuerzas de gravedad.

Puesto que el subsuelo en muchos puntos es menos permeable que el propio suelo vegetal, es posible que en momentos de abundante infiltración se retarde la filtración descendente y se cree en el mismo suelo vegetal una zona de saturación superior temporal. Estas zonas de saturación someras y temporales se encuentran en muchos sitios durante épocas de lluvias prolongadas y fuertes. Después van quedándose vacías, ya sea por filtración vertical o por infiltración hacia otras corrientes del agua e incluso, durante la estación de crecimiento vegetal, por efecto de la absorción de las raíces. Aunque estos mantos desaparecen rápidamente, especialmente cuando empieza el ciclo de crecimiento vegetal, la mayor parte de la recarga de la zona de saturación permanente, que yace bajo de ellos, se realiza generalmente durante la existencia de estas masas de agua temporalmente colgadas.

2. Infiltración de las corrientes superficiales. Las corrientes se clasifican en general en dos categorías: corrientes influentes y corrientes efluentes. En las primeras, el nivel de las aguas superficiales está por encima de la superficie freática libre y el agua pasa desde la corriente superficial a la zona de saturación. Por el contrario, una corriente se llama efluente si su nivel está por debajo del nivel freático y, por tanto, recibe aportes de agua subterránea de los mantos de las laderas (ver figura 4.1). En algunas regiones relativamente lluviosas, casi todas las corrientes de agua de flujo perenne o casi perenne son efluentes. En estas regiones, la recarga tiene lugar en las zonas existentes entre dos ríos o arroyos, de manera que las corrientes sirven como canales de drenaje natural que descargan el exceso de caudal de los

almacenes subterráneos de agua. La recarga tiene lugar principalmente por la penetración vertical de la lluvia y del agua de las nieves en la inmediata vecindad de su punto de precipitación. Sin embargo, cuando la intensidad de precipitación de lluvia o nieve es superior a la velocidad con el que puede infiltrarse el agua a través de la superficie del terreno, este exceso de precipitación se desplazará sobre la superficie en la dirección de su máxima pendiente. Al principio de una lluvia, la escorrentía se presenta en forma de una lámina fina irregular de agua, pero muy pronto el agua superficial se concentra a lo largo de las vaguadas o depresiones y forma las corrientes intermitentes que llevan el agua al sistema de corrientes perennes. De esta forma, las partes bajas de las vaguadas y de los canales de estas corrientes superficiales temporales transportan el agua durante un periodo de tiempo más largo y con mayor carga hidráulica que la que se produciría solamente por la precipitación y, por tanto, en ellas se produce una infiltración mayor que la media, siendo especialmente eficaces en cuanto se refiere a la recarga de los depósitos de aguas subterráneas inferiores.

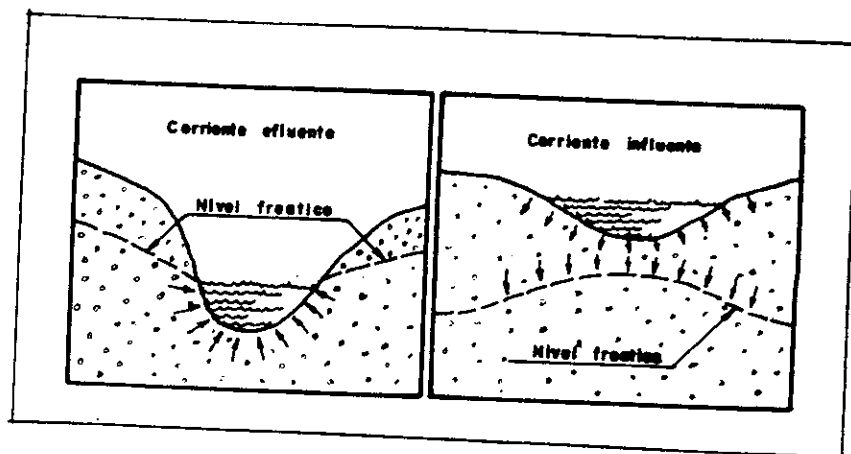


Figura 4.1
Tipos de corrientes superficiales

Existen otras zonas en que la mayor cantidad de precipitación de lluvia y nieve cae sobre las montañas, mientras que los valles, muchos de los cuales constituyen llanuras desérticas, son generalmente muy áridos. En estas zonas, la mayor parte de las corrientes nace en las montañas, donde son alimentadas por manantiales y la fusión de las nieves. Estas se hacen, por tanto, influentes cuando dejan los cañones montañosos y fluyen sobre las pendientes aluviales de gravas permeables creadas por ellas mismas.

3. Condiciones determinantes de la recarga. Las condiciones que determinan la velocidad y caudal de la recarga de aguas subterráneas pueden ser de dos categorías: aquellas relacionadas con la precipitación y aquellas relacionadas con la facilidad de la entrada del agua en el terreno, las cuales determinan la proporción de agua de lluvia o nieve que alcanza los depósitos subterráneos.

La precipitación varía grandemente en cantidad de unos sitios a otros y es también notablemente variable con el tiempo en cualquier sitio determinado. La recarga de agua subterránea varía mucho también de un sitio a otro y de unas épocas a otras, no sólo porque las condiciones de entrada son también variables, sino porque, incluso con las mismas condiciones de toma, la relación de la recarga a la precipitación varía grandemente con la cantidad y distribución de las precipitaciones y según tengan lugar como lluvia o como nieve.

En general, la proporción de precipitación que puede transformarse en aguas subterráneas aumenta con la precipitación, pero sólo hasta cierto límite. Si las precipitaciones tienen lugar en forma de lluvias ligeras y dispersas, pueden todas ellas ser absorbidas por el terreno. Las lluvias que tienen lugar después de que la falta

de humedad del suelo ha sido satisfecha, son precisamente las que tienen utilidad en la recarga del almacén de aguas subterráneas.

La cantidad de recarga en cada área determinada depende grandemente de la distribución de la precipitación. Una cantidad dada de precipitación durante la época de crecimiento vegetal producirá la máxima recarga si tiene lugar en un período de lluvia persistente de intensidad tal que se infiltre con la misma rapidez que va cayendo. Si, por el contrario, cae distribuida en lluvias intermitentes a lo largo de un período de tiempo considerable, puede ser más beneficiosa para las cosechas, pero de esta agua muy poca o ninguna cantidad puede atravesar el terreno vegetal para llegar a la zona de saturación. Por otra parte, si la precipitación tiene lugar en forma de aguacero de gran intensidad y corta duración, solamente una pequeña parte puede infiltrarse en el suelo y todavía otra menor puede alcanzar las zonas de saturación, ya que la mayor parte del agua correrá en forma de escorrentía directa hacia corrientes superficiales. En las regiones áridas, la poca precipitación existente tiene tendencia a producirse en aguaceros muy rápidos, pero estos producen avenidas en las torrenteras que son las entradas más fáciles del agua hacia las zonas inferiores. Durante la estación en que la vegetación está en hibernación, una mayor parte del agua debida a las precipitaciones alcanza la zona de saturación.

En los climas fríos, durante el invierno, la capa superficial del terreno se hace impermeable a causa de las heladas, y la recarga es prácticamente nula. Al empezar el deshielo, en primavera, es cuando la recarga superficial se hace sentir con mayor intensidad. Si el terreno superficial está helado y además cubierto con una capa de nieve que los aísla térmicamente del ambiente, las posibilidades de recarga dependen mucho de las condiciones climatológicas de la zona durante la época del deshielo. Si

la fusión de la nieve es muy rápida y tiene lugar principalmente antes de que el terreno se haya deshielado, el agua producida por ella se perderá para la recarga subterránea en forma de escorrentía superficial. Si es lenta, es prácticamente simultánea con el deshielo del terreno y la infiltración y recarga serán entonces máximas.

Hay otras condiciones que afectan fundamentalmente la recarga. Una de ellas es el tipo de cultivo del terreno. Las zonas de bosque y los prados producen mejor recarga que las arables, incluso para el mismo tipo de terreno. En las primeras, el agua está más limpia y no taponan los intersticios de penetración. Por otra parte, las raíces muertas constituyen canales que tienden también a favorecer la recarga.

Otra característica evidentemente decisiva en la recarga subterránea es la topografía del terreno. En zonas con grandes pendientes, la escorrentía es máxima y, por tanto, la infiltración es mínima. Las grandes llanuras de materiales sedimentarios permeables constituyen a este respecto las zonas de infiltración más eficaces.

La extensión de la cuenca receptora tiene también influencia decisiva en la cantidad de agua infiltrada en ella. La recarga aumentará si la cuenca directa de precipitación está aumentada con las aportaciones de corrientes superficiales que recogen e infiltran las aguas recogidas en las montañas, en las cuales la intensidad de precipitación suele ser mayor.

A manera de ejemplo, ya que no es posible establecer normas simplistas en el coeficiente de infiltración, que está sujeto a la influencia de factores muy diversos y complejos, a continuación encontrará una tabla de distribución del agua llovida en función de las condiciones del terreno.

La intensidad de la recarga debida a las corrientes superficiales influentes depende grandemente del estado del lecho de las corrientes. Aunque el terreno por el que transcurre un río sea muy permeable, la infiltración puede ser reducida, a causa de que el lecho se haya impermeabilizado por arrastres de limos arcillosos o por deposiciones calizas que cementen los materiales del fondo. Cuando el río está sujeto a crecidas fuertes, estas suelen lavar los depósitos impermeables y aumentar la capacidad de infiltración del lecho del río. Los embalses de regulación tienden a anular este efecto beneficioso de lavado, al suprimir las grandes avenidas. Por otra parte, los embalses son favorables a la infiltración en cuanto decantan el agua de elementos arcillosos finos, de modo que las deposiciones impermeables limosas aguas abajo pueden ser más reducidas.

Tabla 4.1
Distribución del agua llovida en distintos terrenos

Naturaleza del terreno	Evaporación %	Escorrentía %	Infiltración %
1. Terreno arcilloso horizontal, sin intercalaciones de bancos permeables	75	22	3
2. Terreno arcilloso silíceo con algo de caliza horizontal	50	5	45
3. El mismo caso 1, pero con pendiente del terreno	53	45	2
4. El mismo caso 2, pero con pendiente del terreno	45	20	35
5. Terrenos a base de areniscas compactas y poco fisuradas	50	20	30
6. Terrenos de areniscas deleznales con fisuras	35	5	60
7. Terrenos calizos horizontales y poco fisurados	65	15	20
8. Terrenos calizos horizontales, pero muy fisurados	45	5	50
9. Terrenos dolomíticos triturados (gravas miloníticas)	20	0	80
10. Terrenos calizos fisurados y en pendiente pronunciada	25	5	70

11. Terrenos graníticos y gnéisicos, no descompuestos en su superficie	60	30	10
12. Terrenos graníticos descompuestos en su superficie, pero sin zona semidescompuesta	50	15	35
13. Terrenos graníticos descompuestos en su superficie y con zona inferior semidescompuesta	20	5	75
14. Terrenos pizarrosos no descompuestos	50	25	25
15. Terrenos pizarrosos, descompuestos o con predominio de pizarras arcillosas	50	40	10
16. Cuarcitas agrietadas o pizarras muy duras, también agrietadas	40	5	56
17. Rocas volcánicas con oquedades o calizas (moladas) muy detríticas y poco compactas	30	0	70
18. Aluviones dominando el cascajo en la superficie del terreno y con poca arcilla	37	5	65

Fuente: Benitez, Alberto. Captación de Aguas Subterráneas. 2a. ed. Madrid (España). Editorial Dossat, S.A. 1972.

B. Recarga artificial de acuíferos

El hombre es capaz de alterar el ciclo hidrológico de muchas formas. El crecimiento demográfico y de los niveles de vida, y el crecimiento económico e industrial han colocado demandas mayores sobre nuestros recursos naturales. Nuestras actividades pueden crear un desbalance en la ecuación hidrológica y afectar la cantidad y calidad de los recursos hídricos disponibles para ésta y las próximas generaciones.

La cantidad de agua usada en casas, industrias y fincas ha incrementado. La gente demanda agua limpia a costos razonables, sin embargo la cantidad de agua limpia es limitada y gran parte de los recursos fácilmente accesibles están ya explotándose. Conforme la población va creciendo, nuestra necesidad de extraer agua de los ríos,

lagos y acuíferos también crecerá, ya que amenaza de esta manera nuestros recursos locales. Una población mayor no sólo necesitará más agua, sino también descartarán más aguas negras.

Las grandes ciudades y las expansiones urbanas afectan tanto el clima como la hidrología local. La urbanización va acompañada de un drenaje acelerado de agua a través de canales en carreteras y sistemas de alcantarillados. Esto altera los ritmos de infiltración, evaporación y transpiración que ocurrirían naturalmente. La recarga de acuíferos no ocurre o bien sucede a un ritmo más lento.

Todos los efectos que el hombre puede causar sobre el medio ambiente, y en este caso en particular sobre los recursos hídricos, nos hace darnos cuenta que recargar los acuíferos ya no es una opción, sino una necesidad. El tiempo de preguntarse ¿por qué recargar los acuíferos? ya pasó, ahora es tiempo de preguntarnos cómo hacerlo.

La recarga artificial es el proceso mediante el cual se puede producir el aumento o conservación del almacenamiento de agua subterránea en un acuífero por medio de construcciones especiales, como en el caso de pozos, o bien por cambios artificiales en las condiciones naturales existentes. Como finalidad secundaria, la recarga puede aumentar la calidad del agua subterránea existente o bien la del agua que se utiliza para efectuar la recarga, como en los casos de captación de agua blanda de un río para disminuir la dureza de la del acuífero, o la utilización de aguas procedentes de usos industriales.

Para que una recarga sea eficiente es preciso efectuar algún tipo de tratamiento previo del agua bruta, como puede ser una filtración química o un proceso de filtros rápidos de arena. No hay que olvidar que, aunque el medio poroso tiene una gran capacidad para separar y destruir los microorganismos existentes en las aguas brutas

durante el proceso de percolación, puede llegar a una conmutación con la consiguiente disminución en la infiltración de agua.

La infiltración y flujo hacia acuíferos puede alcanzarse con instalaciones de infiltración en la superficie. Estos sistemas requieren suelos permeables en la superficie para alcanzar niveles de infiltración adecuados, estratos sin arcillas u otros materiales que impidan el flujo al acuífero, y acuíferos transmisibles no confinados. Cuando no se tienen estas condiciones, o donde el precio de la tierra es muy elevado, la recarga artificial puede ser alcanzada por medio de pozos.

1. Recarga por extensión de agua sobre el terreno. Es el método utilizado en el caso de que el medio poroso permita una rápida infiltración y percolación del agua. Si la superficie del medio en contacto con el agua a infiltrar ofrece unas características de impermeabilidad, se puede tratar dicha superficie con diversos métodos, como son la plantación de vegetación, abono con productos orgánicos o químicos, etc., que permiten aumentar la velocidad de infiltración.

El U. S. Salinity Laboratory define la velocidad de infiltración como la máxima velocidad a la cual un suelo, en un tiempo y condiciones determinadas, puede absorber la cantidad de agua extendida sobre su superficie hasta una pequeña profundidad

a. Estanques de infiltración. En este método, el agua a infiltrar se distribuye en una serie de estanques (ver figura 4.2) formados por diques de tierra interconectados entre sí, con el fin de que el exceso de agua de uno de ellos pueda pasar al siguiente en el caso de que el agua se obtenga de un canal principal (figura 4.2a), o bien sin

conexión cuando el suministro de agua se efectúa por conducciones a baja presión (figura 4.2b). En cualquier caso, la construcción de estos estanques se debe efectuar de tal forma que la limpieza de uno de ellos no obligue a la inutilización total del sistema durante cierto tiempo.

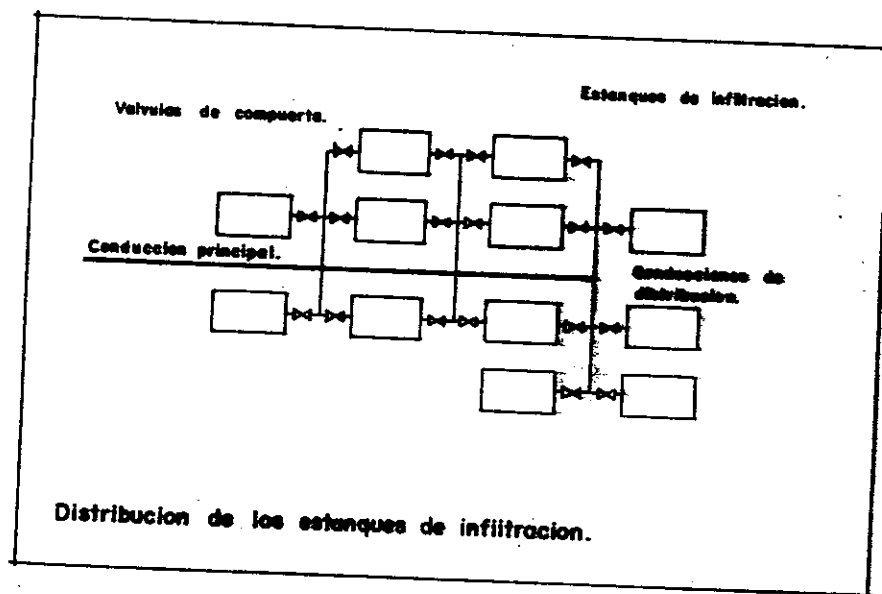


Figura 4.2
Estanques de infiltración

Este sistema, que utiliza al máximo las condiciones topográficas del terreno, es el más económico cuando la velocidad de infiltración es alta. A veces se combina este método con el de surcos de infiltración para mejorar dicha velocidad. Sin embargo, la velocidad de infiltración disminuye con el tiempo (ver figura 4.3). Cuando las condiciones del medio no impiden la percolación del agua, se puede atribuir dicha disminución de velocidad a una saturación microbiana de los poros que forman la capa superficial.

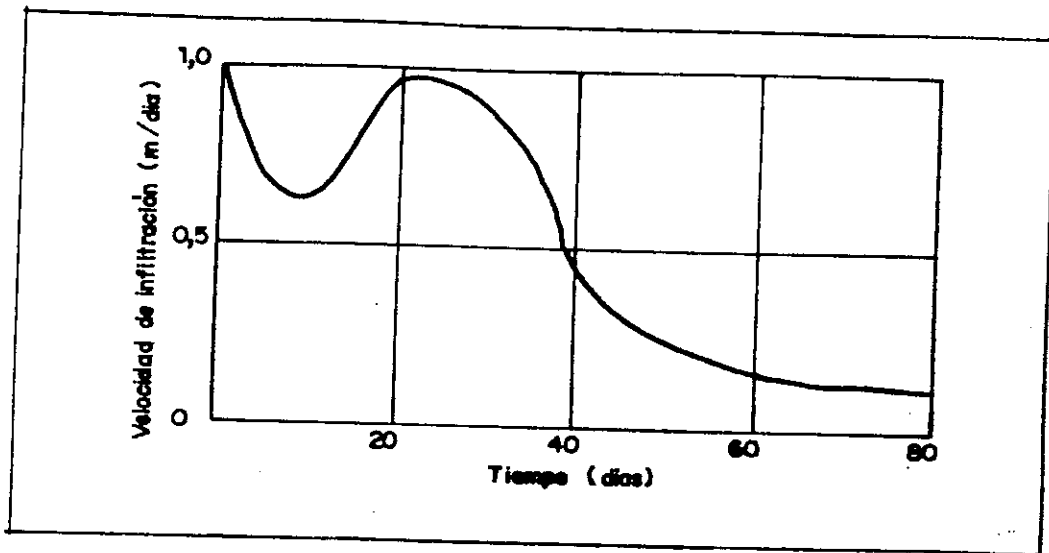


Figura 4.3
Curva de velocidad contra tiempo para estanques de infiltración

Por ello es una buena norma efectuar una limpieza por medio de escarificado o por algún otro método para aumentar, hasta las condiciones iniciales, dicha velocidad.

Se puede obtener un mejor efecto bioquímico, al construir los estanques a una cota lo más alta posible sobre la línea de saturación del acuífero; esto obliga a que, durante la percolación, el agua deba atravesar un gran volumen del medio poroso, aumentando la capacidad del medio de absorber y destruir los microorganismos existentes en el agua de recarga; no obstante, es muy recomendable dar un tratamiento previo para retardar al máximo o anular la posible colmatación de los poros del medio.

Debido a que en Guatemala el tema de la recarga artificial es bastante nuevo, no existen normas para la construcción de este tipo de instalaciones. A continuación encontrará una tabla con las normas suecas, que marcan las condiciones mínimas para el agua de recarga y el agua procedente de bombeo.

Tabla 4.2
Normas suecas para estanques de infiltración

Norma	Mínimo	Medio	Máximo
Altura del estanque sobre el nivel del acuífero (m)	2.0	8.0	30.0
Tamaño efectivo d_{10} de la arena en los filtros rápidos (mm)	0.2	0.4	1.7
Velocidad de infiltración (m/día)	1.5	6.0	16.0
Distancia de los estanques a los pozos de bombeo (m)	100.0	400.0	1,700.0

Fuente: Benitez, Alberto. *Captación de Aguas Subterráneas*. 2a. ed. Madrid (España). Editorial Dossat, S.A. 1972.

Se han realizado estudios analíticos sobre el proceso de recarga por el sistema de los estanques, uno de los cuales, desarrollado por Bittinger, calcula el descenso del incremento del nivel freático, debido a percolación, respecto de las condiciones ideales de un cilindro correspondiente a la infiltración de agua (ver figura 4.4).

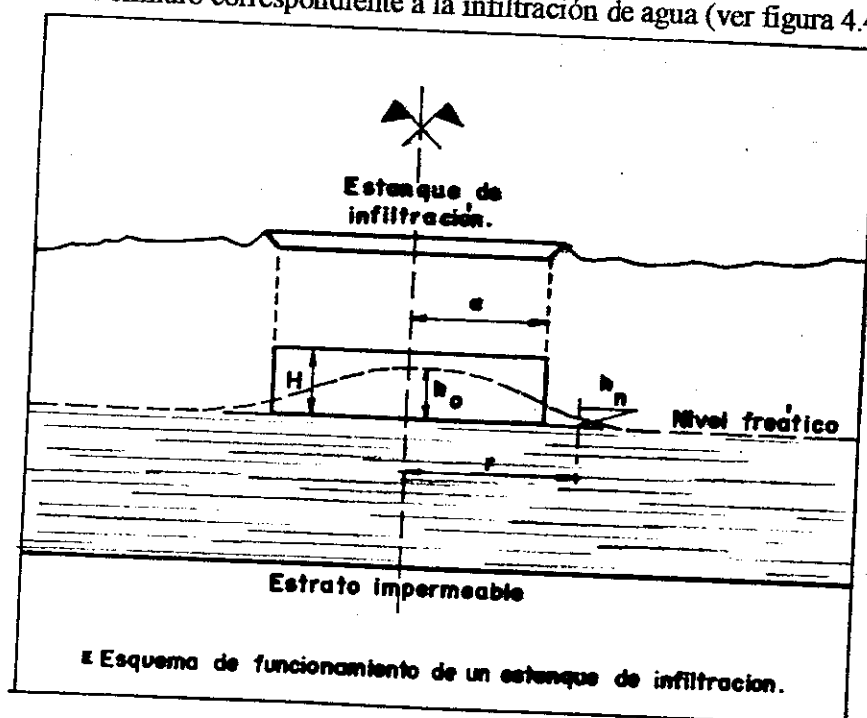


Figura 4.4
Incremento de nivel freático en estanques de infiltración

De acuerdo con dicho estudio, y suponiendo una simetría radial (estanques circulares), el descenso en el centro será:

$$\frac{h_o}{H} = 1 - e^{-\frac{a^2}{4\alpha t}} \quad \text{Ecuación 4.1}$$

donde,

h_o = aumento del nivel freático en el centro

H = aumento del nivel freático en el cilindro ideal

a = radio del estanque

t = tiempo en que se efectúa la recarga

α = coeficiente, igual a T/S

T = transmisibilidad del medio poroso

S = porosidad eficaz, igual al coeficiente de almacenamiento en los acuíferos en condiciones libres

En general, para un punto cualquiera,

$$\frac{h}{H} = 1 - e^{-\frac{(a+r)^2}{4\alpha t}} \quad \text{Ecuación 4.2}$$

que define la curva de variación del aumento del nivel de saturación del acuífero en el caso de un estanque circular.

b. Surcos de infiltración. Cuando el terreno es irregular, o bien se puede esperar

un bloqueo superficial de los poros que reduzcan la infiltración, puede resultar interesante acudir a este método en lugar de los estanques de infiltración. En el esquema, el sistema está formado por un canal principal, del que parte, y retorna a él en un punto más bajo, un surco perimetral que recoge el exceso de agua procedente de la recarga (ver figura 4.5). En el interior del recinto existen una serie de surcos que reparten el agua a infiltrar en toda la zona. En general, el tipo de distribución de estos surcos está fuertemente afectado por la topografía local, por lo que en cada caso será distinto.

Si los surcos de infiltración tienen suficiente flujo y el sistema que distribuye el agua es tal que las profundidades son pequeñas y las velocidades de flujo relativamente altas, el sistema puede limpiarse solo.

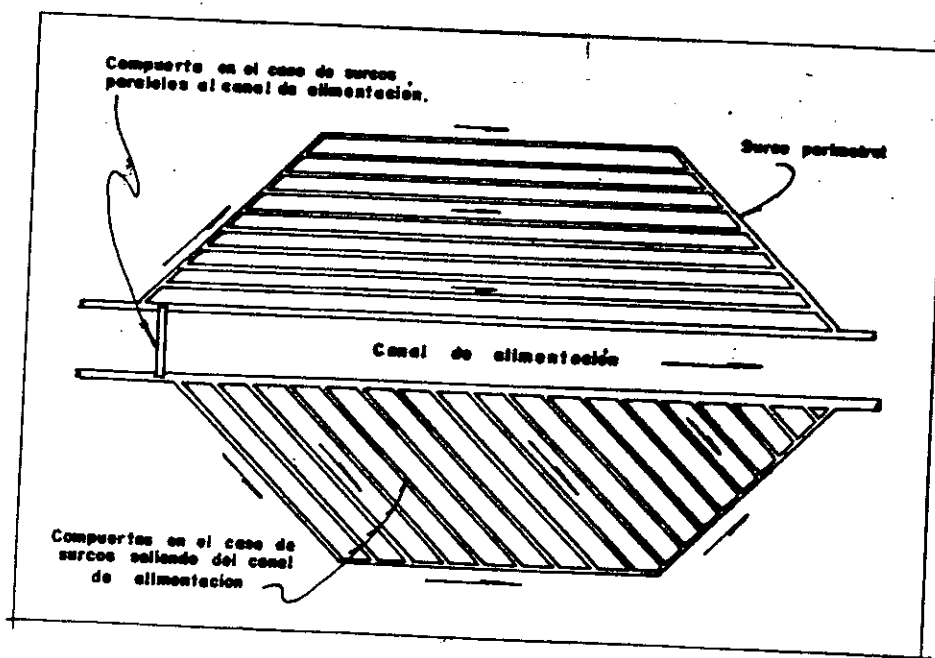


Figura 4.5
Surcos de infiltración

c. Modificación de corrientes. En zonas muy llanas donde existen corrientes superficiales (caso de ríos formando meandros), es útil la aplicación de este sistema, cuya finalidad es aumentar el tiempo de recorrido de la corriente y la zona de recarga (ver figura 4.6).

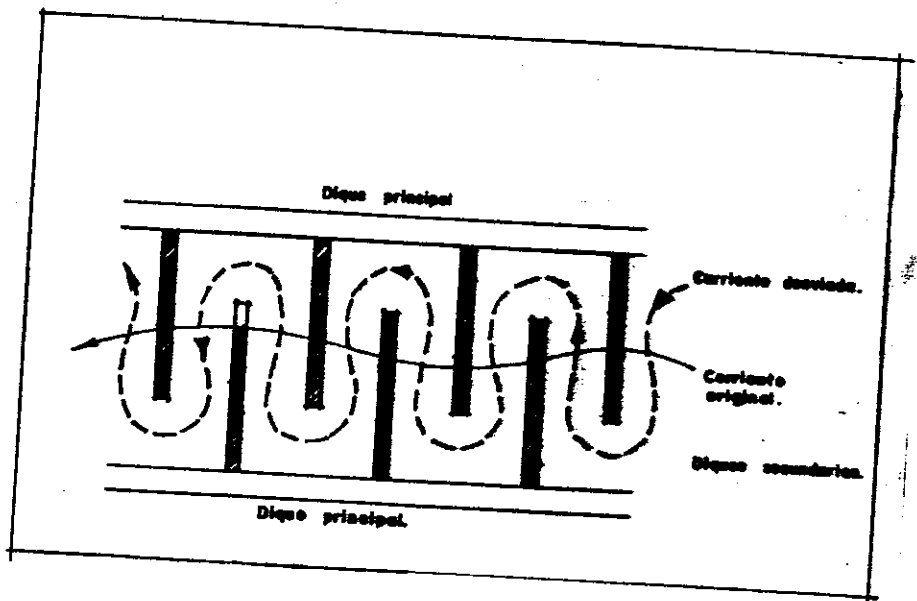


Figura 4.6
Modificación de corrientes

El sistema está formado por dos diques principales que limitan la zona a recargar y, perpendicularmente a ellos, se establecen otros diques secundarios que cortan la corriente y la obligan a aumentar el recorrido.

Tanto este sistema como el indicado anteriormente, se utilizan como variantes en el interior de los estanques de infiltración para evitar la formación de corrientes en dichos estanques, buscando los caminos más rápidos de entrada y salida del agua, con la consiguiente pérdida de rendimiento al disminuir la sección de infiltración.

d. Zonas inundadas. El fundamento es análogo al indicado en la modificación de corrientes, pero con la diferencia de que, mientras que en el sistema de modificación de corrientes se aumentaba el recorrido del agua superficial, con este sistema se crea una pequeña lámina de agua (ver figura 4.7) que se retiene por medio de presas de muy poca altura y con la que se recarga el acuífero. Para que la infiltración sea máxima, es preciso que la velocidad del agua superficial sea muy pequeña con el fin de no arrastrar la vegetación existente, que ayuda a la recarga; por tanto, la pendiente natural del terreno debe ser muy pequeña.

Las velocidades de infiltración en zonas inundadas tienden a bajar con el tiempo por la acumulación en el fondo de sedimentos que venían suspendidos en el agua. Por esto, las zonas a ser inundadas deben ser regularmente vaciadas y limpiadas para restaurar las velocidades de infiltración. Se puede lograr una optimización económica al encontrar un balance entre una presedimentación, que evitaría la sedimentación en el fondo, y un mantenimiento regular. Esto se debe a que si la presedimentación es demasiado efectiva, el agua en la zona de infiltración sería transparente, lo cual permite que los rayos de luz alcancen grandes profundidades, causando el rápido crecimiento de algas y estimulando otras actividades biológicas que pueden acelerar las obstrucciones en los poros. El proceso necesario para limpiar las obstrucciones causadas por actividades biológicas es un proceso más especializado, y por lo tanto más caro, que el proceso para limpiar obstrucciones por sedimentación.

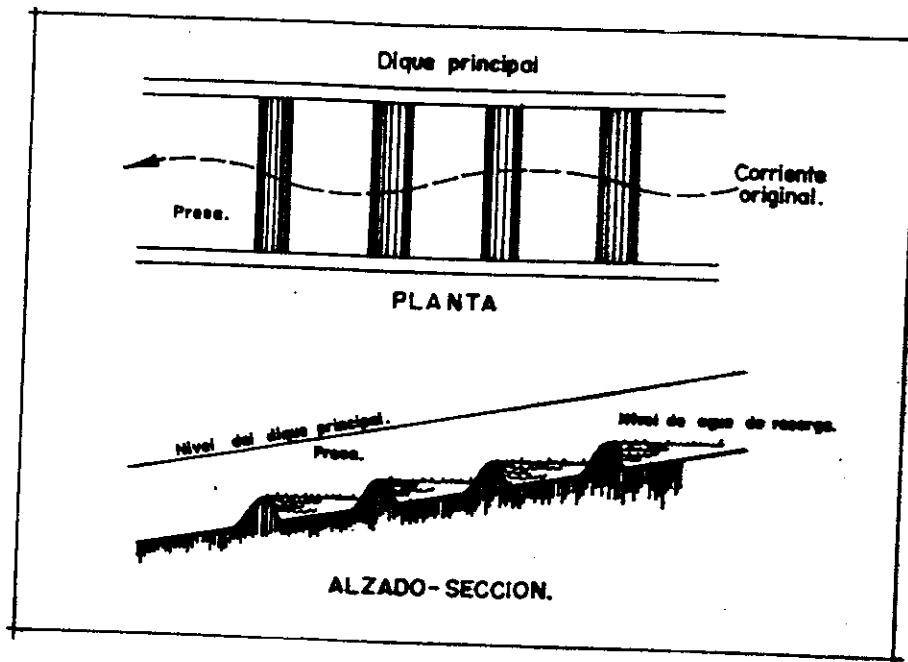


Figura 4.7
Zonas inundadas

2. Recarga por medio de pozos. Los pozos de recarga o inyección son muy similares a los pozos de explotación, usan secciones con rejillas, filtros de grava (en acuíferos no consolidados), etc. Antes de ser inyectada el agua necesita ser tratada cuidadosamente para remover todos los materiales en suspensión. Aun así, los pozos de inyección, en acuíferos no consolidados, se van bloqueando conforme pasa el tiempo. Esto requiere un bombeo o desarrollo periódico del pozo. Aunque en teoría la capacidad de inyección de un pozo y la capacidad de extracción deberían ser las mismas, debido a estas obstrucciones, la capacidad específica de los pozos de inyección, en acuíferos no consolidados, generalmente se estima ser la mitad de la capacidad específica de los pozos de explotación. Pozos de inyección en acuíferos de rocas fracturadas y en piedra caliza con porosidades secundarias bien desarrolladas pueden tener velocidades de inyección muy similares a las de extracción.

a. Pozos de colectores horizontales. En el caso de que los estratos superficiales del medio poroso sean relativamente impermeables, no se pueden utilizar los métodos de recarga descritos anteriormente; sin embargo, si el espesor total de estos no es excesivo (2 a 3 metros), se pueden excavar zanjas colocando en su interior tubos colectores perforados horizontales. La utilización de este sistema está condicionada por la existencia, en las proximidades de la zanja, de una corriente de agua superficial.

Los taludes de las zanjas deben ser lo más verticales posible, con el fin de que el fango y las materias en suspensión que se puedan producir caigan al fondo, para permitir la infiltración por sus paredes; se debe tener la precaución de extraer periódicamente el fango producido para impedir que los tubos colectores se obstruyan. Este tipo de sistema tiene un costo de construcción y mantenimiento muy alto, por lo que es realizable solamente en circunstancias muy especiales.

Un sistema muy útil respecto de la limpieza de los tubos horizontales es el de los pozos Ranney (ver figura 4.8). Durante el periodo de recarga, todas las válvulas de los tubos percoladores permanecen abiertas, pero, debido a un efecto de colmatación de los tubos, la velocidad de infiltración es más pequeña que la correspondiente a la colmatación de los tubos durante el bombeo. Sin embargo, durante la limpieza de los tubos, se deja abierta únicamente la válvula correspondiente al tubo a limpiar, con lo que la velocidad es mucho mayor, superior a 2.1 mm/s, que corresponde a la velocidad de arrastre de las partículas depositadas en los huecos de medio poroso; con este sistema se consigue, mediante un costo de limpieza mínimo, la utilización de estos pozos para la recarga artificial de acuíferos en condiciones artesianas.

La limpieza de los tubos debe efectuarse cuando la permeabilidad de los materiales situados en las proximidades de los tubos ha bajado hasta un 60 por ciento de su valor inicial.

b. Pozos verticales. En el caso de acuíferos en condiciones artesianas, o bien cuando

existe limitación de espacio para la utilización de cualquiera de los métodos anteriores, se puede utilizar el sistema de recarga por medio de pozos verticales (ver figura 4.9).

Desde un punto de vista hidráulico, la velocidad de recarga deber ser igual a la de bombeo; sin embargo, en la realidad, la primera es bastante menor debido a la obstrucción de los poros del medio por partículas en suspensión existentes en el medio o el agua de recarga, aire disuelto, bacterias y reacciones químicas entre el agua de recarga y la del medio. Se debe, por tanto, adoptar las máximas precauciones durante el periodo de construcción del pozo y durante el proceso de recarga.

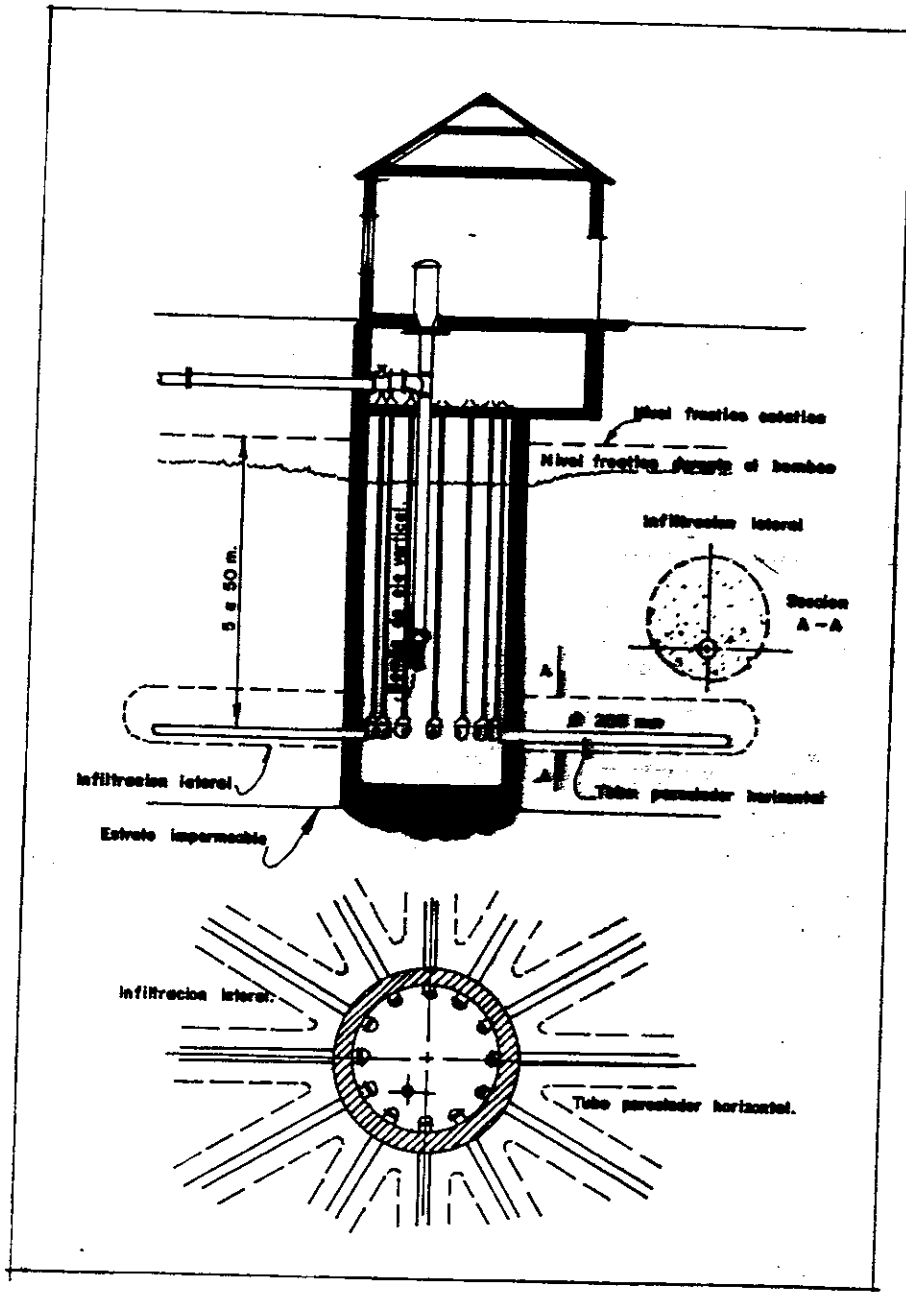


Figura 4.8
 Pozos horizontales Ranney

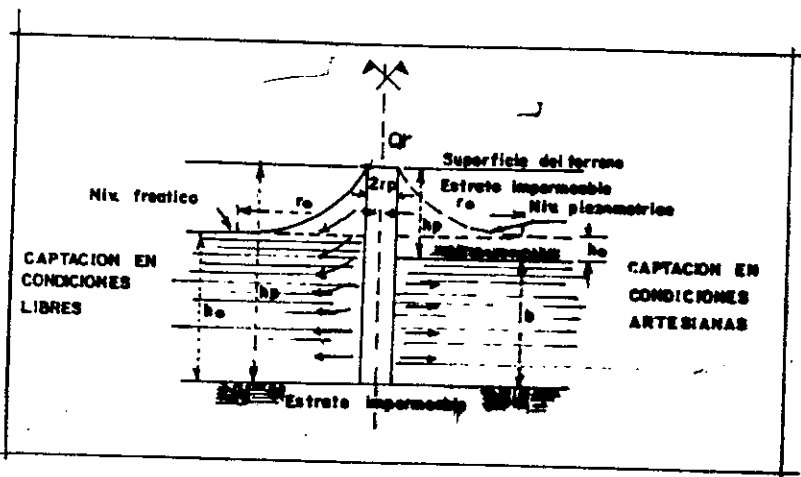


Figura 4.9
Pozos verticales

El agua para los pozos de inyección debe ser aplicada a través de una tubería relativamente pequeña situada debajo del nivel del agua. Esto es para evitar que el agua caiga libremente al pozo causando disolución de aire en el agua. El aire disuelto en el agua puede causar problemas al adherirse en el acuífero, si el agua de recarga es más fría que el agua del acuífero. El aire atrapado puede reducir significativamente la conductividad hidráulica del acuífero alrededor del pozo y, por lo tanto, la velocidad de inyección.

El caudal necesario de recarga viene definido por:

Acuíferos en condiciones artesianas:

$$Q_r = \frac{2\pi K b (h_p - h_o)}{\ln\left(\frac{r_o}{r_p}\right)} = \frac{2\pi T (h_p - h_o)}{\ln\left(\frac{r_o}{r_p}\right)} \quad \text{Ecuación 4.3}$$

Acuíferos en condiciones libres:

$$Q_r = \frac{\pi K (h_p^2 - h_o^2)}{\ln\left(\frac{r_o}{r_p}\right)} \quad \text{Ecuación 4.4}$$

donde,

Q_r = caudal de recarga

K = permeabilidad

b = espesor del estrato permeable (condiciones artesianas)

h_p = espesor de estrato permeable (condiciones libres) o espesor del estrato impermeable (condiciones artesianas)

h_0 = potencia del acuífero (condiciones libres) o altura del nivel piezométrico sobre el estrato permeable (condiciones artesianas)

r_p = radio del pozo de bombeo

r_0 = radio de la campana de variación del nivel freático (condiciones libres) del nivel piezométrico (condiciones artesianas)

T = transmisibilidad del medio poroso

Como puede observarse, estas fórmulas son similares a las de captación por pozos verticales en acuíferos infinitos en condiciones artesianas o libres.

Un caso muy utilizado es de la recarga de un acuífero profundo por medio de una captación superficial para alimentar una cierta captación profunda (ver figura 4.10a), o bien, a partir de un bombeo de una corriente superficial en el caso de que el estrato superficial sea impermeable (ver figura 4.10b)

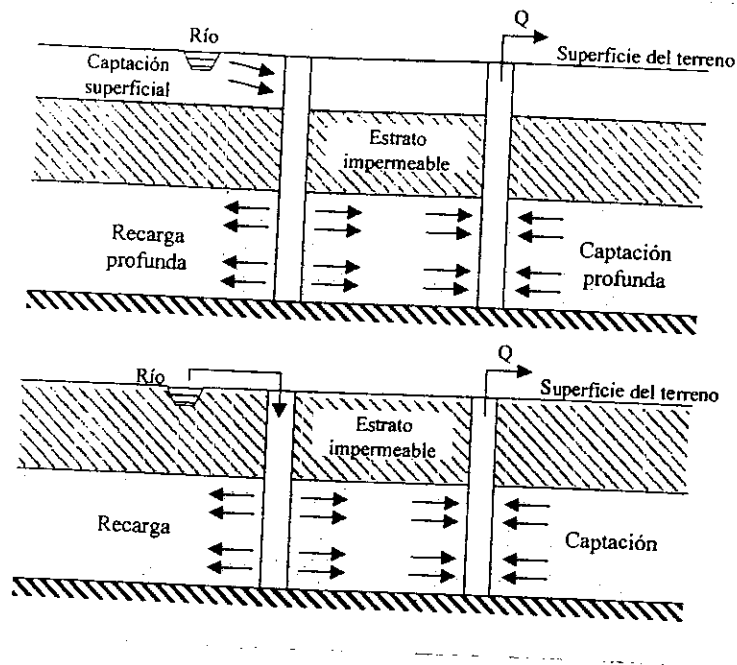


Figura 4.10
Captación superficial para recarga por medio de pozos verticales

C. Antecedentes sobre proyectos de recarga artificial

1. Grandes llanuras del Sur de EEUU, Texas, Oklahoma y Nuevo México: Recarga a través de pozos. El agua de escorrentía superficial se acumula en depresiones naturales llamadas playas en las Llanuras Altas del Sur donde la mayoría de esta es desperdiciada por evaporación. El agua es turbia, pero en general de buena calidad para ser usada para recargar el acuífero.

Aproximadamente el 90% de la escorrentía se acumula en estas playas y no fluye hacia ríos o arroyos. Las playas son depresiones naturales con fondos planos que ocasionalmente se inundan; generalmente la profundidad del agua es de aproximadamente 0.30 metros (12 pulg.) y ocasionalmente puede alcanzar

profundidades de hasta 1.50 metros (60 pulg.). La mayoría del agua se evapora y muy poca de esta se infiltra hacia el acuífero regional.

El trabajo de investigación se llevó a cabo por laboratorios ARS (Agricultural Research Service) en Bushland, Texas, durante un periodo de 19 años. Esta investigación cubrió los temas de: fuentes de agua, manejo del agua, recarga con agua turbia, hidrogeología y clarificación de agua.

a. Recarga a través de pozos con agua turbia. Los primeros intentos de recargar el agua de las playas usaron pozos de doble función. Agua turbia de las playas fue recargada en pozos de irrigación durante 23 horas, luego la recarga era detenida y el pozo era bombeado durante 1 hora para re-desarrollar el pozo.

Aunque se obtuvieron diferentes resultados para este procedimiento, la mayoría concluyó en que el recargar agua turbia obstruía los poros del medio y por lo tanto arruinaba el pozo, por lo que esto no era recomendable. Valiant (1962) recargó 401,000 m³ de agua turbia en un pozo que abarcaba una zona con permeabilidades muy altas y reportó que no había reducción en el rendimiento del pozo.

Otros pozos de doble función fueron arruinados por la recarga de agua turbia. Clyma (1964) reportó que el 93 por ciento de la arcilla que entraba en el acuífero, permanecía en el acuífero a pesar del bombeo de 1 hora, y que la recarga reducía la capacidad específica del pozo a menos del 10 por ciento de su capacidad inicial. Todo esfuerzo por re-desarrollar los pozos fallaron.

b. Clarificación del agua. El agua en las playas es siempre turbia. Los sólidos en

suspensión son en su mayoría arcillas y limos, que varían en cantidad de 200 a 1000 mg/L y depende de la velocidad del viento, vegetación en las playas, profundidad del agua y otros factores.

Luego de usar diferentes procedimientos, físicos y químicos se encontró que la combinación de polielectrolitos catiónicos y sulfato de aluminio era efectiva en dosis menores que cualquiera de estos solos, obteniendo como resultado agua clarificada en sistemas de campo sencillos.

En los sistemas de campo, un polielectrolito catiónico era alimentado a la succión de una bomba centrífuga donde era mezclado con el agua instantáneamente. El sulfato de aluminio era agregado justo antes de una reducción parcial. Un canal de irrigación servía como un agente de mezcla lenta y una fosa rectangular servía como un sedimentador. Este sistema reducía los sólidos en suspensión de 200 mg/L a menos de 20 mg/L.

c. Recarga a través de pozos. El costo de la construcción de un pozo es un factor muy importante en el costo total de recarga. Por esto, se hicieron pruebas en dos tipos de pozos.

Un pozo era un pozo típico de irrigación con tubería de encamisado de 41 cm (16 pulg.) de diámetro exterior y 27 metros (90 pies) de rejilla con su filtro de grava respectivo. La tubería estaba cementada de la superficie a 28 metros (92 pies) de profundidad. El pozo tenía una bomba de turbina y dos tuberías de 5 cm (2 pulg.) instaladas dentro del encamisado del pozo para inyectar el agua al pozo. Estas tuberías tenían válvulas de control para mantener una presión positiva en ellas y así evitar que el aire se disolviera en el flujo de recarga.

El otro tipo de pozo era un pozo de bajo costo que tenía tubería de encamisado de 15 cm (6 pulg). Al igual que el otro tipo de pozo, este tenía su rejilla y filtro de grava correspondiente, así como un sello de cemento hasta la superficie. El agua de recarga caía libremente en estos pozos, así que si había aire en suspensión.

Un total de 18,600 m³ de agua de las playas era recargado en los pozos de irrigación. Después de 23 horas de recarga, el pozo era bombeado 1 hora para re-desarrollar el pozo; 990 m³ de agua eran bombeados para dar una recarga neta de 17,600 m³ de agua clarificada. No había reducción en la capacidad específica de este pozo, poco movimiento de arena hacia el pozo y ningún daño aparente como resultado de la operación de recarga.

Un total de 56,000 m³ de agua fueron recargados en los pozos de bajo costo. La velocidad de recarga disminuyó con el tiempo pero esta fue totalmente restaurada con desarrollar nuevamente el pozo. El agua del desarrollo del pozo salía turbia, sin embargo, los sólidos suspendidos se asentaban rápidamente.

2. Llanuras Heretaunga, Bahía Hawke, Nueva Zelanda: Recarga a través de

lagunas de infiltración. El acuífero situado en las llanuras de Heretaunga es recargado naturalmente a una razón de 5.5 m³/s, proveyendo así agua para las poblaciones cercanas. Esta agua es utilizada en actividades domésticas, industriales y agrícolas de una población de aproximadamente 120,000 habitantes.

Este acuífero, es un acuífero confinado, que se alimenta del río Ngaruroro en su sección no confinada. El agua que se infiltra del río fluye hacia la costa, a una distancia de aproximadamente 12 kilómetros, y eventualmente emerge en la Bahía Hawke como agua dulce, a 20 kilómetros de la costa. La carga hidráulica, de

aproximadamente 9 metros, es suficiente para evitar que el agua salada invada el acuífero.

La idea de recargar artificialmente este acuífero nació luego de varios años de poca lluvia y por lo tanto un descenso en los niveles y presiones de este acuífero. Al faltar la lluvia, la demanda de agua crece para satisfacer demandas más altas de irrigación y otras actividades.

El sistema de recarga cubre un número de elementos esenciales entre los cuales se encuentran los siguientes:

- a. Captación de agua. El agua que se usa para la recarga proviene del río Ngaruroro. La toma de agua se hace a través de una tubería de 1800 mm que luego descarga a un canal.
- b. Estructura de control de captación. Esta localizada aproximadamente 500 metros aguas abajo sobre el río. Su propósito es evitar la entrada de agua demasiado turbia al sistema para que este no sea obstruido. Se colocaron compuertas hidráulicas que son controladas por las lecturas de turbidímetros.
- c. Reja eléctrica para peces. Para prevenir que peces se atoren en las lagunas de infiltración se colocó una barrera eléctrica en el canal. Esta está cargada con corriente alterna de 25 Voltios. Se colocó una tubería para permitir el regreso de los peces al río.
- d. Sistema de control de flujo. Se colocó un sistema de vertedero y canales para

regular el flujo entrante y así no inundar las lagunas de infiltración.

e. Laguna de sedimentación. Para reducir aun más los sólidos en suspensión se hizo una laguna de 3 metros de profundidad, que cubre un área de 30,000 metros cuadrados. Esta laguna permite aproximadamente 24 horas de reposo para el agua.

f. Lagunas de infiltración. La infiltración al acuífero no confinado se logró en cuatro lagunas de infiltración. Cada una de estas tiene un área de 10,000 metros cuadrados (500 m x 20 m) con un promedio de 0.50 metros de profundidad.

Solo se utilizan dos lagunas a la vez para permitir un mantenimiento regular. Cada una de las lagunas tiene la capacidad de infiltrar al acuífero aproximadamente 500 l/s.

La razón de recarga artificial, 1000 l/s, complementa la recarga natural del acuífero por un 20 por ciento aproximadamente. Aunque toda el agua recargada entra al acuífero no confinado, no se ha logrado determinar qué porcentaje regresa al río, qué porcentaje se pierde en manantiales no aprovechables y finalmente qué porcentaje llega al acuífero confinado.

3. San Isidro, zona 16, Guatemala: Recarga artificial por medio de pozo de inyección. En Residenciales Las Fuentes, situada en la zona 16 de la ciudad de Guatemala se recarga artificialmente el acuífero, a través de un pozo de inyección profundo, con resultados muy satisfactorios. Aunque este proyecto es probablemente el único en su clase que existe en Guatemala, la idea de recargar el acuífero nació no tanto por la recarga misma, sino por la falta de condiciones topográficas adecuadas para los drenajes pluviales en la zona.

La cantidad de agua recargada al acuífero por medio de este pozo es sorprendente. Lastimosamente no se han realizado estudios sobre el impacto que este ha causado sobre el acuífero que alimenta.

El sistema es bastante sencillo y cuenta con tres etapas básicas, la desarenación (remoción de sólidos en suspensión), el almacenamiento y el pozo de inyección. El pozo de inyección se perforó a una profundidad de 600 pies. A este se le instaló una tubería de revestimiento de acero negro de 8 pulgadas de diámetro, un filtro de grava y un sello sanitario.

El diseño del pozo es igual al diseño de un pozo de extracción de agua. Se colocaron 400 pies de rejilla para permitir el paso del agua hacia y del acuífero. Esto permite la inyección efectiva de aproximadamente 400 galones por minuto, es decir, aproximadamente 2,180 metros cúbicos diarios.

El sistema se encuentra funcionando desde el 27 de mayo de 1994 sin presentar problemas y requiriendo relativamente poco mantenimiento.

V. DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO

En 1986 JICA llevó a cabo un estudio de factibilidad de desarrollo de las Aguas Subterráneas en el Valle de la Ciudad. Este estudio se desarrolló principalmente en tres áreas, siendo estas Norte, Noreste y Sur. En este estudio se determinó que las áreas más propicias para el desarrollo de las aguas subterráneas son la norte y noreste. En base a lo anterior, EMPAGUA en conjunto con CKC (Chuo Kaihatsu Corporation) de Japón, desarrolló un estudio hidrogeológico en el valle de la ciudad de Guatemala, denominado "Proyecto Emergencia". En este estudio se identificaron cinco zonas, siendo ellas: Norte, Lavarreda, El Rodeo, Canalitos y Vista Hermosa.

Debido a que del anterior estudio, ya se tienen disponibles los estudios hidrogeológicos realizados, para el desarrollo de la presente tesis se ha seleccionado, entre estas cinco zonas, la zona de Lavarreda. Este sector se encuentra ubicado en la zona 18 de la ciudad de Guatemala, el noreste de la ciudad (ver Apéndice A). Al norte colinda con la Colonia Los Olivos, al sur con la Colonia Covitigs, al este con Residencial Atlántico y al oeste con el Barrio San Antonio. La selección de la zona se ha hecho tomando en consideración sus características topográficas, hidrogeológicas y socioeconómicas. También se tomó en consideración para la selección de la zona, la factibilidad de la realización del presente estudio, en un corto plazo, en la zona.

El estudio realizado por EMPAGUA y CKC sobre la zona de Lavarreda se basó en diferentes sondeos que se realizaron, así como la observación de 13 pozos de EMPAGUA ya existentes en la zona. Algunos de los sondeos que se realizaron son los siguientes: pruebas de bombeo, sondeos eléctricos (análisis de resistividad) y

estudios electromagnéticos (método VLF y PLMT). Como conclusión del estudio se propuso la construcción de tres pozos de explotación de agua subterránea en la zona (ver Apéndice A). La siguiente tabla nos permite apreciar las características generales de los pozos propuestos, brindándonos una idea general del comportamiento de los acuíferos de la zona.

Tabla 5.1
Pozos de explotación propuestos por EMPAGUA

No. Pozo	Ubicación UTM		Elevación (m.s.n.m)	Diámetro interno (plg.)	Profundidad (mts.)	Nivel Estático (m.s.n.m)	Abatimiento (mts.)	Caudal (lts./seg)
	X	Y						
L-1	1622.17	771.78	1465.00	12	400	1250.00	5	30
L-2	1623.03	772.83	1520.00	12	400	1250.00	5	30
L-3	1622.10	773.10	1500.00	12	400	1250.00	5	30
3	SUB-TOTALES				1200			90

Fuente: Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA), Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala. Proyecto Emergencia. Guatemala, 1995

Según el censo realizado en 1994 por el Instituto Nacional de Estadística, la población aproximada de Lavarreda es de 2,410 habitantes. Estos se encuentran distribuidos de la siguiente manera: 19 por ciento se encuentran entre las edades de 0 a 6 años, 18 por ciento entre 7 y 14 años, 61 por ciento entre 15 y 64 años y 3 por ciento son mayores de 65 años. En lo que a raza respecta, el 7 por ciento son indígenas y el 93 por ciento son ladinos. El 90 por ciento es alfabeta mientras el restante 10 por ciento es analfabeta. El 11 por ciento no posee ningún grado académico de educación, el 2 por ciento asistió a pre-primaria, el 53 por ciento tiene estudios de primaria, el 30 por ciento posee educación media y el 4 por ciento tiene estudios superiores. Se estima que existen 441 casas formales, 3 apartamentos, 27 viviendas improvisadas y 3 de otros tipos. De estos 398 poseen instalaciones de agua potable, 307 instalaciones de drenajes sanitarios y 424 instalaciones eléctricas.

A pesar de que la población es relativamente baja y no hay un número muy grande de viviendas formales con instalaciones de agua potable o industrias, los pozos de explotación de aguas subterráneas en Lavarreda no sólo suplen la demanda de la población local. Estos pozos también ayudan a suplir la demanda de varias zonas de la ciudad capital, entre ellas la zona 18, la cual según el censo realizado por el INE en 1996, posee más de 38 industrias. .

La aldea Lavarreda pertenece a la cuenca del río Los Vados (El Chato). Esta cuenca tiene un área aproximada de 45 Km² y abarca no sólo la aldea Lavarreda sino también otras como lo es El Rodeo.

A. Balance hídrico de la sub-cuenca

Toda cuenca de la cual es extraída parte de su agua subterránea sufre un desbalance en su ciclo natural, en donde es extraída más agua de la que logra infiltrarse naturalmente. A continuación podemos apreciar en resumen el comportamiento de la cuenca y los componentes de la ecuación del balance hidrogeológico.

Tabla 5.2
Resumen del balance hídrico

SUB-CUENCA DEL RIO LOS VADOS				
Dimensionales	Precipitación	Evapotranspiración	Escurrimiento Superficial	Infiltración o recarga natural
mm/año	1,042	650	192	200
m ³ /seg.	1.487	1.381	0.274	0.285
Mm ³ /año	46.89	43.55	8.64	9.00

Fuente: Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA), Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala, Proyecto Emergencia, Guatemala, 1995

Ecuación del balance hidrogeológico

$$R_N + R_A + Q_{AST} - Q_B - Q_{SB} = \pm \Delta V \quad \text{Ecuación 5.1}$$

Donde,

R_A = recarga artificial

Q_{ASE} = Escurrimiento subterráneo que entra a la cuenca

Q_{ASS} = Escurrimiento subterráneo que sale de la cuenca

Q_B = Caudal o volumen extraído por pozos

Q_{SB} = Caudal o flujo base

ΔV = Cambio de almacenamiento de aguas subterráneas en la cuenca

$Q_{AST} = Q_{ASS} - Q_{ASE} =$ Flujo subterráneo global (entradas – salidas)

Tabla 5.3
Valores de la ecuación del balance hidrológico en $Mm^3/año$

Parámetro	Cuenca del Río Los Vados
R_N	+ 9.00
R_A	+ 4.65
Q_{AST}	- 5.15
Q_B	- 3.97
Q_{SB}	- 6.30
ΔV	- 1.77

Fuente: Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA), Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala, Proyecto Emergencia. Guatemala. 1995

B. Acuíferos de la cuenca

Hidrogeológicamente, la cuenca del río Los Vados está constituida en forma general por tres acuíferos, los cuales por sus características geológicas presentan una gran complejidad en lo que respecta a la conexión hidráulica entre si. Dichos acuíferos son identificados como acuífero del relleno volcánico, de sedimentos fluviales con lavas y calizas.

1. Acuífero del relleno volcánico. Este acuífero está constituido principalmente por sedimentos volcánicos de poca potencia, constituidos por piroclásticos pomáceos, los cuales cubren un área muy pequeña en la cuenca (aprox. 10 km²).

Los espesores del relleno volcánico varían desde unos metros hasta profundidades de aproximadamente 200 metros, particularmente en la zona suroccidental y noroeste de la cuenca.

Los piroclásticos del acuífero del relleno volcánico tienen permeabilidad primaria, la cual en forma general es bastante baja debido a la heterogeneidad y granulometría variada de los materiales que constituyen el relleno volcánico.

Los piroclásticos del cuaternario sobreyacen principalmente a las calizas y en menor proporción a las andesitas, riolitas del terciario y arenas y gravas posiblemente del terciario.

2. Acuífero de sedimentos fluviales y lavas. Este acuífero está constituido principalmente por lavas andesíticas y los sedimentos fluviales de origen volcánico.

Los afloramientos de las lavas se identifican principalmente al este y zona central de la cuenca del río Los Vados, particularmente a la altura del Km. 11 de la carretera CA-9 y en la colonia Mirador de la Cruz.

La permeabilidad de las lavas es secundaria y alcanza valores bajos, tal y como se puede comprobar con los datos obtenidos a través de la prueba de bombeo realizada en el pozo privado Mirador de la Cruz.

La profundidad de las lavas varía desde una decenas de metros hasta profundidades de aproximadamente 300 metros. Sin embargo, en promedio, estas tienen profundidades menores de 100 metros.

Las lavas y los sedimentos fluviales sobreyacen a las calizas del cretácico, rellenando las depresiones topográficas formadas por la tectónica de las rocas cretácicas.

Las lavas del norte de la cuenca se encuentran en contacto con las rocas metamórficas del paleozóico y las calizas negras que constituyen los cerros El Chile y de la Mina respectivamente. Las rocas metamórficas del norte constituyen una barrera impermeable para la circulación del agua subterránea, condicionando los flujos hacia el noroeste de la cuenca, siguiendo el patrón del escurrimiento superficial de la zona.

Los aforamientos de lavas, cubren aproximadamente el 25% de la cuenca.

3. Acuífero de calizas. Las calizas del cretácico que constituyen este acuífero pueden identificarse como:

- Calizas gris-oscuro, con abundantes vetas de calcita, con un metamorfismo de bajo grado.
- Calizas de color blanco a gris-claro, fracturadas y/o parcialmente karstificadas.

Las calizas afloran aproximadamente 3 km² de la cuenca (aproximadamente el 7 por ciento de la misma), sin embargo, éstas subyacen a las lavas y relleno volcánico, en consecuencia constituye el acuífero más importante de la cuenca y el que posee mejores características hidrogeológicas para ser explotado y/o recargado. Se estima

que las calizas ocupan una franja de 20 Km. de largo y 5 Km. de ancho, para dar como resultado un área aproximada de 100 km².

C. Profundidad de los niveles freáticos

La profundidad de los niveles de aguas subterráneas en la cuenca del río Los Vados deben diferenciarse en función del acuífero explotado, especialmente si corresponden a niveles en piroclásticos o en calizas.

En particular los niveles freáticos del relleno piroclástico oscilan entre 75 a 80 metros de profundidad. Los niveles freáticos de las lavas andesíticas se encuentran aproximadamente a 75 metros de profundidad.

Los niveles de las calizas se encuentran a diferentes profundidades, respondiendo a las estructuras desarrolladas, como consecuencia del tectonismo de la zona; así, los niveles piezométricos en estas oscilan entre 100 a 250 metros de profundidad. Sin embargo, en general los niveles piezométricos oscilan entre las elevaciones 1,300 y 1,175 metros sobre el nivel del mar.

En el Apéndice B se presenta un mapa de isolíneas de los niveles freáticos de la zona, realizado por EMPAGUA y CKC. Se puede estimar que al sureste y centro de la cuenca, los niveles de aguas subterráneas se encuentran aproximadamente en promedio de la cota 1,250 m.s.n.m. y representan en particular niveles especialmente de las calizas de color blanco, fracturadas y/o karstificadas. Al Noroeste de la cuenca los niveles de aguas subterráneas, especialmente en las denominadas calizas negras, se encuentran más profundos, debido a que estas subyacen a los afloramientos de andesitas del área.

Los niveles de aguas subterráneas de esta cuenca se encuentran en casi toda el área por debajo del nivel de los ríos que drenan las aguas superficiales de la cuenca. La condición anteriormente expuesta nos permite definir que los ríos de esta cuenca en casi todo su trayecto son influentes, o podrían aportar agua a los acuíferos de la cuenca.

D. Fluctuación de niveles freáticos de la cuenca

Tomando como referencia la información recopilada del “Estudio Hidrológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala, Proyecto Emergencia” realizado por EMPAGUA se logró establecer un historial de niveles estáticos y dinámicos de la mayoría de pozos operados y/o construidos por esta institución.

En la siguiente tabla se presenta en forma resumida, los descensos anuales promedio calculados para cada pozo de la cuenca.

Tabla 5.4
Resumen de los descensos / año de los pozos de la cuenca del río Los Vados

Numero del Pozo (EMPAGUA)	Nombre del Pozo	Ascenso ó Descenso / Año (metros / año)	Acuífero Mayormente Explotado
42	El Rosario	+1.25	Relleno Volcánico
58	Pinares del Norte -- JICA	-0.15	Calizas
59	Rodriguitos - JICA	-1.25	Calizas Blancas
69	Pinares del Norte - CIVISA	-0.45	Calizas Blancas
77	San Rafael	-0.64	Relleno Volcánico
78	Maya I	-10.25	Calizas Negras
80	Maya II	-1.10	Calizas Blancas
81	Barrio Colombia	-4.30	Calizas Blancas

Fuente: Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA), Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala, Proyecto Emergencia. Guatemala. 1995

Definir un descenso promedio en las calizas de esta cuenca es difícil de establecer. No obstante, en términos generales, parece que los valores promedios oscilan alrededor de la media aritmética obtenida con los datos de descenso de las calizas blancas, el cual equivale a un valor de -1.77 m/año . Tomando en consideración el área estimada de las calizas y su coeficiente de almacenamiento asumido, se puede establecer que dicho descenso por año equivale a un aporte de $1.77 \text{ Mm}^3/\text{año}$, es decir a un aporte de $1 \text{ Mm}^3/\text{año}$ por metro de descenso de nivel de aguas subterráneas en calizas. Es interesante notar que al calcular el déficit de agua subterránea en el acuífero, los resultados concuerden entre la ecuación del balance hidrogeológico y el descenso promedio del nivel freático en el mismo.

Los descensos en las calizas negras, en función de la información disponible, parece ser mayor que en las calizas blancas, posiblemente por ser menor su capacidad de almacenamiento, de tal hecho y particularmente en el pozo Maya I, el descenso evaluado es alrededor de los 10 m/año .

Los descensos en el relleno piroclástico, no es posible precisarlo en toda la cuenca, sin embargo, considerando los valores obtenidos a través del pozo San Rafael (77), se puede estimar que los descensos en dicho acuífero son menores a 1 m/año .

E. Parámetros hidrogeológicos: Transmisividad, Coeficiente de Almacenamiento y Caudal específico

En la cuenca del río los Vados se han construido 16 pozos por EMPAGUA, de los cuales 7 cuentan con información de las pruebas de bombeo efectuadas. Para la evaluación de las transmisividades de los acuíferos de la cuenca del río Los Vados, se

analizó, por parte de EMPAGUA, la información de las pruebas de bombeo de los pozos.

Para la caracterización de transmisividades de los acuíferos de una cuenca es necesario contar con la información de las pruebas de bombeo de un número considerable de pozos bien distribuidos, así como también con suficiente penetración. Desafortunadamente en la cuenca se cuenta únicamente con la información de 16 pozos, 9 de los cuales penetran el acuífero de calizas blancas, 3 penetran en calizas negras, 3 penetran en piroclásticos y 1 en lavas. Por esta razón, EMPAGUA sólo pudo calcular, utilizando los métodos de Jacob y Theis, las transmisividades del acuífero de calizas blancas y el de calizas negras.

Tabla 5.5
Transmisividades de los acuíferos en la cuenca

Acuífero	Transmisividad (m ² / día)
Calizas blancas	Mayor de 800
Calizas negras	30
Lavas andesíticas	-- ? --
Piroclásticos	-- ? --

Fuente: Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA), Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala, Proyecto Emergencia. Guatemala. 1995

En la cuenca del río Los Vados no se cuenta con pozos de observación cercanos a los pozos de producción o construidos para investigación, de manera de poder evaluar los coeficientes de almacenamiento reales de los acuíferos. Sin embargo, para efectos de cálculo, estimaremos para las calizas blancas un valor de S igual a 1×10^{-2} , considerando que las calizas blancas tienen la condición de acuíferos libres.

Los caudales específicos fueron calculados para los pozos ubicados en la cuenca del río Los Vados por EMPAGUA. En la siguiente tabla podemos observar los resultados.

Tabla 5.6
Caudales específicos para los acuíferos de la cuenca

Acuífero	Caudal Especifico (Its / seg / m)
Lavas andesíticas	0.08
Piroclásticos	0.06
Calizas	5.48

Fuente: Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA), Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala. Proyecto Emergencia. Guatemala. 1995

VI. DISEÑO

A. Selección del método de recarga

Como se mencionó en la sección de recarga artificial de acuíferos, cuando se tienen acuíferos en condiciones artesianas, cuando los niveles freáticos están demasiado profundos (profundidades mayores de 30 metros), o bien cuando existe limitación de espacio para la utilización de cualquiera de los métodos de recarga artificial por extensión de agua sobre el terreno, se debe recurrir al método de pozos verticales. Es este método, el de pozos verticales, el que ha sido seleccionado para el diseño del sistema de recarga artificial del acuífero en la aldea Lavarreda, por dos factores básicos.

El primer factor a considerarse es que en la aldea Lavarreda no se cuenta con grandes extensiones de terreno disponibles para la aplicación de algún método de extensión de agua. Si tomamos como ejemplo el sistema utilizado en las Llanuras Heretaunga de la Bahía Hawke en Nueva Zelanda, descrito en capítulo IV de esta tesis, donde el total de área utilizada para recargar el acuífero fue de 70,000.00 metros cuadrados (30,000.00 m² para la laguna de sedimentación y 4 lagunas de infiltración de 10,000.00 m² cada una), podemos observar que la extensión territorial necesaria para este tipo de sistema se encuentra fuera del alcance no sólo de la Aldea Lavarreda, sino también de cualquier otra zona de la ciudad capital.

El segundo factor a considerarse para la elección del sistema de recarga a utilizar fue la profundidad de los niveles estáticos de la zona. En los pozos propuestos por EMPAGUA y CKC en el proyecto Emergencia para esta zona, el promedio de la profundidad de los niveles estáticos es de 250 metros, mientras las normas suecas establecen un máximo de 30 metros de profundidad para aplicar cualquiera de los métodos de recarga artificial por medio de extensión de agua sobre el terreno.

B. Consideraciones del diseño

1. Déficit de agua a suplir por los pozos de recarga. De acuerdo con el estudio realizado por EMPAGUA y CKC en la aldea Lavarreda, se determinó que el acuífero de calizas blancas, que cubre la mayor parte de la zona, sufre un descenso de 1.77 metros por año de los niveles freáticos. Esto equivale a aproximadamente 1.77 millones de metros cúbicos al año que a su vez equivale a 56.13 litros por segundo.

Este déficit será suplido en parte por un pozo de recarga artificial, que tomará el agua de lluvia que escurre sobre la superficie del terreno para su recarga.

2. Ubicación de los sistemas de recarga. Para determinar la ubicación de los sistemas de recarga, es necesario tomar en consideración algunos factores importantes. Entre los factores a considerar se encuentran las condiciones hidrogeológicas del lugar; los radios de influencia de los pozos de extracción ya que será de gran importancia que los pozos de recarga se encuentren dentro del radio de influencia de uno o más pozos de

extracción; la dirección de flujo del agua subterránea, es necesario que los pozos de recarga estén ubicados aguas arriba, de la dirección del flujo de agua subterránea, de los pozos de extracción; y la topografía de la zona, determinará la cantidad de agua disponible para la recarga y el caudal máximo de diseño.

a. Condiciones hidrogeológicas del lugar. Como vimos en la descripción del área de estudio, la cuenca del río Los Vados, donde está ubicada la aldea Lavarreda, cuenta con tres acuíferos principales: el acuífero del relleno volcánico, el acuífero de sedimentos fluviales con lavas y el acuífero de calizas (blancas y negras). Al comparar la capacidad de recibir y transmitir agua en los tres acuíferos, vemos claramente que el más propenso de ellos es el acuífero de calizas blancas, con una transmisividad mayor a los $800 \text{ m}^2/\text{día}$, mientras el acuífero de calizas negras tiene una transmisividad de $30 \text{ m}^2/\text{día}$ y la transmisividad de los restantes acuíferos no pudo ser determinada.

Los tres pozos propuestos para la aldea Lavarreda en el estudio hecho por EMPAGUA y CKC se encuentran ubicados en este acuífero (calizas blancas), por lo que asumiremos como perfil típico para el diseño el perfil del pozo L-3 (ver figura 6.1a). Aunque el pozo mejor ubicado, Hidrogeológicamente hablando, es el L-2 (ver figura 6.1b), se ha seleccionado el pozo L-3 ya que se considera como un perfil representativo de la hidrogeología de la zona, mientras el perfil L-2 se da solamente en los lugares donde hay afloramientos de calizas.

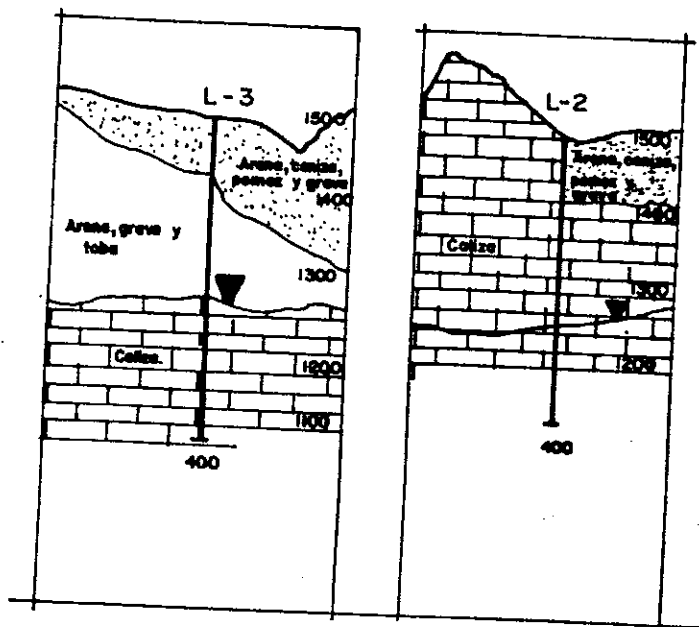


Figura 6.1
Perfil de los pozos de EMPAGUA

b. Radio de influencia de los pozos de extracción. Existen diferentes ecuaciones para definir el comportamiento de los niveles freáticos al ser extraído un caudal de bombeo (Q_b), entre ellas se ha escogido la siguiente para efectos de diseño:

$$Q_b = \frac{2\pi T(h_b - h_p^b)}{\ln\left(\frac{r_b}{r_p}\right)} \quad \text{Ecuación 6.1}$$

donde,

Q_b = caudal de bombeo ($L^3 T^{-1}$)

T = transmisividad ($L^2 T^{-1}$)

h_b = altura del nivel de agua al bombear desde el fondo del manto permeable (L)

h_p = altura del nivel piezométrico desde el fondo del manto permeable (L)

r_b = radio de influencia (L)

r_p = radio del pozo (L)

Utilizando esta ecuación se ha calculado el radio de los conos de abatimiento en los pozos de extracción propuestos por EMPAGUA y CKS en su estudio Proyecto Emergencia. Para esto se ha asumido una transmisividad constante de $800 \text{ m}^2/\text{día}$ en los tres pozos, ya que todos fueron perforados en el mismo acuífero. Los resultados se resumen en la siguiente tabla y se pueden apreciar en el mapa del Apéndice A.

Tabla 6.1
Radios de influencia de los pozos de EMPAGUA (Proyecto Emergencia)

No. Pozo	Profundidad (metros)	Radio del pozo (metros)	Nivel Estático (metros)	Abatimiento (metros)	Caudal de bombeo (m^3/s)	Radio de influencia (metros)
L-1	400	0.1524	215	5	0.03	2400
L-2	400	0.1524	270	5	0.03	2400
L-3	400	0.1524	250	5	0.03	2400

Esto significa que los pozos de recarga a diseñar deberán estar situados a una distancia aproximadamente igual, no mayor, al radio de los conos de abatimiento de los pozos de extracción.

c. Dirección de flujo del agua subterránea. De acuerdo al mapa del Apéndice A, realizado por EMPAGUA y CKC, el flujo del agua subterránea en la aldea Lavarreda se mueve en dirección aproximada de 20 grados NW.

d. Topografía del lugar. Este es un factor muy importante a ser considerado para la ubicación del pozo de recarga artificial. El papel básico que juega este es el potencial de captación de agua superficial que escurre debido a la precipitación. Para poder captar adecuadamente, eficientemente y suficiente agua para recargar, el pozo deberá estar ubicado en un lugar hacia donde las corrientes superficiales fluyan y de esta manera poder captar la cantidad deseada de agua para la recarga.

3. Tanque de sedimentación. Para asegurar un mejor rendimiento y reducir el mantenimiento del pozo es necesario colocar un tanque de infiltración. Sin este tanque el rendimiento del pozo irá descendiendo de manera significativa, ya que los poros serán obstruidos por los materiales en suspensión. Esto puede elevar los costos de mantenimiento del pozo o provocar aun la pérdida del mismo. Este tanque se debe diseñar de tal manera que el agua lleve una velocidad y corra una distancia que fomente la sedimentación. Las normas que regula esta velocidad y distancia, según el manual de Ingeniería de Aguas Residuales, se resumen en la tabla siguiente.

Tabla 6.2
Normas para garantizar una sedimentación eficiente

Característica	Valor	
	Valor	Intervalo
Tiempo de detención, s	45-90	60
Velocidad horizontal, m/s	0.24-0.40	0.30
Velocidad de sedimentación para la eliminación de: Malla 65, m/min.	0.95-1.25	1.15
Malla 100, m/min.	0.60-0.90	0.75

Fuente: Cooperación Técnica, República Federal de Alemania. Manual de Disposición de Aguas Residuales. Lima (Perú). Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente. Alemania. 1991

C. Diseño de los pozos de recarga

1. Diseño del perfil del pozo. De acuerdo con la figura 6.1a se determinó que el perfil típico de diseño será el perfil del pozo L-3, construido por EMPAGUA. Para evitar infiltración del agua en lugares no deseados, se colocará un tubo ciego hasta llegar al estrato de calizas blancas. Esto se hace con el afán de aprovechar el agua de recarga al máximo en el acuífero que está siendo explotado por los pozos de EMPAGUA, sin que esta se infiltre en zonas permeables superiores que no están siendo explotadas. (ver figura 6.2)

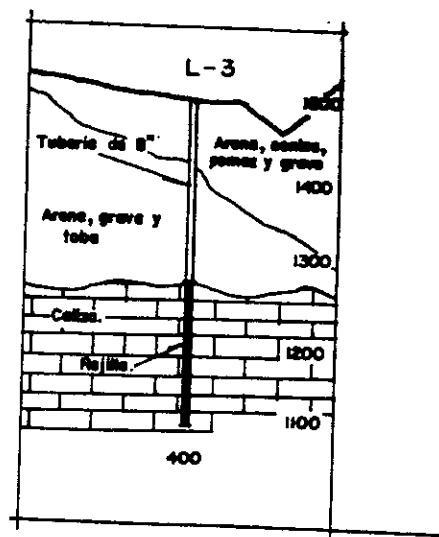


Figura 6.2

Perfil del pozo de recarga artificial

2. Capacidad de recarga de los pozos. Para determinar el caudal de recarga que el pozo puede aceptar es necesario primero determinar el radio del área de influencia que este ejercerá sobre el medio. Para efectos de diseño se tomará como radio del cono de abatimiento la distancia que existe entre el pozo de recarga y los pozos de extracción. Utilizando la ecuación 4.3 (caudal de recarga para acuíferos en condiciones artesianas), el caudal de recarga de los pozos se da de la siguiente manera.

Tabla 6.3
Caudales de recarga para pozos de recarga con diferentes radios de influencia

Radio del pozo (metros)	Nivel Estático en condiciones normales (metros)	Transmisividad del acuífero ($m^2/día$)	Radio de influencia estimado (metros)	Caudal de recarga (l/seg.)
0.1016	250	800	1,000	1,581.81
0.1016	250	800	1,700	1,495.51
0.1016	250	800	2,400	1,444.29

También es necesario considerar la capacidad de la tubería del pozo de conducir agua, ya que aunque el medio puede recibir grandes cantidades si la tubería no la puede conducir, la capacidad de recarga será limitada por el menor de los dos. Para esto se debe aplicar el Teorema de Bernoulli desde la superficie del tanque de almacenamiento hasta la superficie freática del medio. Al aplicar este teorema se deben asumir varios factores: la altura desde la superficie hasta la parte superior del tanque de captación es despreciable; el punto A, en la superficie del tanque, y el punto B en la superficie freática se encuentran sujetos a la presión atmosférica, la diferencia de alturas entre ambos puntos es igual al

espesor del manto impermeable y la velocidad de descenso del nivel en la parte superior del tanque de captación es también despreciable.

$$\frac{P_a}{\gamma_a} + \frac{v_a^2}{2g} + z_a = \frac{P_b}{\gamma_b} + \frac{v_b^2}{2g} + z_b \quad \text{Ecuación 6.2}$$

$$P_a = P_b$$

$$V_a = 0$$

$$Z_a = 250 \text{ metros}$$

$$Z_b = 0 \text{ metros}$$

$$V_b = ?$$

Después de un poco de álgebra...

$$V_b = 70.04 \text{ m/s}$$

$$Q = 2.27 \text{ m}^3/\text{s}$$

De estos resultados podemos observar que nuestro caudal limitante es el caudal de recarga del acuífero, por lo que la capacidad máxima de recarga del pozo es de 1,444.29 m³/s.

3. Ubicación del sistema. Tomando en cuenta los factores mencionados en la sección de las consideraciones del diseño y los caudales de recarga, se determinó diseñar solamente un sistema de recarga ubicado aguas arriba, respecto a la dirección del flujo del agua subterránea, de los pozos de extracción de EMPAGUA y lo más equidistante de

todos ellos como fuera posible. El Apéndice C nos muestra la ubicación de este sistema, así como la dirección de flujo del agua subterránea.

Tabla 6.4
Ubicación del pozo de recarga

No. Pozo	Coordenadas UTM		Distancia a Pozos de extracción		
	Y	X	L-1	L-2	L-3
1	1,621.60	774.22	2,505.69	1,994.24	1,226.54

4. Determinación del caudal disponible de la precipitación. Para determinar el caudal disponible de recarga es necesario determinar la cantidad de agua que escurrirá por la superficie del terreno hacia el lugar de captación de esta.

Del estudio realizado por EMPAGUA y CKC sobre la zona se han determinado los factores de precipitación, infiltración y evapotranspiración. Estos factores se encuentran resumidos en la tabla 6.5. Una vez determinada el área de la cual escurre el agua hacia el lugar de captación (Apéndice C), se puede calcular la cantidad de agua disponible para la recarga así como los caudales máximos de diseño.

Tabla 6.5
Factores de precipitación, infiltración y evapotranspiración

Precipitación promedio (mm / año)	Infiltración promedio (mm / año)	Evapotranspiración promedio (mm / año)	Mes de mayor precipitación	Precipitación promedio diaria en ese mes (mm)
1,042	200	800	Septiembre	7.36

Fuente: Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA), Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala, Proyecto Emergencia. Guatemala. 1995

El área que drena sobre los barrancos en los cuales se realizará la captación, calculada por el método del planímetro, es de aproximadamente 2,050,100.00 metros cuadrados, por lo tanto la precipitación anual alcanza aproximadamente los 2,136,200.00 metros cúbicos al año. Al restar lo que corresponde a la infiltración y la evapotranspiración, nos quedan aproximadamente 86,104.00 metros cúbicos de agua disponibles para la recarga.

Sin embargo, tanto la captación como el pozo deben estar capacitados para recibir la escorrentía máxima provocada por la precipitación. Esta se ha calculado utilizando el método racional, que establece lo siguiente:

$$Q = \frac{CIA}{360} \quad \text{Ecuación 6.3}$$

donde,

Q = Caudal de escorrentía (m³/s)

C = Coeficiente de escorrentía (0.60-0.75)

I = Intensidad de lluvia (mm/hora) = 28.38 / (18 + t)

t = Tiempo que dura la precipitación máxima (min.)

A = Area de la cuenca (hectáreas)

De este método obtenemos un caudal máximo proveniente de la escorrentía de 0.40 m³/s. Este caudal será el que se usará para el diseño de la tubería de conducción y el desarenador.

5. Elementos adicionales en el sistema. Para la realización de este proyecto son

necesarios otros elementos adicionales al pozo. Estos elementos incluyen presa de captación del agua, tubería de conducción, tanque de sedimentación y tanque de captación (si es necesario).

a. Captación y conducción del agua. Para la captar toda el agua de lluvia es

necesaria la construcción de una presa pequeña en el barranco ubicado entre la Colonia San Rafael La Laguna Uno y la Colonia Los Pinos. Aunque no se entrará en el detalle del diseño de esta presa en el presente estudio, esta deberá cumplir con las funciones de captación, almacenamiento y desarenación primaria.

De la presa saldrá una tubería de 36 pulgadas de diámetro, la cual aprovechando la pendiente natural del terreno, aproximadamente 5%, llevará el agua hacia el tanque de sedimentación. Esta tubería debe ser diseñada para llevar el máximo de escorrentía provocada por la precipitación, 0.40 m³/s. Para el cálculo de esta tubería se ha asumido que la tubería es de concreto con una fundición ordinaria, con cemento con pulido ordinario; que la tubería llevará como máximo el 80 por ciento de su altura con agua, funcionando como un canal abierto y que el caudal es uniforme y permanente. Para el diseño de esta tubería se debe aplicar la fórmula de Manning para flujo uniforme y permanente.

$$Q = AV = A \left(\frac{1}{n} \right) R^{2/3} S^{1/2} \quad \text{Ecuación 6.4}$$

donde,

A = Area de la tubería (m²)

V = Velocidad del agua (m/s)

n = Coeficiente de rugosidad

R = Radio hidráulico (m)

S = Pendiente

Los resultados los podemos apreciar en la siguiente tabla. Estos resultados fueron calculados en base a diámetros comerciales de tubería de concreto ordinario.

Tabla 6.6
Capacidad de tuberías de concreto comerciales

Diámetro (pulg.)	Area (m ²)	Radio Hidráulico (m)	Coef. de Rugosidad (n)	Caudal máximo (m ³ /s)
20	0.051	0.09	0.015	0.15
24	0.07	0.11	0.015	0.25
30	0.11	0.14	0.015	0.45
36	0.16	0.16	0.015	0.73
40	0.20	0.18	0.015	0.96

De acuerdo con los resultados anteriores, la tubería adecuada para el diseño es la de 30 pulgadas de diámetro, pero debido a que no se tiene control sobre los fenómenos meteorológicos, se usará en el presente diseño la tubería de 36 pulgadas de diámetro.

b. Tanque de sedimentación. El diseño del tanque de sedimentación se hizo conforme a las normas establecidas con anterioridad, de la siguiente manera. El diseño se puede apreciar en la figura 6.3.

$$Q = 0.40 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$V_h \text{ max.} = 0.30 \text{ m/s}$$

$$Q = VA \Rightarrow A = Q/V = 0.40 / 0.30 = 1.33 \text{ m}^2$$

Sección de flujo = 1 m x 1.5 m

$$V_v = 0.75 \text{ m/min.}$$

$$V_v = h/t \Rightarrow t = h/V_v = 1.5 / 0.75 = 2.00 \text{ min.} = 120 \text{ seg.}$$

$$D_h = V_h t = 0.30 \times 120 = 36 \text{ metros}$$

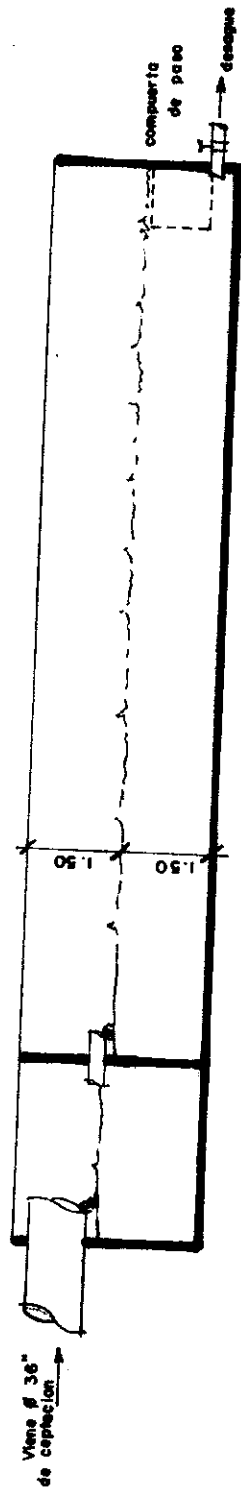
Longitud de recorrido de flujo = 36 metros

Dimensiones del desarenador:

$$L = 15 \text{ m}$$

$$B = 4 \text{ m}$$

$$H = 1.5 \text{ m}$$



CORTE A

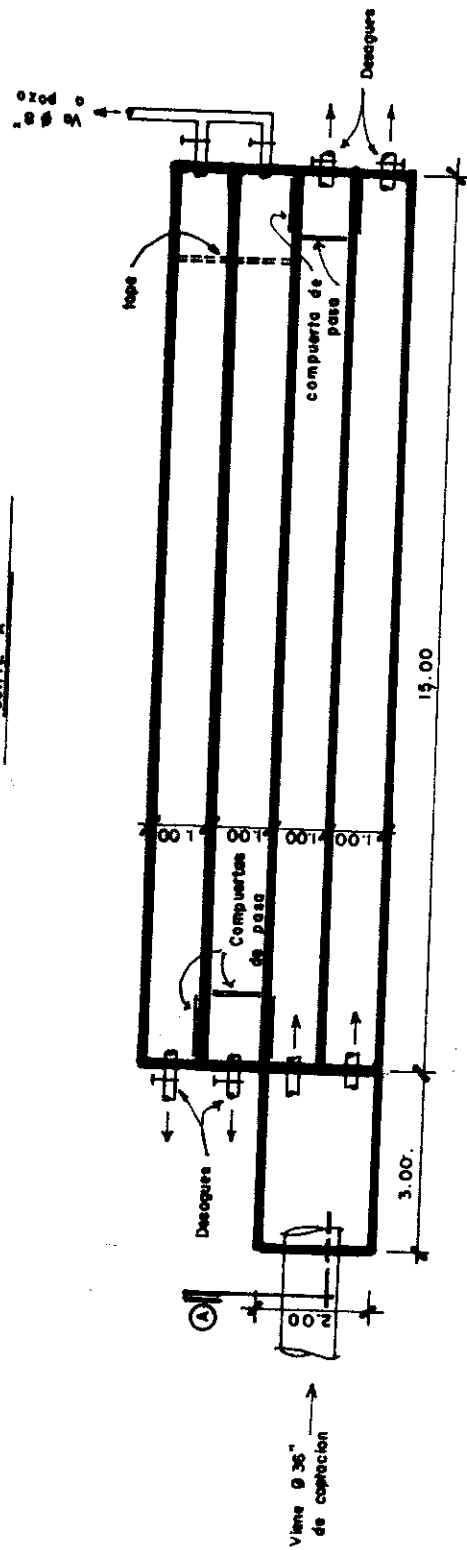


FIGURA 6.3 (tanque de sedimentación).

VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A. Conclusiones

En la actualidad el problema de la sobreexplotación de las aguas subterráneas es una realidad que se debe afrontar. Conforme las comunidades se van desarrollando, estos construyen sistemas de drenajes pluviales para descartar lo antes posible el agua, sin permitir de esa manera, la infiltración natural de la misma.

En Guatemala aunque existen pocas regulaciones legales para la explotación del agua subterránea, no existe un marco legal que promueva la recarga artificial de la misma.

La Aldea Lavarreda está situada en la cuenca del río Los Vados. Esta cuenca tiene aproximadamente 45 Km² de extensión. Aunque la cuenca cuenta con tres acuíferos, la Aldea Lavarreda explota solamente el acuífero denominado "Calizas Blancas". Este acuífero tiene condiciones muy favorables tanto para la explotación como para la recarga artificial del mismo, ya que este, en su mayoría es no confinado con una transmisividad mayor a 800 m²/día. A este acuífero se le extraen a través de pozos aproximadamente 3.97 Mm³/año, dejando un déficit anual de agua subterránea de aproximadamente 1.77 Mm³/año.

El sistema de recarga artificial por medio de un pozo de inyección propuesto es factible tanto económica como hidrológicamente. Este sistema cuenta con una presa de captación, una tubería de conducción, un tanque de desarenación y un pozo de

recarga artificial. El sistema no necesita de equipo eléctrico o mecánico, por lo que su mantenimiento es relativamente poco y barato.

El pozo del sistema tiene la capacidad teórica de recargar hasta $1.44 \text{ m}^3/\text{s}$ sin la necesidad de equipos eléctricos o mecánicos, es decir, su capacidad teórica excede grandemente el déficit del acuífero. En la práctica el sistema sólo dispone de $86,104.00 \text{ m}^3/\text{año}$ provenientes del agua de lluvia, siendo esto aproximadamente el 5% del déficit de la cuenca.

B. Recomendaciones

Debido a que el pozo tiene una capacidad de recarga mucho mayor a la cantidad de agua disponible, considerar diferentes opciones de importación de agua para la recarga. Entre las opciones de fuentes alternas de agua para la recarga encontramos la importación de agua de cuerpos de agua superficiales perennes como ríos o lagos y las aguas negras, con un tratamiento bioquímico previo a la recarga.

Promover un marco legal que regule la explotación incontrolada existente de aguas subterráneas. Impulsar leyes que obliguen al explotador de las aguas subterráneas, ya sea a co-financiar proyectos de recarga artificial o bien construir un sistema de recarga que recargue una cantidad proporcional de agua a la extraída.

Difundir este método de recarga a diferentes áreas del país, tanto urbanas como rurales, para así evitar que las fuentes de agua subterránea sean agotadas.

VIII. BIBLIOGRAFIA

- USA. U.S Army Corps of Engineers. Engineering and Design, Groundwater Hydrology.
1999 Washington D.C..
- USA. U.S. Army Corps of Engineers. Design Guidance for Groundwater Fuel Extraction
1999 and Groundwater Injection Systems. Washington D.C..
- Guatemala. Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA),
1995 Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala, Proyecto
Emergencia. Guatemala. 1995
- Guatemala. Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala (EMPAGUA).
1986 Feasibility Study on the Groundwater Development Project (For Emergency I).
Guatemala.
- Guatemala. Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Metereología e Hidrología
1978 (INSIVUMEH). Estudio de Aguas Subterráneas en el Valle de la Ciudad de
Guatemala.

- Edward E. Johnson, Inc. Groundwater and Wells. 1st. ed. Minnesota. Edward E. Johnson, 1966 Inc.
- Freeze, R. Allan y John A. Cherry. Groundwater. New Jersey. Prentice Hall, Inc. 1979
- Benitez, Alberto. Captación de Aguas Subterráneas. 2a. ed. Madrid (España). Editorial 1972 Dossat, S.A.
- Chow, Ven Te. Handbook of Applied Hydrology. USA. McGraw Hill. 1964
- Davis, Stanley N. y Roger J M. DeWiest. Hydrology. USA. Editorial John Wiley and 1991 Sons, Inc.
- Mattock, G. New Processes of Waste Water Treatment and Recovery. London. Ellis 1978 Horwood, Ltd. 415 pp.
- Alemania. Cooperación Técnica, República Federal de Alemania. Manual de Disposición 1992 de Aguas Residuales. Lima (Perú). Centro Panameño de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente.

Johnson, A.I. y Donald J. Finlayson. Artificial Recharge of Groundwater. New York. 1988 American Society of Civil Engineers. 644 pp.

Internet:

Permeabilidad. <http://emision.uson.mx/webpers/GAMEZ/suelos8.htm>

Tracer Study for Characterization of Groundwater Movement and Contaminant Transport in Fractured Dolomite. <http://www.wri.wisc.edu/wgrmp/26dnr101.htm>

Groundwater Flow Direction and Gradient Calculator.

<http://www.1mnoeng.com/Groundwater/gradient.htm>

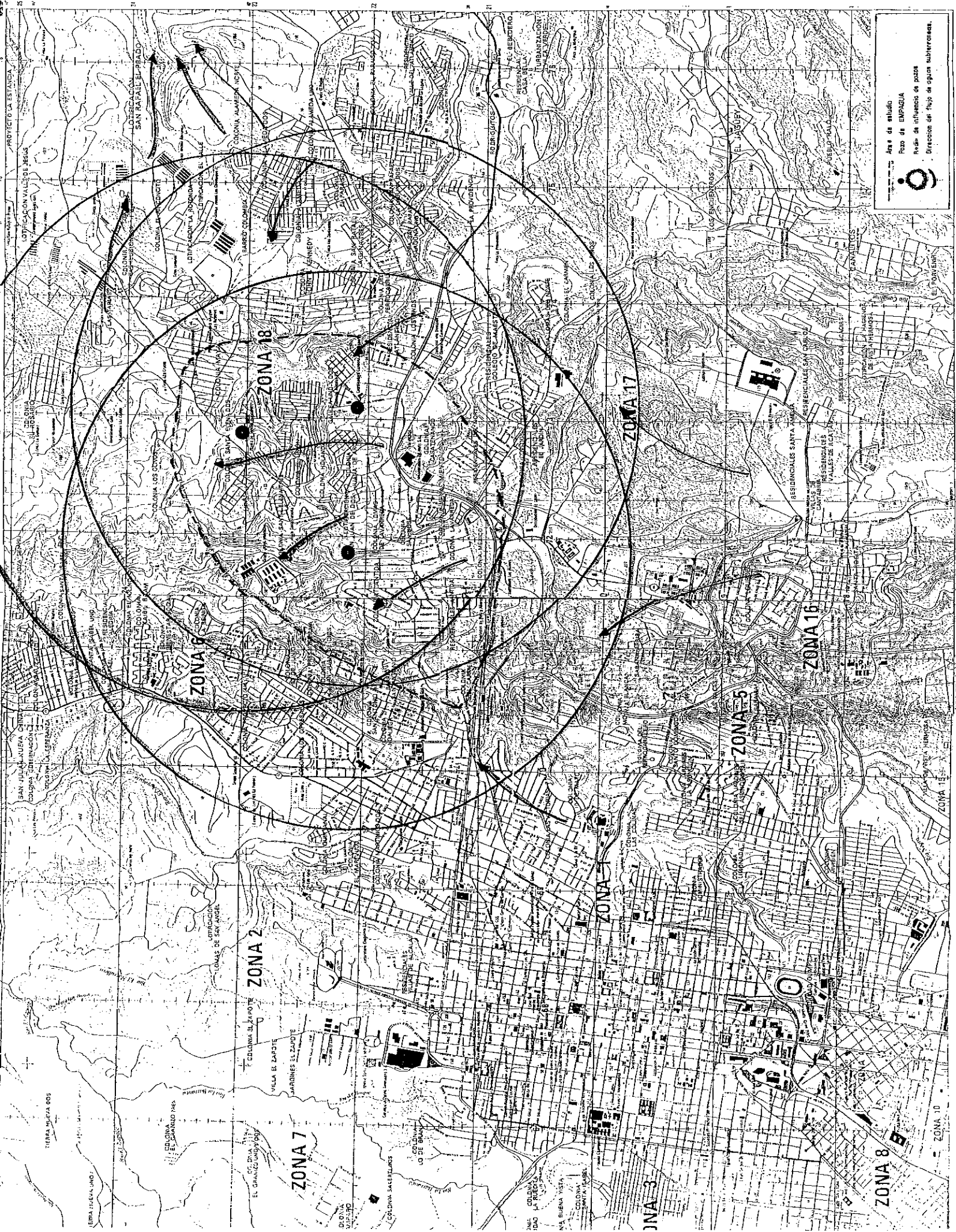
Groundwater Recharge and Conservation. <http://www.mercedid.org/rechar.htm>

Changes in the Rounoff, Groundwater, recharge, Surface-water Quality and Groundwater quality due to pumping of deep groundwater.

http://geo.chalmers.se/~graffner/pub13_abs.htm

RECESS – recession of groundwater discharge and estimation mean groundwater recharge from streamflow records.

http://scisoftware.com/products/recess_details/recess_details.html



Proyecto de la Estación de Tratamiento de Aguas Residuales

Área de estudio
Red de EMPAQUA
Red de alcantarillado de pozos
Dirección del flujo de aguas subterráneas.

TERRA NUEVA UNO
TERRA NUEVA DOS
TERRA NUEVA TRES
TERRA NUEVA CUATRO
TERRA NUEVA CINCO
TERRA NUEVA SEIS
TERRA NUEVA SIETE
TERRA NUEVA OCHO
TERRA NUEVA NUEVE
TERRA NUEVA DIEZ
TERRA NUEVA once
TERRA NUEVA doce
TERRA NUEVA trece
TERRA NUEVA catorce
TERRA NUEVA quince
TERRA NUEVA dieciséis
TERRA NUEVA diecisiete
TERRA NUEVA dieciocho
TERRA NUEVA diecinueve
TERRA NUEVA veinte

LOTIFICACION VALLE DE MEJES
SAN RAFAEL EL PRADO
COLUMBIA CONDOR
COLUMBIA CONDOR II
COLUMBIA CONDOR III
COLUMBIA CONDOR IV
COLUMBIA CONDOR V
COLUMBIA CONDOR VI
COLUMBIA CONDOR VII
COLUMBIA CONDOR VIII
COLUMBIA CONDOR IX
COLUMBIA CONDOR X
COLUMBIA CONDOR XI
COLUMBIA CONDOR XII
COLUMBIA CONDOR XIII
COLUMBIA CONDOR XIV
COLUMBIA CONDOR XV
COLUMBIA CONDOR XVI
COLUMBIA CONDOR XVII
COLUMBIA CONDOR XVIII
COLUMBIA CONDOR XIX
COLUMBIA CONDOR XX

ZONA 1
ZONA 2
ZONA 3
ZONA 4
ZONA 5
ZONA 6
ZONA 7
ZONA 8
ZONA 9
ZONA 10
ZONA 11
ZONA 12
ZONA 13
ZONA 14
ZONA 15
ZONA 16
ZONA 17
ZONA 18

LOTIFICACION VALLE DE MEJES
SAN RAFAEL EL PRADO
COLUMBIA CONDOR
COLUMBIA CONDOR II
COLUMBIA CONDOR III
COLUMBIA CONDOR IV
COLUMBIA CONDOR V
COLUMBIA CONDOR VI
COLUMBIA CONDOR VII
COLUMBIA CONDOR VIII
COLUMBIA CONDOR IX
COLUMBIA CONDOR X
COLUMBIA CONDOR XI
COLUMBIA CONDOR XII
COLUMBIA CONDOR XIII
COLUMBIA CONDOR XIV
COLUMBIA CONDOR XV
COLUMBIA CONDOR XVI
COLUMBIA CONDOR XVII
COLUMBIA CONDOR XVIII
COLUMBIA CONDOR XIX
COLUMBIA CONDOR XX

LOTIFICACION VALLE DE MEJES
SAN RAFAEL EL PRADO
COLUMBIA CONDOR
COLUMBIA CONDOR II
COLUMBIA CONDOR III
COLUMBIA CONDOR IV
COLUMBIA CONDOR V
COLUMBIA CONDOR VI
COLUMBIA CONDOR VII
COLUMBIA CONDOR VIII
COLUMBIA CONDOR IX
COLUMBIA CONDOR X
COLUMBIA CONDOR XI
COLUMBIA CONDOR XII
COLUMBIA CONDOR XIII
COLUMBIA CONDOR XIV
COLUMBIA CONDOR XV
COLUMBIA CONDOR XVI
COLUMBIA CONDOR XVII
COLUMBIA CONDOR XVIII
COLUMBIA CONDOR XIX
COLUMBIA CONDOR XX

LOTIFICACION VALLE DE MEJES
SAN RAFAEL EL PRADO
COLUMBIA CONDOR
COLUMBIA CONDOR II
COLUMBIA CONDOR III
COLUMBIA CONDOR IV
COLUMBIA CONDOR V
COLUMBIA CONDOR VI
COLUMBIA CONDOR VII
COLUMBIA CONDOR VIII
COLUMBIA CONDOR IX
COLUMBIA CONDOR X
COLUMBIA CONDOR XI
COLUMBIA CONDOR XII
COLUMBIA CONDOR XIII
COLUMBIA CONDOR XIV
COLUMBIA CONDOR XV
COLUMBIA CONDOR XVI
COLUMBIA CONDOR XVII
COLUMBIA CONDOR XVIII
COLUMBIA CONDOR XIX
COLUMBIA CONDOR XX

LOTIFICACION VALLE DE MEJES
SAN RAFAEL EL PRADO
COLUMBIA CONDOR
COLUMBIA CONDOR II
COLUMBIA CONDOR III
COLUMBIA CONDOR IV
COLUMBIA CONDOR V
COLUMBIA CONDOR VI
COLUMBIA CONDOR VII
COLUMBIA CONDOR VIII
COLUMBIA CONDOR IX
COLUMBIA CONDOR X
COLUMBIA CONDOR XI
COLUMBIA CONDOR XII
COLUMBIA CONDOR XIII
COLUMBIA CONDOR XIV
COLUMBIA CONDOR XV
COLUMBIA CONDOR XVI
COLUMBIA CONDOR XVII
COLUMBIA CONDOR XVIII
COLUMBIA CONDOR XIX
COLUMBIA CONDOR XX

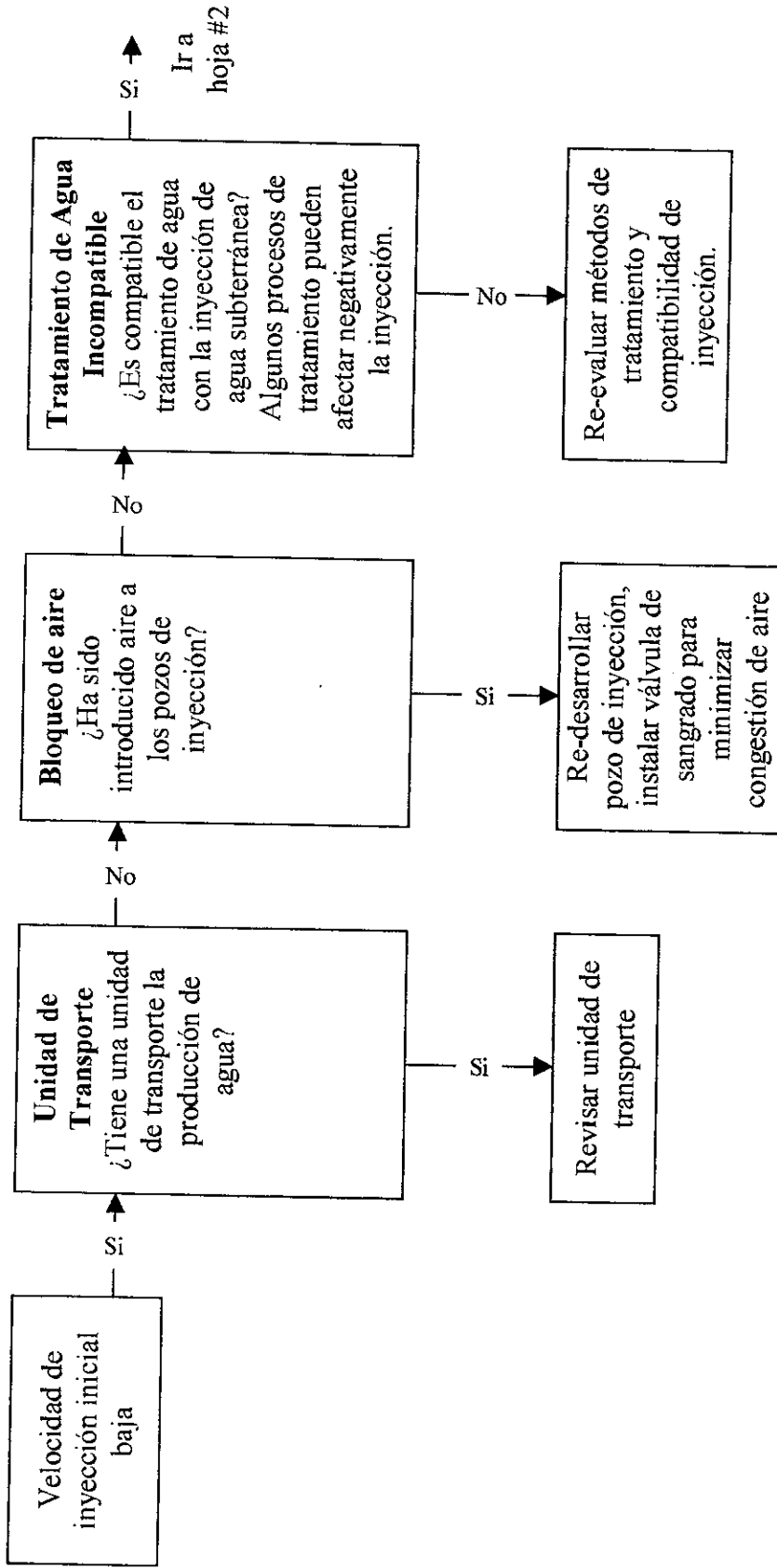
LOTIFICACION VALLE DE MEJES
SAN RAFAEL EL PRADO
COLUMBIA CONDOR
COLUMBIA CONDOR II
COLUMBIA CONDOR III
COLUMBIA CONDOR IV
COLUMBIA CONDOR V
COLUMBIA CONDOR VI
COLUMBIA CONDOR VII
COLUMBIA CONDOR VIII
COLUMBIA CONDOR IX
COLUMBIA CONDOR X
COLUMBIA CONDOR XI
COLUMBIA CONDOR XII
COLUMBIA CONDOR XIII
COLUMBIA CONDOR XIV
COLUMBIA CONDOR XV
COLUMBIA CONDOR XVI
COLUMBIA CONDOR XVII
COLUMBIA CONDOR XVIII
COLUMBIA CONDOR XIX
COLUMBIA CONDOR XX

LOTIFICACION VALLE DE MEJES
SAN RAFAEL EL PRADO
COLUMBIA CONDOR
COLUMBIA CONDOR II
COLUMBIA CONDOR III
COLUMBIA CONDOR IV
COLUMBIA CONDOR V
COLUMBIA CONDOR VI
COLUMBIA CONDOR VII
COLUMBIA CONDOR VIII
COLUMBIA CONDOR IX
COLUMBIA CONDOR X
COLUMBIA CONDOR XI
COLUMBIA CONDOR XII
COLUMBIA CONDOR XIII
COLUMBIA CONDOR XIV
COLUMBIA CONDOR XV
COLUMBIA CONDOR XVI
COLUMBIA CONDOR XVII
COLUMBIA CONDOR XVIII
COLUMBIA CONDOR XIX
COLUMBIA CONDOR XX

LOTIFICACION VALLE DE MEJES
SAN RAFAEL EL PRADO
COLUMBIA CONDOR
COLUMBIA CONDOR II
COLUMBIA CONDOR III
COLUMBIA CONDOR IV
COLUMBIA CONDOR V
COLUMBIA CONDOR VI
COLUMBIA CONDOR VII
COLUMBIA CONDOR VIII
COLUMBIA CONDOR IX
COLUMBIA CONDOR X
COLUMBIA CONDOR XI
COLUMBIA CONDOR XII
COLUMBIA CONDOR XIII
COLUMBIA CONDOR XIV
COLUMBIA CONDOR XV
COLUMBIA CONDOR XVI
COLUMBIA CONDOR XVII
COLUMBIA CONDOR XVIII
COLUMBIA CONDOR XIX
COLUMBIA CONDOR XX

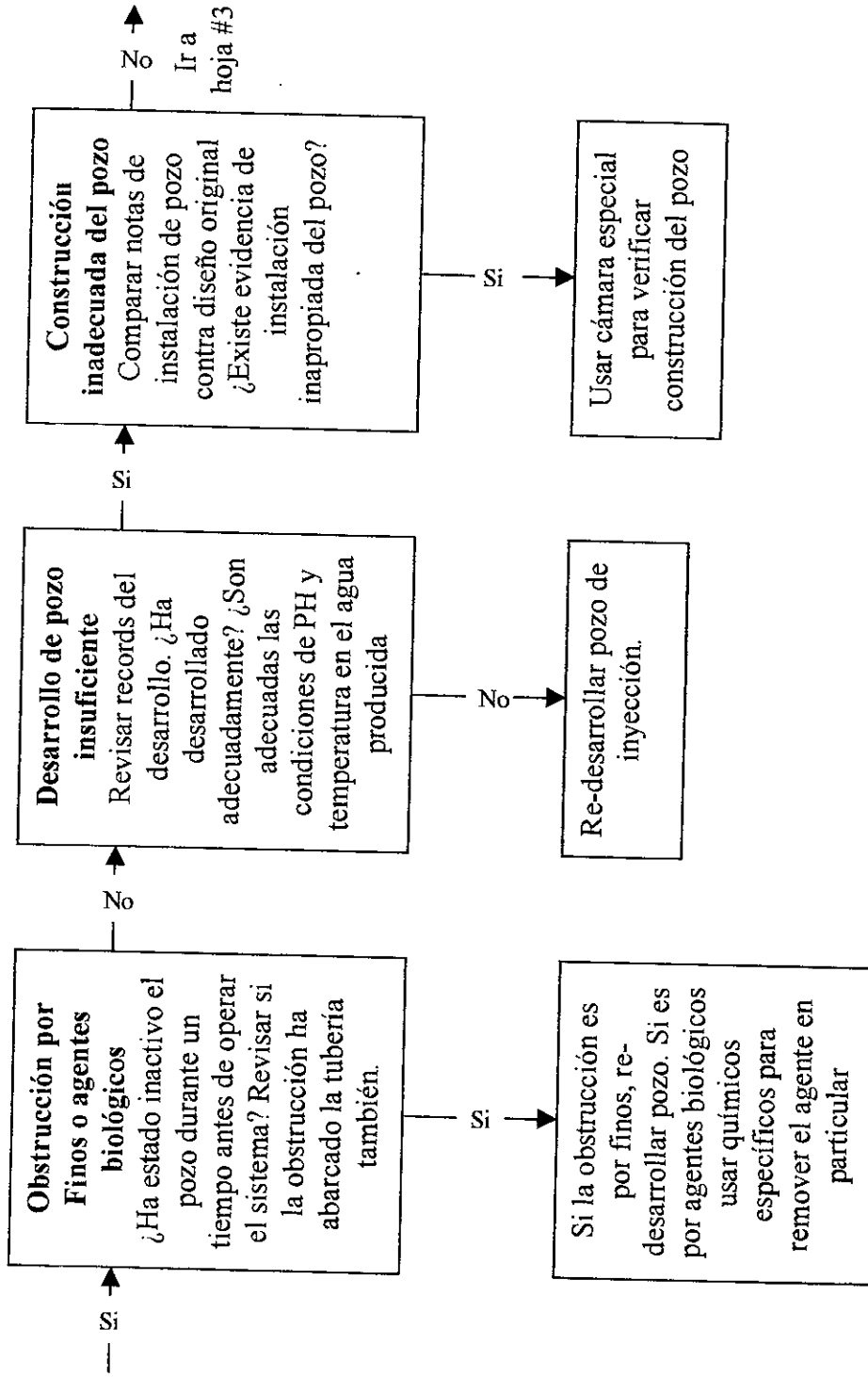
APENDICE D

Diagrama de Flujo para Solucionar Problemas
Velocidades de Inyección Iniciales bajas



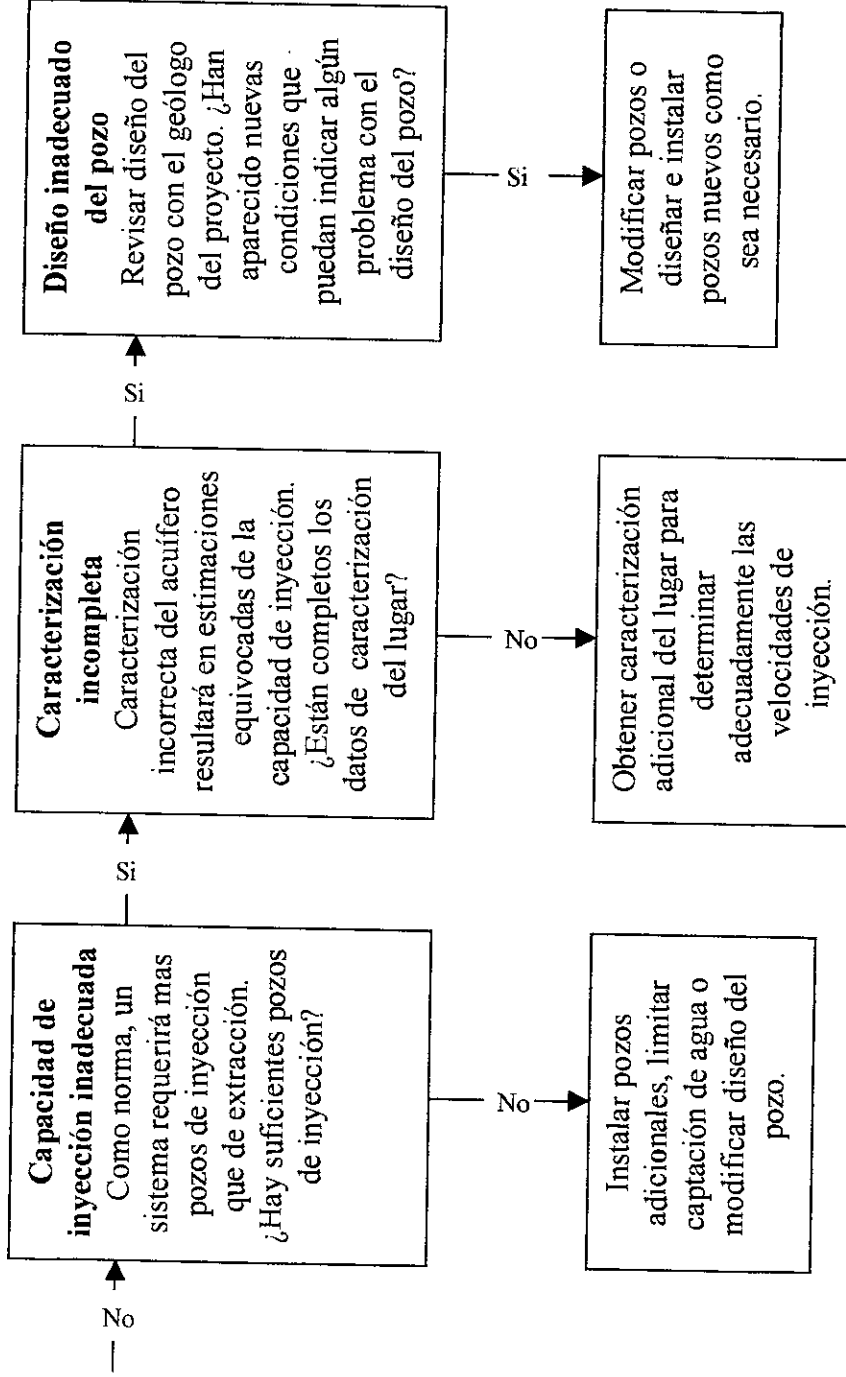
APENDICE D

Diagrama de Flujo para Solucionar Problemas
Velocidades de Inyección Iniciales bajas (continuación)



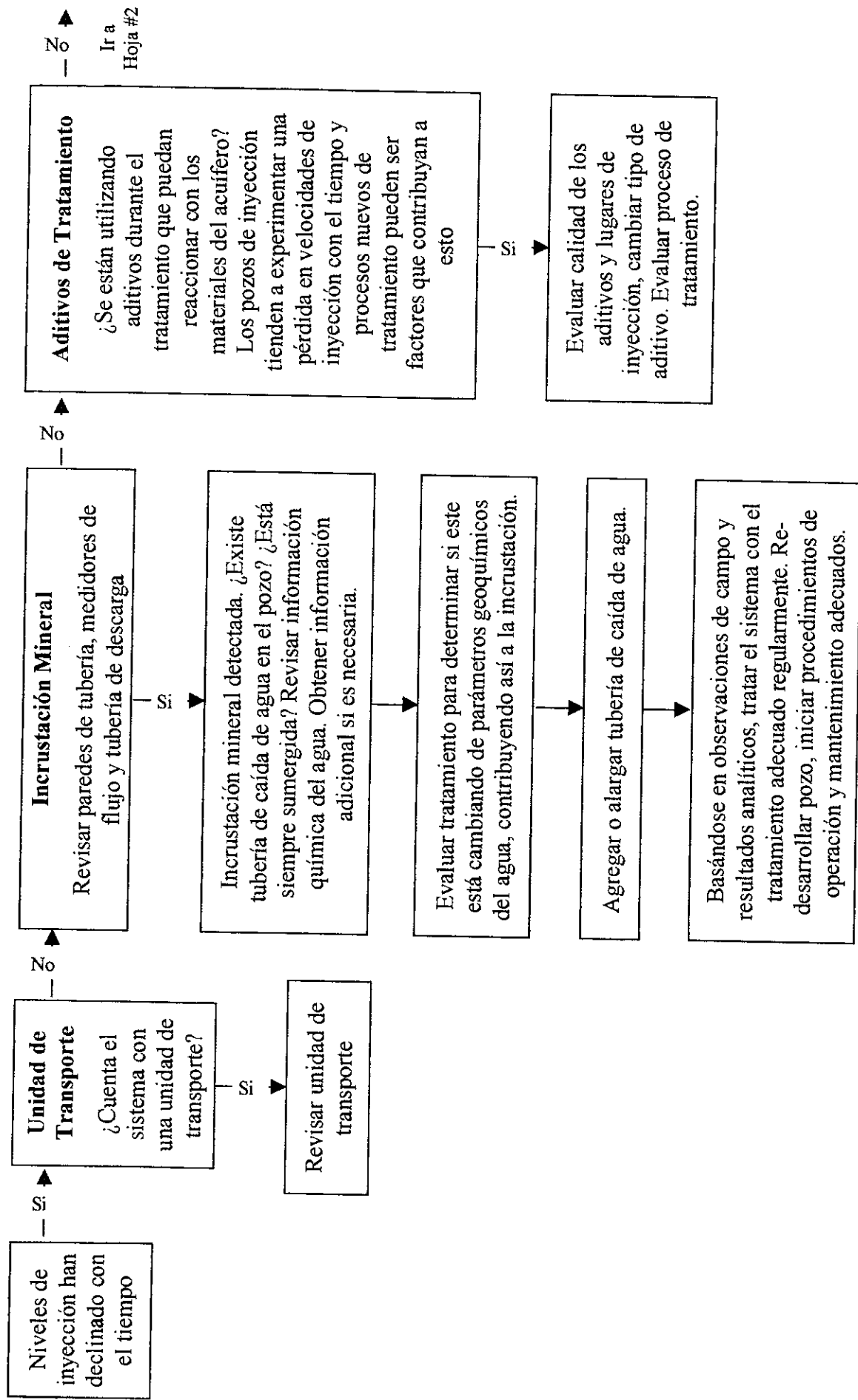
APENDICE D

Diagrama de Flujo para Solucionar Problemas
Velocidades de Inyección Iniciales bajas (continuación)



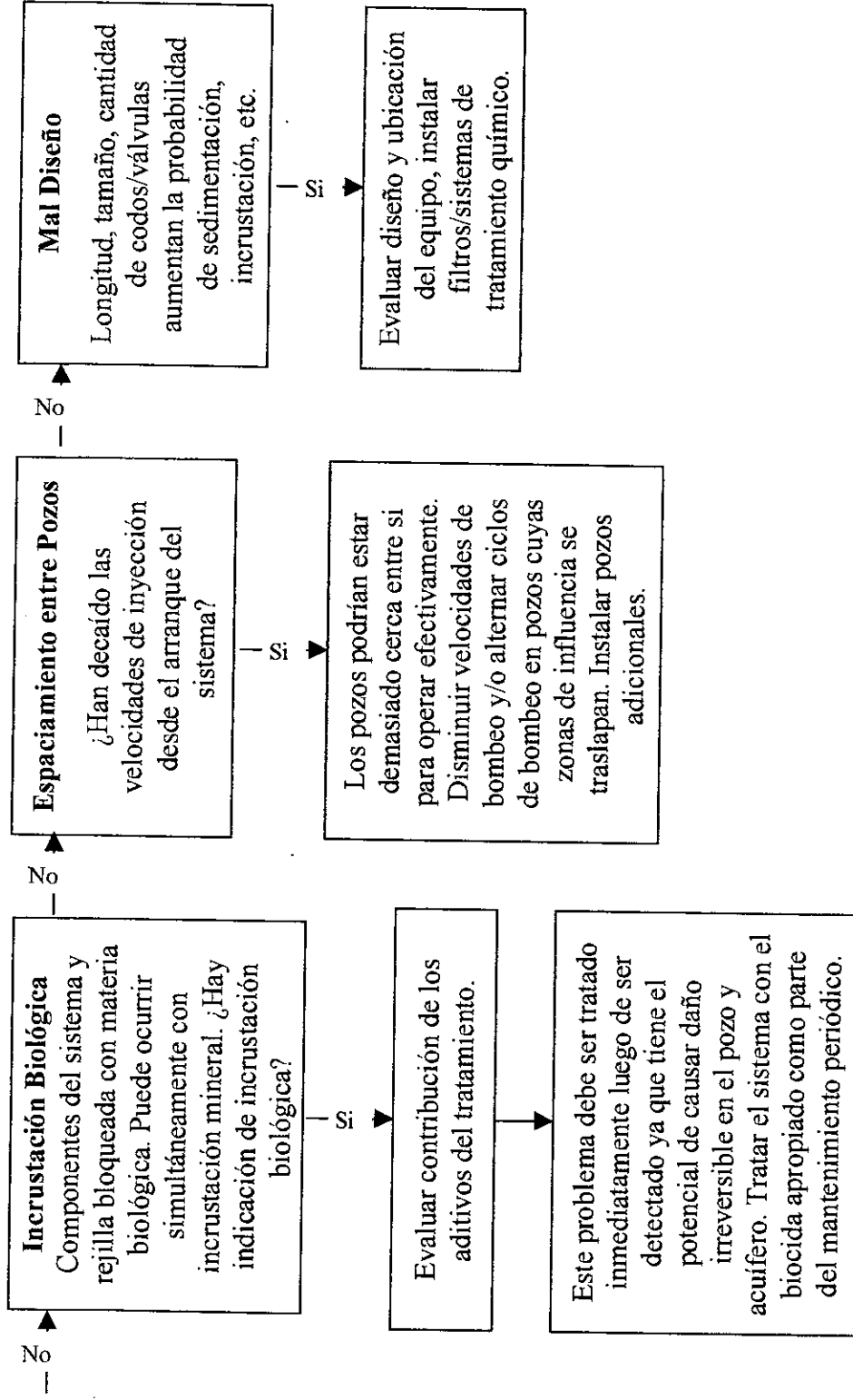
APENDICE E

Diagrama de Flujo para Solucionar Problemas Velocidades de Inyección Declinando con el tiempo



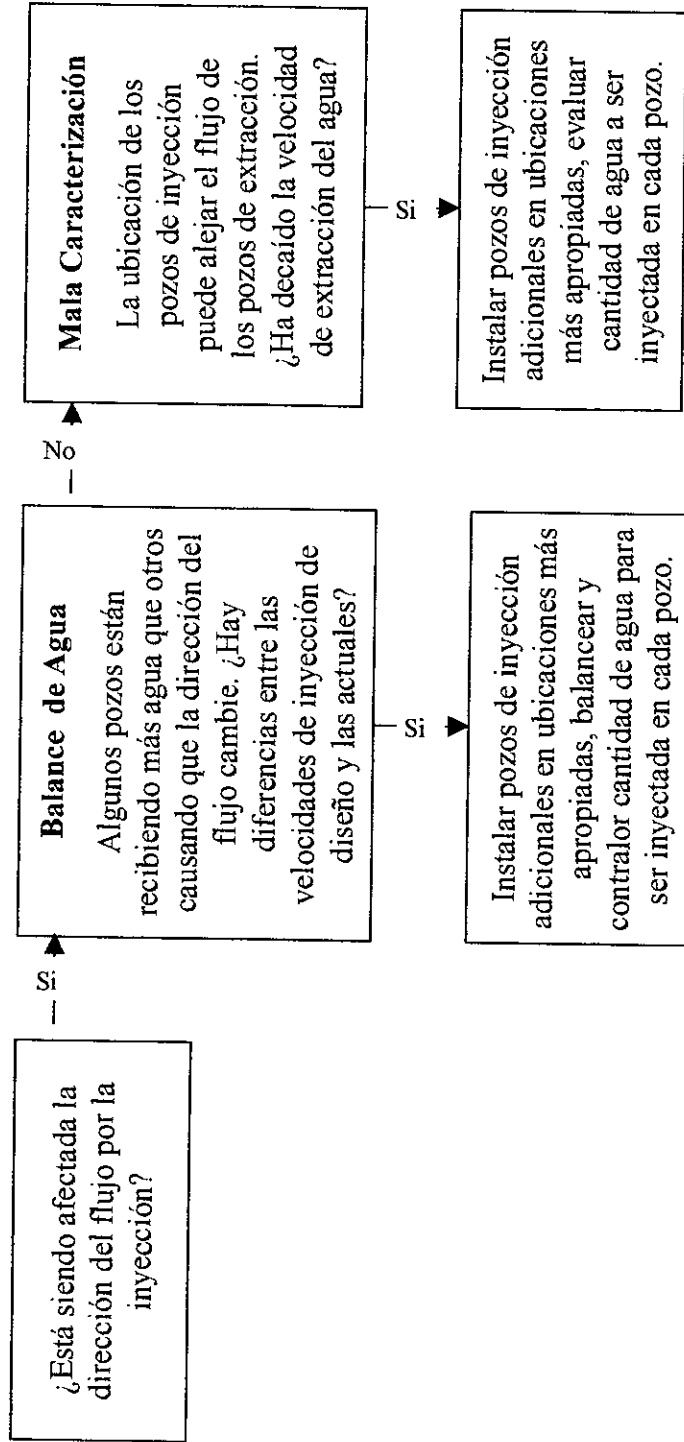
APENDICE E

Diagrama de Flujo para Solucionar Problemas Velocidades de Inyección Declinando con el tiempo (continuación)



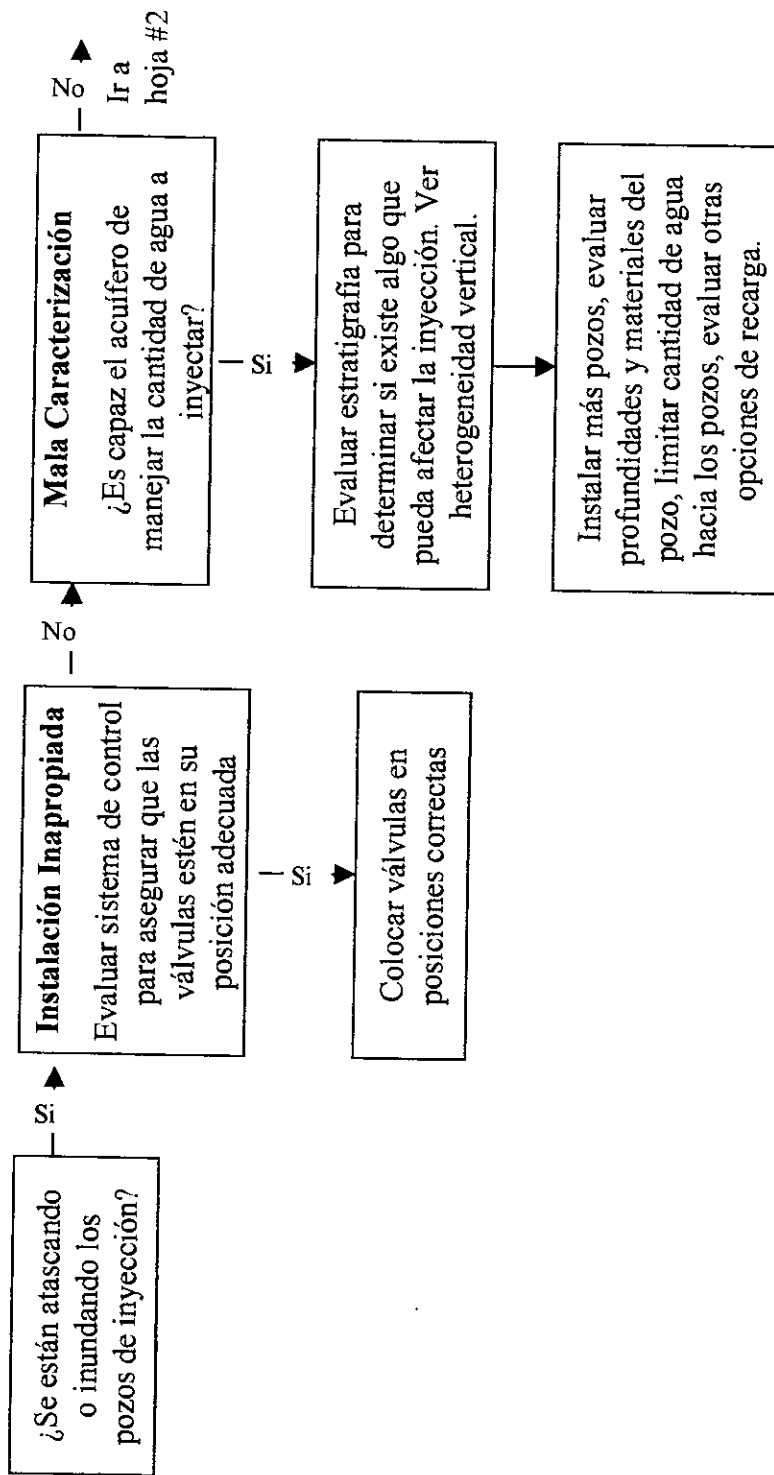
APENDICE F

Diagrama de Flujo para Solucionar Problemas Inyección Alterando la Dirección del Flujo



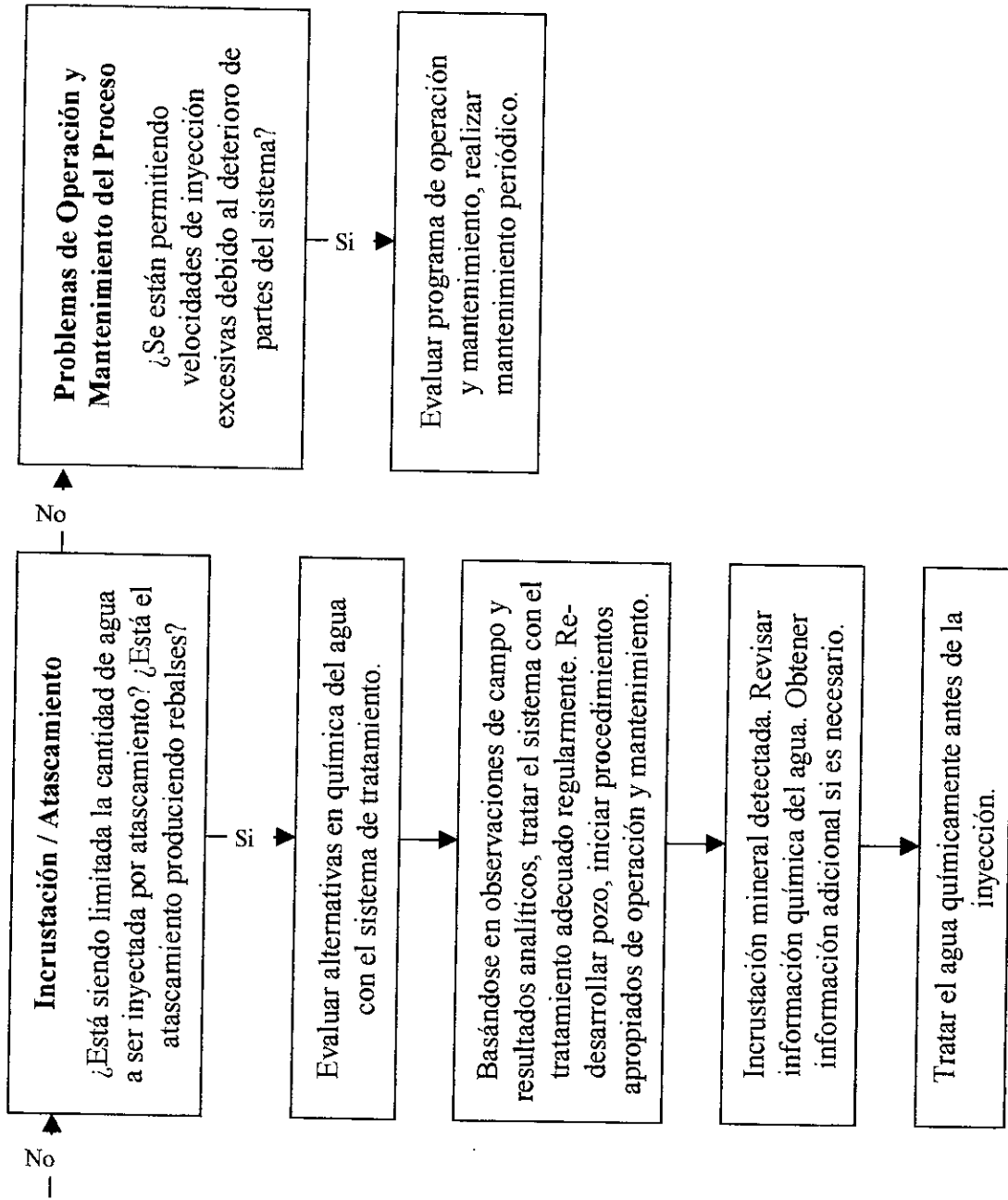
APENDICE G

Diagrama de Flujo para Solucionar Problemas
Atascamiento / Inundación



APENDICE G

Diagrama de Flujo para Solucionar Problemas
Atascamiento / Inundación (continuación)



APÉNDICE H

Problemas del Sistema y Posibles Causas

Problema	Posibles Causas
Velocidades de inyección bajas	Diseño incorrecto del pozo Caracterización no adecuada Capacidad de inyección no adecuada Diseño de bomba y tubería incorrecto
Reducción de velocidades de inyección	Interacción de nutrientes con el acuífero Interacción de oxígeno disuelto en acuífero Transporte de burbujas de aire al acuífero Transporte de sólidos en suspensión al acuífero Crecimiento biológico bloqueando el pozo
Dirección de flujo	Incorrecta ubicación de pozos de inyección Caracterización no adecuada
Inundación / obstrucción	Caracterización no adecuada Problemas operacionales Incrustación Sedimentación Nivel freático alto por estación Instalación de controles de presión y nivel incorrectos Crecimiento biológico bloqueando el pozo

APÉNDICE I

Solución de Problemas en Sistema de Inyección

Síntoma	Problema	Descripción	Solución
Velocidades de inyección bajas	Mala caracterización	Caracterización incorrecta causando que el acuífero no reciba suficiente agua	Determinación adecuada de capacidad del pozo
	Mal diseño	Diseño del sistema limita la cantidad de agua a inyectar	Evaluar diseño y modificar sistema
	Capacidad de inyección no adecuada	Insuficiente cantidad de pozos para manejar el agua producida	Instalar pozos adicionales; limitar captación de agua; modificar diseño del pozo
Disminución de velocidades de inyección	Obstrucción de poros	Incrustación mineral y/o biológica en pozo y tubería	Rehabilitar pozos con químicos adecuados; seleccionar materiales de construcción adecuados
	Aditivos o nutrientes en agua reaccionando con acuífero	Aditivos del tratamiento reaccionando con el acuífero causando obstrucción y precipitación	Evaluar cantidades de aditivo y/o cambiar aditivo
	Sedimentación	Bajas velocidades de flujo causan acumulación de sedimento en líneas de descarga	Diseñar sistema apropiado basado en velocidades esperadas; instalar y limpiar filtros
	Diseño incorrecto	Distancia, tamaño, cantidad de vueltas y llaves aumentan la posibilidad de sedimentación	Evaluar diseño y ubicación de equipo; instalar filtros o tratamientos químicos
Inyección enviando agua en dirección incorrecta	Caracterización pobre	Ubicación de pozos de inyección enviando agua lejos de pozos de extracción	Instalar mas pozos de inyección bien ubicados; evaluar cantidad de agua inyectada en cada pozo

APÉNDICE I

Solución de Problemas en Sistema de Inyección (continuación)

(continuación) Inyección enviando agua en dirección incorrecta	Balance de agua	Algunos pozos sacando más agua que otros causando que el flujo sea desviado	Instalar más pozos de inyección bien ubicados; evaluar cantidad de agua inyectada en cada pozo
Inundación / obstrucción	Caracterización y diseño pobres	Acuífero incapaz de manejar la cantidad de agua inyectada	Instalar más pozos, evaluar profundidad y material en pozo, limitar cantidad de agua a pozos y galerías de infiltración, evaluar otras opciones de descarga
	Encrustamiento	Obstrucción de pozos limitando la cantidad de agua a inyectar	Tratamiento químico del agua antes de la inyección
	Problemas de operación y mantenimiento	Deterioro de instrumentos del sistema permitiendo exceso de inyección	Evaluar programa de operación y mantenimiento, realizar mantenimiento periódico

APÉNDICE J

Consideraciones para Diseño del Sistema

Componente del Sistema	Problemas a Evitar	Medidas Preventivas
Ubicación de pozo	Pozos de extracción fuera de la dirección de flujo	Caracterización adecuada de dirección de flujo y zona de captura – usar modelo de flujo adecuado para red de pozos
	Mal acceso, no permite mantenimiento de pozo	Diseñar sistema para mantenimiento periódico
	Recarga excesiva de agua superficial	Asegurarse que las zonas de captura están suficientemente lejos de cuerpos de agua superficial
Diseño de pozo	Ranurado de tubería inapropiado que resulta en menor cantidad de agua inyectada	Caracterizar hidrogeología para diseño del sistema
	Fallo de zona apta para infiltración	Caracterización apropiada de hidrogeología antes del diseño
	Diámetro inapropiado de pozo	Seleccionar tamaño óptimo basado en hidrogeología / diseño del sistema / tamaño de bomba
	Desarrollo inapropiado de pozo	Método de desarrollo apropiado, considerar métodos alternos en suelos arcillosos
Pozos horizontales	Instalación de filtro de grava	A veces difícil. Asegurar que un pozo horizontal es lo más apropiado para la situación
	Desarrollo del pozo	Desarrollar adecuadamente el pozo, a veces es difícil en pozos horizontales
Rejilla – General NOTA: Evitar usar PVC en pozos de inyección de presión y en formaciones de baja transmisibilidad.	Incrustación mineral en agua con contenidos altos de calcio (Ca^{+}), manganeso (Mg^{+2}) y carbonato (CO_3^{-2}).	Seleccionar el material de tubería, tamaño de rejillas y flujo de bombeo.
	Obstrucción biológica. Se da más que todo en agua con hierro y manganeso disuelto (mayor que 5 ppm).	Medir anticipadamente niveles de hierro y manganeso antes del diseño. Seleccionar mayor tamaño posible de ranuras. Considerar diseñar pozo con sistema automatizado de limpieza.

APÉNDICE J

Consideraciones para Diseño del Sistema (continuación)

(continuación) Rejilla – General	Erosión física de tubería. Velocidades de entrada altas de agua con concentraciones minerales altas pueden reaccionar con tubos.	Al igual que con la incrustación mineral, seleccionar tubería y tamaños adecuados de ranuras.
	Obstrucción. Puede ocurrir en cualquier pozo pero es más propenso en pozos con filtros de grava inapropiados y/o que no estén bien desarrollados.	Diseño / selecciona adecuada de tubería y filtro de grava.

