

HIDROGEOLOGÍA A P L I C A D A

Constantino de Miguel Fernández



EDITORIAL "FÉLIX VARELA"

La Habana, 1999

Edición: Mayra del Águila Muñiz
Corrección: Fermín Romero Alfau
Diseño de cubierta interior: Ramón Jiménez Sánchez
Realización: Frank Herrera García y Juan J. Martínez
Diagramación: Lilia Rodríguez Goytizolo

© Constantino J. de Miguel
© Editorial Félix Varela, 1999

ISBN: 959-258-066-99
EDITORIAL FÉLIX VARELA
San Miguel 1111 e/Mazón y Basarrate
El Vedado, C. de La Habana, Cuba.

ÍNDICE

PRÓLOGO/ 9

INTRODUCCIÓN/ 11

Capítulo 1. ASPECTOS GENERALES

- 1.1. Conceptos fundamentales/ 13
- 1.2. Introducción a la Paleohidrogeología de Cuba/ 18

Capítulo 2. PROPIEDADES FÍSICAS Y ACUÍFERAS DE LAS ROCAS

- 2.1. Composición granulométrica/ 24
- 2.2. Porosidad y agrietamiento/ 26
- 2.3. Permeabilidad/ 29
- 2.4. Piezoconductividad y conductividad del nivel/ 31
- 2.5. Capacidad acuífera y entrega de agua/ 33
- 2.6. Humedad de las rocas/ 38
- 2.7. Capilaridad/ 39

Capítulo 3. PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

- 3.1. Propiedades físicas/ 42
- 3.2. Factores naturales de formación de la composición química de las aguas subterráneas/ 44
- 3.3. Factores artificiales de formación de la composición química de las aguas subterráneas/ 48
- 3.4. Principales elementos y factores contaminantes de las aguas subterráneas/ 49

- 3.5. Tipos de análisis químicos de las aguas en investigaciones/ 52
- 3.6. Clasificación de las aguas por su composición química
- 3.7. Clasificación de las aguas para su posible utilización en la agricultura/ 72
- 3.8. Agresividad de las aguas/ 80
- 3.9. Representación gráfica de la composición química de las aguas/ 81
- 3.10. Clasificación de las aguas por su composición bacteriológica/ 84
- 3.11. Normas de composición química para las aguas potables/ 85

Capítulo 4. CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS POR SU ORIGEN, FORMA Y CARACTERÍSTICAS DE YACENCIA

- 4.1. Clasificación de las aguas subterráneas por su origen/ 88
- 4.2. Aguas de la zona de aereación/ 90
- 4.3. Aguas freáticas/ 92
- 4.4. Aguas de fisuras: freáticas y con presión/ 98
- 4.5. Aguas cársicas y con presión/ 99
- 4.6. Aguas artesianas/ 101
- 4.7. Manantiales: características principales y su clasificación/ 108
- 4.8. Aguas minero-medicinales/ 113

Capítulo 5. INTRODUCCIÓN A LA DINÁMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

- 5.1. Leyes de filtración/ 123
- 5.2. Tipificación hidrogeológica de los flujos de aguas subterráneas y condiciones de límites/ 133
- 5.3. Principales ecuaciones diferenciales de filtración/ 138

Capítulo 6. DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS

- 6.1. Caracterización de los principales métodos de determinación de los parámetros hidrogeológicos/ 146
- 6.2. Aforos y principales características de los mismos/ 149

- 6.3. Cálculo de parámetros hidrogeológicos por aforos de calas y pozos en acuíferos artesianos/ 152
- 6.4. Cálculo de parámetros hidrogeológicos por aforos de calas y pozos en acuíferos freáticos/ 170
- 6.5. Cálculo de parámetros hidrogeológicos por aforos de calas y pozos en acuíferos estratificados/ 174
- 6.6. Cálculo de los valores medios de calas o pozos en estratos ilimitados o acuíferos estratificados/ 181
- 6.7. Cálculo de parámetros hidrogeológicos de horizontes acuíferos con alta anisotropía por agrietamiento y cavernosidad/ 185
- 6.8. Otros métodos de cálculo de parámetros hidrogeológicos principalmente para acuíferos freáticos/ 191
- 6.9. Cálculo del coeficiente de filtración por aforos en pozos de grandes diámetros/ 196
- 6.10. Cálculo del coeficiente de filtración en calas donde se utilicen explosivos para su desarrollo y análisis de los resultados/ 201
- 6.11. Cálculo del coeficiente de filtración en calas o pozos sin filtros perforados en sedimentos friables/ 207
- 6.12. Cálculo del coeficiente de filtración por vertimiento en calas y calicatas/ 213
- 6.13. Cálculo del coeficiente de filtración por datos de compresión (inyección) en calas/ 229
- 6.14. Cálculo del coeficiente de filtración por el denominado *método express*/ 235

Capítulo 7. EVALUACIÓN DE LAS RESERVAS DE EXPLOTACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

- 7.1. Consideraciones generales/ 239
- 7.2. Clasificación de las reservas y recursos de las aguas subterráneas/ 241
- 7.3. Categorías de las reservas de explotación y principales métodos de evaluación/ 245
- 7.4. Determinación de las distintas reservas y recursos que forman las reservas de explotación de las aguas subterráneas/ 250

- 7.5. Evaluación de las reservas de explotación por el método hidrodinámico/ 259
- 7.6. Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidráulico/ 272
- 7.7. Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método de balance/ 282
- 7.8. Categorías y etapas de los estudios hidrogeológicos para evaluación de las reservas de explotación/ 294

Capítulo 8. PRONÓSTICO DE CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS NO CONDICIONALES EN EL PROCESO DE EXPLOTACIÓN

- 8.1. Aspectos generales/ 299
- 8.2. Pronóstico de captación de aguas no condicionales por obras de tomas en aguas condicionales/ 300
- 8.3. Zonas sanitarias de las obras de toma/ 311
- 8.4. Principales medidas para contrarrestar la captación de aguas no condicionales/ 312

Capítulo 9. RECARGA ARTIFICIAL DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

- 9.1. Clasificación de los métodos de recarga artificial/ 318
- 9.2. Métodos generales de cálculo de los sistema de recarga/ 320

Capítulo 10. CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS POR TOMAS HORIZONTALES

- 10.1. Trinchera de grandes longitudes/ 329

Capítulo 11. CALCULOS HIDROGEOLÓGICOS RELACIONADOS CON OBRAS HIDROTÉCNICAS

- 11.1. Cálculos relacionados con la filtración en presas/ 337
- 11.2. Cálculos del pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en territorios aledaños a las presas/ 358

- 11.3. Cálculo de pérdidas por la filtración desde canales/ 369
- 11.4. Pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en áreas bajo riego/ 378

Capítulo 12. ESTUDIO DE RÉGIMEN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

- 12.1. Tareas del estudio del régimen de las aguas subterráneas en las etapas de búsqueda y prospección con fines de abasto/ 382
- 12.2. Control de las oscilaciones del nivel de las aguas subterráneas para determinar la potencia de cálculo del horizonte acuífero/ 385
- 12.3. Determinación del coeficiente de piezoconductividad o conductividad de nivel por datos de observación del nivel de las aguas subterráneas/ 387
- 12.4. Determinación de la entrega de agua por observación de los niveles/ 391
- 12.5. Determinación del grado de relación hidráulica de un horizonte acuífero con un río/ 392
- 12.6. Evaluación de la alimentación natural de las aguas subterráneas por observaciones del régimen de los niveles/ 396
- 12.7. Evaluaciones de la garantía de alimentación de las aguas freáticas a largo plazo/ 403
- 12.8. Observaciones sistemáticas del régimen de las aguas subterráneas en investigaciones para mejoramiento de suelos/ 408

Capítulo 13. BREVE INTRODUCCIÓN AL MODELAJE Y SUS PARTICULARIDADES DURANTE LA EVALUACIÓN DE LAS RESERVAS DE EXPLOTACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

- 13.1. Modelaje y peculiaridades/ 411

Capítulo 14. PRINCIPALES MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICAS

- 14.1. Perforación de calas y pozos/ 416
- 14.2. Investigaciones geofísicas/ 422

BIBLIOGRAFÍA/ 451

PRÓLOGO

Con el triunfo de la revolución en Cuba el 1 de enero de 1959, nació una nueva etapa para el desarrollo de las ciencias hidrogeológicas en nuestro país, la cual comenzó a dar sus primeros pasos con fines prácticos al servicio del pueblo a partir del año 1963, con la fundación del Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos. A partir de ese año la hidrogeología en Cuba dejaría de ser una actividad practicada por firmas y empresarios particulares que servían a propietarios extranjeros y nacionales, creándoles fuentes de abasto de aguas subterráneas para riego y acueductos que solo servían para enriquecerlos. Gracias a la revolución y formación de un gobierno socialista, los técnicos y equipos que laboran en actividades hidrogeológicas toman parte en el desarrollo agroindustrial del país, con vistas a crear las bases económicas necesarias para beneficio de todo el pueblo.

La hidrogeología, como ciencia independiente de la geología, a nivel internacional surge en la década del cincuenta, en lo que influyeron principalmente, las investigaciones ejecutadas por científicos soviéticos, franceses, españoles y norteamericanos. En Cuba esta ciencia era prácticamente desconocida hasta la década del sesenta, y su mayor desarrollo se inició en la del setenta, influenciado por las necesidades de solución de fuentes de abasto de agua a planes estatales de desarrollo agrícola, industriales, poblacionales y otros. Paralelo a este desarrollo se incrementó notablemente el parque de equipos que se emplean en las investigaciones hidrogeológicas y se aumentó la capacidad técnica con ingenieros y técnicos graduados en el extranjero, principalmente en la URSS, por convenios de colaboración, y en Cuba.

Actualmente se cuenta con muy poca literatura técnica sobre hidrogeología, y la que tenemos, en su mayoría, es en ruso, salvo algunas traducciones; pero en sentido general podemos decir que es insatisfactoria de acuerdo a la necesidad de información fresca que necesitamos.

Este libro pretende ser una ayuda a los actuales y futuros técnicos y profesionales que laboran en la actividad hidrogeológica, así como a los

profesores y estudiantes vinculados con la hidrogeología. En él tratamos de presentar los principales aspectos de la hidrogeología aplicada en la rama hidráulica. No es un libro completo, pues carece de los métodos modernos de los cálculos reflejados en la computación, pero sí presenta los métodos analíticos necesarios para dar respuesta a los distintos problemas que pueden presentarse en las investigaciones hidrogeológicas en nuestras condiciones actuales de desarrollo.

Esperamos que este libro, aunque modesto, sea un aporte a la hidrogeología en Cuba, y sirva de base para el futuro desarrollo literario de esta rama, aplicada a nuestras condiciones naturales.

Queremos expresar nuestro agradecimiento al gobierno revolucionario de Cuba al darnos la posibilidad de formarnos como hidrogeólogos y publicar este libro como una pequeña contribución a la hidrogeología al servicio de nuestra patria, en momentos en que ella requiere de una renovación y desarrollo de la voluntad hidráulica, como lo ha solicitado nuestro presidente y primer secretario del PCC Comandante en Jefe Fidel Castro Ruz.

INTRODUCCIÓN

En la confección del presente libro hemos tratado de que pueda ser utilizado como literatura en la docencia y guía práctica de profesionales y técnicos hidrogeólogos y geólogos vinculados directamente a la producción. La obra se ha redactado sobre la base de una amplia recopilación de materiales de libros y artículos en ediciones extranjeras, principalmente soviéticas y nacionales, con aportes propios del autor.

La hidrogeología es una ciencia muy amplia, la cual como ciencia independiente de la geología a nivel internacional comenzó a ser considerada en la década del cincuenta, teniendo su mayor desarrollo a partir de los últimos años de la década del sesenta.

Las aguas subterráneas son analizadas, erróneamente, por muchos autores desde el punto de vista hidráulico, en ocasiones enfocando sus leyes y particularidades, independientemente de los procesos geológicos que existieron y se producen en los territorios de desarrollo de dichas aguas. Este análisis de la hidrogeología es erróneo, pues el agua subterránea es un mineral de composición simple que se diferencia del resto de los minerales existentes en la naturaleza por sus propiedades de movilidad y reposición, y debe su origen y composición química a procesos de diversos orígenes, que se han desarrollado en distintas épocas geológicas, desde tiempos remotos.

En el contenido de este libro se exponen cuestiones teóricas que deben ser de conocimiento del personal técnico vinculado con la producción, para la mejor comprensión de los procesos y condiciones hidrogeológicas actuales. Basado en ello se exponen las principales condiciones y características hidrogeológicas, metodologías y fórmulas de cálculos aplicables en la práctica

hidrogeológica e ingeniero-geológica, para lo cual hemos seleccionado metodologías y fórmulas simples resultantes de complejos análisis matemáticos, sin reflejar estos, para que puedan ser de amplio dominio de ingenieros y técnicos medios, y con ellas poder dar solución a los distintos problemas hidrogeológicos que se estudian en Cuba, en investigaciones relacionadas con las evaluaciones de reservas de aguas subterráneas con fines de abasto de agua a poblaciones, industriales, para riego, etc., así como en investigaciones destinadas a proyectos de presas, sistemas de riego, entre otros.

Como ya mencionamos, la hidrogeología en la actualidad es una ciencia independiente pero que necesita del apoyo de otras ciencias para poder esclarecer ciertas condiciones y fenómenos que se encuentran en la naturaleza, como los son la geología, la geobotánica, la geomorfología (incluyendo la climatología) y ramas de ciencias técnicas de gran importancia para la hidrogeología, como lo es la perforación, la geofísica y otras. En este libro, aunque no analizaremos las partes de las ciencias antes mencionadas que tienen relación directa con la hidrogeología, sí queremos resaltar la importancia y necesidad de su aplicación en las investigaciones hidrogeológicas, en nuestro caso, debido a las condiciones naturales geológicas y climáticas existentes en Cuba, de las cuales principalmente dependen las condiciones hidrogeológicas naturales actuales, que en ocasiones presentan anomalías provocadas por procesos antropogénicos.

Capítulo 1 ASPECTOS GENERALES

1.1. Conceptos fundamentales

La Hidrogeología es la ciencia que se ocupa del estudio de las aguas subterráneas. Este estudio no puede ni debe ser de forma unilateral, analizando solamente las características físicas y químicas de dichas aguas, de las rocas donde se almacenan y por las cuales a su vez transitan. Para poder conocer el origen de las aguas subterráneas, su quimismo, así como composición y estructura de los horizontes acuíferos y cuencas subterráneas es imprescindible definir los procesos que existieron en distintas épocas geológicas, es decir, esclarecer la «paleohidrogeología» del territorio de estudio, lo que nos definirá conjuntamente con la Hidrología superficial y Climatología, la participación de las aguas subterráneas en el intercambio hídrico de las aguas en la naturaleza; para ello se requiere del estudio de las condiciones geológicas, hidrográficas y climáticas locales o regionales en dependencia de la magnitud del área a investigar; para ello la Hidrogeología también se apoya en otras ciencias que nos pueden dar datos de gran interés como la Geobotánica, Edafología, etc.

Como fundadores de la Hidrogeología pueden mencionarse al francés Pier Pirro (1608-1680) y Edm Mariott (1620-1684), los cuales demostraron que las precipitaciones atmosféricas son las fuentes que mantienen el escurrimiento de los ríos al acumularse en el subsuelo y su posterior drenaje hacia ellos. Anteriormente el filósofo árabe Biruni (973-1048) dio las primeras explicaciones de los fenómenos que ocurren en los pozos artesianos.

El conocido ingeniero francés Henri Darcy (1803-1858) por primera vez describió correctamente la Ley de la Filtración de las Aguas Subterrá-

neas; antes que él trabajaron en este tema Jaguen y Puazel. Darcy organizó el abastecimiento de agua a la Ciudad de Diyan en 1856, a partir de aguas subterráneas, basado en los resultados obtenidos mediante experimentos de filtración del agua en arena.

Desde inicio del siglo xx, científicos de diversos países han trabajado sobre las leyes de las aguas subterráneas y las clasificaciones de los tipos de aguas subterráneas existentes; al respecto tienen gran importancia los trabajos de investigadores soviéticos, los cuales presentan en la actualidad las clasificaciones más completas de las aguas subterráneas que se encuentran en la naturaleza.

El científico E. M. Sergueiev (1959) recopiló toda la gama de tipos de aguas subterráneas establecidas, en la siguiente clasificación:

Aguas en forma de vapor

1. Aguas fuertemente adheridas o absorbidas.
2. Aguas débilmente adheridas.

Aguas libres

1. Agua capilar (capilar inmóvil y capilar con movimiento).
2. Agua gravitacional (agua de infiltración y del flujo subterráneo).

Agua en fase sólida

1. Agua cristalizada, zeolítica y de constitución.

Las aguas en forma de vapor se encuentran en el aire en rocas secas o parcialmente saturadas, en poros, grietas, cavernas, etc.

Las aguas libres se encuentran en los poros o grietas en el área de acción de la capilaridad de las distintas rocas o sedimentos, y como agua subterránea que bajo la acción de la fuerza de gravedad tienen movimiento a través de las cavidades en comunicación dentro de las rocas acuíferas con distintas formas de yacencia.

Las aguas zeolíticas y constitucionales se encuentran formando parte de algunos minerales y rocas que en su contenido mineralógico contienen moléculas de H_2O que pueden oscilar en un amplio diapasn. Las aguas cristalizadas forman parte de la composición de toda una serie de minerales como por ejemplo el yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), la mirabilita ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), la carnalita ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$) y otros.

La Hidrogeología estudia todos los tipos de aguas y principalmente las aguas gravitacionales contenidas en distintas rocas, por su edad geológica, composición, origen y permeabilidad, que participan en la composición y estructura de la corteza terrestre con una potencia aproximada de 16 000 m, en la que según B. I. Vernadsky contiene cerca de $400 \times 10^3 km^3$ de aguas libres y adheridas.

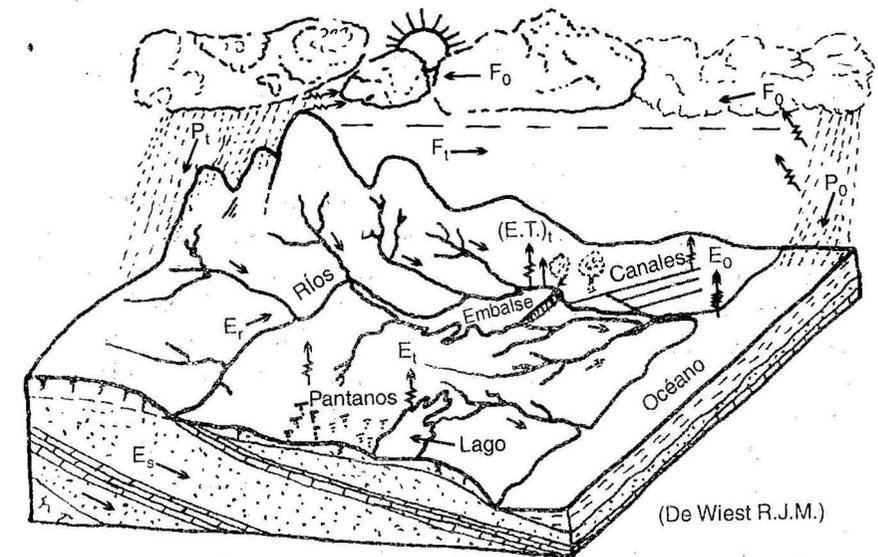


FIGURA. 1.1. Esquema del intercambio hídrico en la naturaleza de la tierra firme; E_r : escurrimiento de los ríos ($E_r = F - (P_t + (E.T)_t + E_s)$); P : precipitaciones sobre los océanos y mares; E_0 : evaporación desde la superficie de los océanos y mares; F_1 : flujo de humedad atmosférica desde la tierra firme hacia los océanos y mares; F_0 : flujo de la humedad atmosférica desde los océanos y mares hacia la tierra firme; E_s : escurrimiento subterráneo.

Las aguas subterráneas se encuentran relacionadas con otras aguas del sistema terrestre mediante el intercambio hídrico (con la atmósfera y biosfera).

Es necesario señalar que el intercambio hídrico en la naturaleza no es invariable desde el punto de vista cuantitativo y cualitativo; su comportamiento depende de diversos factores tanto geológicos, antropogénicos como cósmicos que influyen en las características de la corteza terrestre; debido a

ello las aguas subterráneas presentan también características cuantitativas y cualitativas variables en tiempo y espacio.

Las aguas subterráneas representan un mineral de composición simple, que a diferencia de otros minerales es renovable debido a las leyes del intercambio hídrico e hidrodinámicas que rigen su comportamiento dentro de las rocas acuíferas en dependencia de las propiedades físicas de estas.

Como todo mineral, las aguas subterráneas tienen la propiedad de ocupar una posición determinada en el espacio geológico, es decir, las mismas se encuentran relacionadas con determinadas estructuras geológicas. Independientemente de las propiedades de movimiento y reposiciones de las aguas subterráneas, estas ocupan zonas determinadas en la litosfera.

Se denominan *yacimientos de cualquier mineral útil* aquellos que su extracción es económicamente necesaria y racional; de tal forma debido a la gran importancia de las aguas subterráneas para satisfacer las necesidades de la sociedad, un factor de gran importancia lo representa la definición de los yacimientos de ellas. Uno de los primeros que determinó correctamente el sentido de los yacimientos de aguas subterráneas fue el científico soviético G. N. Kamiensky en 1947, definiendo los mismos de la siguiente forma: «...el lugar, donde se concentran recursos considerables de aguas subterráneas útiles para el abastecimiento de grandes poblaciones e industrias o que puedan servir como base hidromineral para la construcción de zonas turísticas y medicinales y para las ramas de la industria química, pueden ser denominadas *yacimientos acuíferos*, introduciendo en el sentido del mismo un contenido especial que refleje no solo la forma de yacencia de las rocas acuíferas, sino también la dinámica y régimen de las aguas».

En la definición de yacimiento de aguas subterráneas tuvieron también gran influencia los trabajos de E. V. Pasajov y N. I. Tolstijin. Considerando las distintas definiciones de yacimientos de aguas subterráneas y conocimientos de las mismas, en 1983 el científico soviético V. V. Antonov propuso la siguiente definición de yacimiento de aguas subterráneas que entendemos es la más correcta en la actualidad: «...yacimiento de aguas subterráneas lo representa el almacenamiento (natural o parcial) de aguas subterráneas que tanto desde el punto de vista cuantitativo como cualitativo puede ser utilizado en determinadas condiciones de la técnica y determinadas condiciones económicas».

★ Los yacimientos de las aguas subterráneas representan la siguiente clasificación:

1. Yacimientos de aguas subterráneas dulces, útiles para el abasto potable, en la agricultura y otros.
2. Yacimiento de aguas subterráneas útiles para abastos tecnológicos.
3. Yacimientos de aguas subterráneas minerales, medicinales y balneológicas.
4. Yacimientos de aguas subterráneas industriales.
5. Yacimientos de aguas subterráneas energéticas (termales).

Como *yacimientos de aguas subterráneas dulces*, asumimos la clasificación de N. F. Plotnikov que subdivide los mismos en yacimientos sin presión (*freáticos*) y con presión (*artesianos*).

Con los *yacimientos freáticos* se relacionan los *depósitos arenoguijarrosos de valles de ríos y rocas agrietadas y cársicas*.

Con los *yacimientos artesianos* se relacionan las *cuenclas artesianas en plataformas y geosinclinales, depósitos arenoguijarrosos de conos de deyección* (en algunos casos estos últimos pueden ser freáticos), *yacimientos en zonas de dislocaciones tectónicas y otros en depósitos cuaternarios de origen glacial*.

Los yacimientos de aguas subterráneas útiles para abasto tecnológico se relacionan con los antes señalados, aunque por sus características hidrogeoquímicas no pueden ser utilizadas en abasto potable, en la agricultura, etc.

Con las aguas minerales, medicinales y balneológicas se relacionan los yacimientos en macizos agrietados, yacimientos de cuencas artesianas en plataformas, yacimientos intramontanos, en zonas premontañas de cuencas artesianas; también se relacionan con estas aguas, yacimientos relacionados con zonas volcánicas.

Los yacimientos de aguas industriales y termales generalmente se relacionan con cuencas artesianas en plataformas y depresiones entre montañas, con zonas premontañas y zonas de vulcanismo actual o reciente. ★

En estudios regionales los yacimientos de aguas subterráneas pueden ser considerados en algunos casos como microestructuras que forman parte de una estructura regional cuyos límites y composición geológica no define las cuencas subterráneas, que en algunos casos están formadas por varios tipos de yacimientos en dependencia de la paleohidrogeología del territorio y estructura existentes.

1.2. Introducción a la Paleohidrogeología de Cuba

La Paleohidrogeología, parte integral de la Hidrogeología que se dedica al estudio del desarrollo hidrogeológico en distintas épocas geológicas, representa ser un factor de importancia primordial para la comprensión de las condiciones hidrodinámicas e hidroquímicas actuales. Por las condiciones geográficas y geológicas de Cuba en cualquier investigación a escala regional que se ejecute, deben esclarecerse las condiciones paleohidrogeológicas, ya que del esclarecimiento de estas condiciones, depende en gran parte el enfoque que se da a las investigaciones y a los fenómenos de distinta índole geológico e hidrogeológico que puedan existir en determinados territorios.

Por lo antes expuesto, aunque este tema no concuerda con el objetivo que el autor ha querido dar al presente libro, además ser un tema que requiere de investigaciones especializadas, sí queremos hacer una breve referencia a la Paleohidrogeología de Cuba, ya que de ello en gran parte puede depender la aplicación de los conocimientos que al lector queremos hacer llegar con el contenido general del presente libro.

En la actualidad a pesar de que el territorio de Cuba presenta un detallamiento geológico aceptable y se detalla aún más, se tiene poco conocimiento sobre la Paleohidrogeología de nuestro país, por tal motivo de una forma extractada y esquemática a continuación presentamos una breve introducción sobre la misma.

Cuba en la estructura geológica de la región Caribe-Antillana ocupa una parte del Geosinclinal antillano y especialmente del Eugeosinclinal del Caribe. Por estas razones, la Isla presenta una tectónica muy compleja donde la acción orogénica acompañada de actividad magmática ha jugado un papel primordial en su formación, las facies sedimentarias son muy variadas y se diferencian notablemente en cortas distancias, tanto en planta como en perfil.

De forma general, las estructuras formadas anteriormente a la edad eoceno medio (P_2^2) son las más complejas, presentando las mismas manifestaciones magmáticas de amplias proporciones.

Debido a la estabilidad tectónica y a las sucesivas transgresiones y regresiones del mar que caracterizan la Paleohidrogeología de Cuba, a partir del paleógeno se desarrollaron ampliamente hasta el mioceno (N_1), los procesos de sedimentación; a partir de este período fueron muy variados,

TABLA 1.1. Características paleogeológicas de las principales formaciones acuíferas de Cuba

Período (Edad x 106 años)	Pisos Edad x 106 años	Formaciones	Índice	Características paleogeológicas
Cuaternario (1,5)	Holoceno (0,5)	Jaimanitas Santa Fe Matanzas	Q	Sucesivas transgresiones y regresiones del mar con formación de terrazas marinas y ciénagas. Formación de depósitos pluviales, eluviales y deuviales-proluviales sobre la Isla, así como de eolianitas. Desarrollo de calizas biotérmicas, coralinas, calcarenitas, etc., en los mares someros que rodean la Isla.
	Pleistoceno (1,0)	Cauto Villaraja		
Neógeno (24,0)	Plioceno (9,0)	Canimar Península Bayamo Yaguajay Baracoa	N_2	Ascenso de la mayor parte de la Isla, con excepción del norte y sur de Matanzas y parte de Oriente. Formación en el mar de calizas, areniscas, conglomerados, etc., y plegamiento suave de las rocas.
		Güines-Arabos Cojimar Jaraco Colón-Husillo Banao Vázquez Arroyo Palma Camazán		
	Mioceno (15,0)		N_1	Transgresiones en el Mioceno inferior y regresión paulatina de los mares que culmina con la emersión de la Isla a finales del Mioceno medio en unos casos y Mioceno superior en otros casos. Deposition de sedimentos marinos profundos (margas y calizas arcillosas) neríticos carbonatados-terrigenos (calizas, dolomitas, arcillas, areniscas, conglomerados, etc.). Ocurren plegamientos suaves de las rocas.

provocaron la sedimentación de material tanto de origen marino como terrígeno, originándose la formación de sedimentos friables y carbonatados de génesis muy variable.

En la Tabla 1.1 presentamos un resumen de las principales formaciones geológicas por edades y sus características más notables.

En el desarrollo paleohidrogeológico existen tres etapas principales que influyeron sobre las condiciones hidrogeológicas actuales de Cuba:

1. Eocénica: volcanógeno-marino.
2. Oligoceno/Miocénica: predominantemente marino.
3. Plioceno/Cuaternario: innumerables sucesiones de transgresiones y regresiones.

Según la clasificación de N. M. Straxov las rocas formadas durante estas etapas se relacionan con los siguientes complejos dinámicos de procesos evolutivos de sedimentación en la historia de la Tierra.

- Etapa Eocénica: cuarto complejo.
- Etapa Oligoceno-Miocénico: tercer complejo.
- Etapa Plioceno-Cuaternario: segundo y primer complejo.

Etapa eocénica: En este período la mayor parte del territorio de la Isla se encontraba cubierta por el mar, aunque a lo largo del territorio ya existían macizos montañosos, existió un vulcanismo intrusivo y a menudo se efectuaban erupciones submarinas. Al mismo tiempo se desarrollaban las denudaciones de los macizos montañosos bajo la acción del intemperismo, y los productos de la misma eran arrastrados por los ríos al mar. De tal forma en el fondo del mar se depositaron tanto sedimentos carbonatados como efusivos. Los componentes principales del complejo marino-efusivo-sedimentario lo representan las calizas, areniscas polimíxticas, aleurolitas y rocas arcillosas, formadas preferentemente debido a la reelaboración de los materiales efusivos.

De tal forma en la etapa volcanógeno-marino se formaron sedimentos poco permeables, conteniendo en la fase inicial aguas marinas.

Etapa oligoceno-mioceno: Esta etapa se relaciona con una época de transgresión del mar estable y prolongada; esta estabilidad fue relativa; la línea costera del mar constantemente cambia su configuración, retrocediendo o avanzando en tierra firme.

Las rocas que se formaron en esta etapa están representadas principalmente por calizas, margas y arcillas carbonatadas. Por las condiciones de sedimentación de las rocas en toda una serie de casos, indudablemente es de mares poco profundos, como por ejemplo, las calizas organógenas que contienen corales.

En esta etapa se formaron rocas que durante su aparición en la superficie terrestre pasaron a ser permeables (calizas) y otras relativamente impermeables (arcillas o margas).

Etapa plioceno-cuaternario: Durante esta etapa ocurrieron toda una serie de cambios en transgresiones y regresiones del mar; las condiciones de sedimentación fueron tanto marinas como continentales; predominó la sedimentación desde arenas gravosas hasta arenas finas y arcillas; su deposición ocurrió de forma variable, tanto en área como en perfil, debido a los cambios de la línea de costa la intensidad de la denudación y acumulación de sedimentos; por esta razón en esta etapa no se formaron estratos con potencias uniformes en área.

La característica principal de esta etapa lo fue la deposición de sedimentos en ambos lados de la línea de costa del mar: en territorio del mar la sedimentación se desarrolló en zonas de playas, lagunas costeras, en las terrazas, valles y conos de deyección de los ríos que escurrían desde las regiones montañosas. Los cambios de la línea de costa provocaron la mezcla de todos los sedimentos arrastrados hacia esta línea.

Durante las regresiones del mar el área de tierra firme se ampliaba; en estas condiciones se desarrollaba el área de intemperismo de las rocas, principalmente de las calizas y arcillas; en muchas zonas en calizas del mioceno se originaron procesos de lixiviación dando origen a un amplio desarrollo del carso; paralelo a ello se desarrollaba el intemperismo de los macizos montañosos, lo que favoreció el incremento de la deposición de material friable en los valles de los ríos. Los cauces de los ríos durante el ascenso del territorio se profundizaron y llenaron con estos materiales a la vez que cambiaban sus posiciones.

Durante el proceso de sedimentación y posterior emersión de las rocas, las mismas se encontraban saturadas con aguas saladas de origen marino, posteriormente, y debido a distintos procesos geológicos ocurridos y bajo la influencia de la infiltración de aguas dulces de origen fluvial y atmosférico, se ejecutó el desplazamiento de las aguas saladas por las aguas dulces de

infiltración. En la actualidad existen territorios en Cuba donde este proceso aún se encuentra en desarrollo.

Los procesos de lavado más prolongados están presentes en aquellos territorios formados por estratos arcillosos de origen marino, en los cuales los procesos de lavado dependen de las características de intercambio hídrico de dichos territorios. En relación con esto, la zonalidad hidroquímica de las aguas subterráneas responde a esquemas similares al que a continuación presentamos.

TABLA 1.2

Mineralización	Iones predominantes		Tipos de aguas
< 0,2	(Cl) - HCO ₃	↓	Ca - (Na) Aguas predominantes de precipitaciones atmosféricas
0,2 - 1,0	(Cl) - HCO ₃	↓	Ca - Mg - (Na) Aguas de zonas con intenso intercambio hídrico
1,0 - 2,0	(SO ₄) - Cl - HCO ₃	↓	Na - Ca - (Mg) Aguas de zonas con débil intercambio hídrico
2,0 - 3,0	(SO ₄) - HCO ₃ - Cl	↓	Na - Ca - (Mg) Aguas de zonas con intercambio hídrico dificultoso
3,0 - 15,0	(HCO ₃) - SO ₄ - Cl	↓	Na - Mg - (Ca) Aguas de zonas con intercambio hídrico extremadamente dificultoso
> 15,0	(SO ₄) - Cl	↓	Na - Mg - (Ca) Aguas de zonas con mezcla de agua de mar y aguas marinas

Capítulo 2

PROPIEDADES FÍSICAS Y ACUÍFERAS DE LAS ROCAS

Como rocas acuíferas puede considerarse la totalidad de las rocas y sedimentos existentes, independientemente del origen de las mismas; no obstante la acuosidad de las rocas es muy variable en dependencia de la situación de las mismas en el espacio y grado de desarrollo de los distintos fenómenos ocurridos en el proceso de sedimentación de las mismas y posterior a ello, de tal forma un mismo tipo de roca puede ser, en algunos casos, acuífera (presentando alta permeabilidad) y en otros casos puede ser considerada impermeable (presentando muy baja permeabilidad). De acuerdo con los procesos de sedimentación y otros procesos ocurridos posteriormente a este, los acuíferos pueden estar formados por rocas porosas, poroso-agrietadas, poroso-agrietado-cársicas y agrietado-cársicas.

Las rocas porosas predominantemente están representadas por sedimentos areno-guijarrosos y arcillosos, denominados sedimentos friables, aunque también se encuentran rocas sedimentarias compactadas como las areniscas, aleurolitas, margas y algunos tipos de calizas en las que predomina una estructura porosa, pudiendo presentar grietas y cavernas. En algunos casos y sobre todo en las rocas carbonatadas por factores que influyen sobre las mismas como el intemperismo y la acción de algunos tipos de aguas subterráneas (en dependencia de su composición química) se origina un amplio desarrollo del carso, con presencia de cavernas que en ocasiones alcanzan proporciones descomunales; como ejemplo de estas rocas podemos citar las calizas del mioceno, que presentan un amplio desarrollo en Cuba, sobre todo en las provincias occidentales, donde existen cavernas con varios kilómetros de longitud en zonas saturadas (acuíferas), aunque por lo general en la actualidad las cavernas de grandes dimensiones se encuentran ubicadas en zonas montañosas sobre la base actual de erosión.

2.1. Composición granulométrica

En la composición de las rocas sedimentarias friables y débilmente cementadas, con las que están relacionadas las aguas subterráneas, se encuentran fracciones gravosas, arenosas, limosas, arcillosas y coloidales. Estas últimas presentan una participación insignificante en comparación con las restantes, pero su contenido es muy superior en las arcillas y rocas arcillosas que forman los estratos impermeables.

La determinación de las dimensiones de los granos y partículas que forman las rocas permeables e impermeables tiene un gran significado en distintos tipos de investigaciones hidrogeológicas, ya que de la composición granulométrica de las rocas dependen muchas propiedades como la permeabilidad, porosidad, entrega de agua, capilaridad, etc. El estudio de la composición granulométrica nos permite esclarecer las condiciones geológicas y paleohidrogeológicas de formación de los horizontes acuíferos. Los datos sobre la granulometría nos permiten ejecutar correctamente la solución del tipo de filtro a utilizar en las calas y pozos de explotación de las aguas subterráneas.

Las dimensiones de las partículas de sedimentos friables varían en un amplio rango desde < 0,001 mm (partículas arcillosas y coloidales) hasta cientos de milímetros (cantos y bloques).

La determinación de las dimensiones de las partículas se ejecuta por el análisis granulométrico, las fracciones mayores de 10 mm se determinan visualmente, las partículas con dimensiones entre 0,1 y 10 mm se determinan por el método de tamises, y las fracciones menores de 0,1 mm se determinan por el análisis de sedimentación.

El resultado del análisis granulométrico se expresa en la Tabla 2.1 y en los gráficos logarítmicos de contenido granulométrico (Figura 2.1).

TABLA 2.1. Contenido granulométrico

Contenido de fracciones en la forma habitual de expresión		Contenido de fracciones en su conjunto	
Díámetro de las partículas (mm)	Contenido %	Díámetro mayor de las partículas en la suma de las fracciones (mm)	Por ciento sumatorio %

Por el gráfico logarítmico se determina el diámetro de las partículas, que corresponden al 10 y 60 % del contenido de la suma de todas las partículas. Las del 10 % representan el diámetro efectivo, las del 60 % se utilizan para determinar el coeficiente de heterogeneidad de las rocas, el cual se determina por la fórmula:

$$K_h = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (2.1)$$

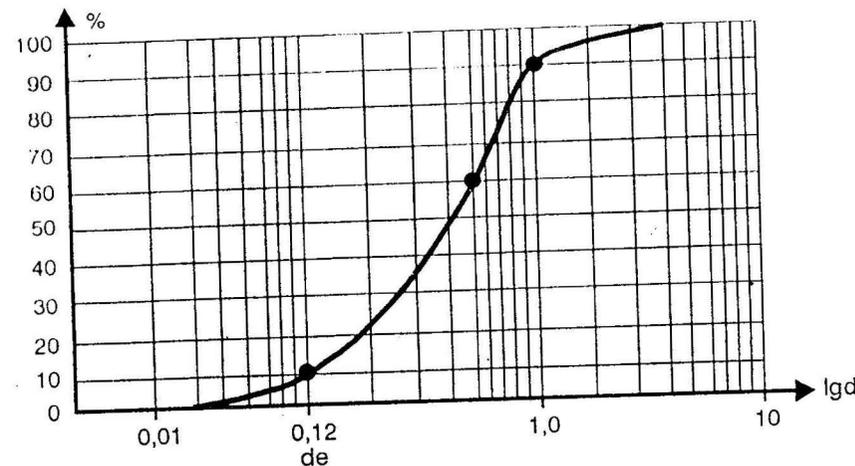


FIGURA 2.1. Gráfico logarítmico del contenido granulométrico.

Cuando $K_h < 5$ la roca es homogénea, con $K_h > 5$ la roca es heterogénea.

Los resultados de un gran número de análisis granulométricos de las rocas sedimentarias friables sirvieron de base para la clasificación de las rocas por su contenido granulométrico; esto se expone en la Tabla 2.2.

TABLA 2.2. Clasificación general de las rocas por su contenido granulométrico según V.A. Prikhlonsky

Fracciones	Dimensiones	Tamaño de las partículas, mm
Bloques (rodados) y piedras (angulares)	Grandes	> 800
	Medianos	800 - 400
	Pequeños	400 - 200
Cantos rodados y guijarros (angulares)	Muy grandes	200 - 100
	Grandes	100 - 60
	Medianos	60 - 40
	Pequeños	40 - 20
Gravas (rodados) gravillas (angulares)	Gruesas	20 - 10
	Medianas	10 - 4
	Pequeñas	4 - 2
Arenas	Muy gruesas	2 - 1
	Gruesas	1 - 0,5
	Finas	0,5 - 0,25
	Muy finas	0,25 - 0,1
	Pequeñas	0,1 - 0,05
Limo	Grueso	0,05 - 0,01
	Fino	0,01 - 0,005
Arcilla	Gruesa	0,005 - 0,001
	Fina	< 0,001

2.2. Porosidad y agrietamiento

Las rocas por su origen y debido a procesos secundarios (intemperismo, lixiviación, movimientos tectónicos, compactación, cementación y otros), generalmente no son monolíticas, sino que contienen poros, cavidades y grietas de las más distintas formas y dimensiones (Figura 2.2).

La porosidad en las rocas se presenta por intervalos entre fracciones de la roca. La porosidad conjuntamente con el agrietamiento y características litológicas determinan las propiedades hidrogeológicas de las rocas en área y profundidad; con la profundidad la porosidad de las rocas disminuye,

lo que se explica por el aumento de la presión sobre las mismas y cementación de los poros.

Las rocas en dependencia del tipo y dimensiones de los poros, cavidades y grietas se diferencian:

1. Porosidad no capilar (mayores de 1 mm).
2. Porosidad capilar, cuando en las rocas se encuentran poros con diámetros menor de 1 mm y grietas con ancho menor de 0,25 mm.

Por sus dimensiones los poros y grietas se dividen en tres grupos:

1. Supercapilares (poros con dimensiones mayores de 0,5 mm, grietas con ancho mayor de 0,254 mm).
2. Capilares (poros de 0,5-0,02 mm, grietas de 0,254-0,0001 mm).
3. Subcapilares (poros menores de 0,002 mm, grietas menores de 0,0001 mm).

La determinación de los tipos de poros y grietas es importante para la evaluación de las condiciones de movimiento de las aguas subterráneas. En los poros y grietas supercapilares ocurre el movimiento libre de las aguas subterráneas; en los capilares el movimiento de las aguas solo ocurre bajo la influencia de grandes fuerzas capilares. Las rocas con poros y grietas subcapilares son prácticamente impermeables; en ellas no ocurre el movimiento de las aguas (arcillas plásticas, compactados, esquistos arcillosos y otras rocas similares).

La magnitud de la porosidad de las rocas se caracteriza por el coeficiente de porosidad en la fórmula siguiente:

$$n = \frac{V_p}{V_r} \cdot 100 \quad (2.2)$$

donde:

- n : coeficiente de porosidad, %;
- V_p : volumen de los poros;
- V_r : volumen de la roca.

El coeficiente de porosidad puede ser calculado por el peso específico y volumétrico de las rocas.

$$n = \left(1 - \frac{\delta}{\beta}\right) \cdot 100 \quad (2.3)$$

donde:

- n : coeficiente de porosidad, %;
- δ : peso volumétrico del esqueleto de la roca, g/cm³;
- β : Peso específico del esqueleto de la roca, g/cm³.

En dependencia del tipo y origen de las rocas y procesos que han influido en la formación de las mismas, la porosidad de ellas varía considerablemente. Los valores de la porosidad media en distintos tipos de rocas según G. A. Maksimovich es la siguiente:

TABLA 2.3. Valores del coeficiente de porosidad de las rocas

Tipo de roca	Rocas	Porosidad media %
Sedimentos frescos	Lodo arcilloso	50
Suelos	Turba	80
	Distintos tipos de suelos	55
Rocas de la parte superior de la corteza de intemperismo	Arenas	35
	Arcilla arenosa	35
	Arcilla	35
	Arenas friables	35
Rocas sedimentarias	Arenas compactadas	25
	Areniscas del cenozoico y mesozoico	20
	Arenisca del paleozoico	10 - 12
	Calizas y dolomitas porosas	5
	Arcillas en zonas de plataformas	40
	Arcillas en zonas de plegamiento	20
	Yeso	3
	Anhidrita	1
	Creta	30
	Rocas metamórficas	Esquistos arcillosos
Esquistos silíceos, mármol		1
Cuarsita, tobas, anfíbolitas		2
Rocas magmáticas	Porfiritas	2
	Granitos y cionitas	1
	Efusivas	2
	Intrusivas	1

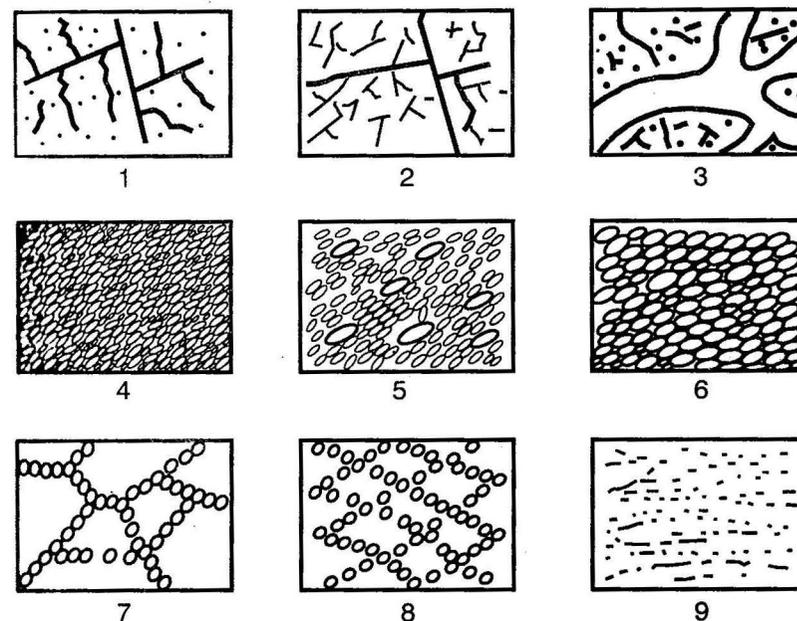


FIGURA 2.2. Distintos tipos de poros en las rocas. 1. Rocas madres con aislados poros y grietas estructurales; 2. Rocas madres con porosidad y agrietamiento desarrollado por la acción del intemperismo; 3. Rocas cavernosas con grandes cavidades originadas por la acción de la lixiviación y disolución de las mismas; 4. Roca arenosa con granulometría homogénea con poca porosidad por la cementación de los poros o rellenos de arcillas; 5. Roca arenosa friable con poca porosidad debido a la heterogeneidad de sus granos; 6. Roca arenosa friable con alta porosidad debido a la homogeneidad de sus granos; 7. Roca con macro y microporos; 8. Roca arcillosa microporosa; 9. Roca arcillosa con poca porosidad debido a su compactación.

2.3. Permeabilidad

Como *permeabilidad* se denomina la propiedad de las rocas de permitir el paso de líquidos, gases y sus mezclas a través de ellas en presencia de cambios de presión o cargas hidráulicas.

La permeabilidad depende de las dimensiones de los poros y grietas que se comunican entre sí en las rocas y se caracterizan por el coeficiente de filtración en unidades de velocidad (cm/s; m/día).

De acuerdo con la Ley de Darcy el volumen de las aguas de filtración (Q) en la unidad de tiempo es proporcional al coeficiente de filtración K , al área de filtración F y al gradiente hidráulico I , es decir:

$$Q = K F I \quad (2.4)$$

Dividiendo ambas partes de la ecuación (2.4) por F y representando Q/F por V , tenemos:

$$V = K I \quad (2.5)$$

donde:

V : velocidad de filtración

De la fórmula (2.5) tenemos que el coeficiente de filtración es igual a la velocidad de filtración cuando el gradiente hidráulico es igual a la unidad:

$$V = K \quad \text{cuando } I = 1$$

Permeabilidad absoluta: Por ella se entiende la permeabilidad de las rocas estando estas totalmente saturadas por líquidos y gases, y la ausencia de la interacción físico-química entre el líquido y gases con la roca.

Permeabilidad efectiva: Por ella se entiende la permeabilidad de las rocas solo para gases o líquidos durante el movimiento en ellos de otro fluido, líquido o gaseoso. En condiciones naturales en los estratos productivos a menudo tienen lugar movimientos tri y bidimensional de agua, petróleo y gas; agua y petróleo; agua y gas.

Permeabilidad relativa: Con ella se caracteriza la relación de la permeabilidad efectiva con la absoluta, y se expresa con unidades adimensionales, por lo general siempre presenta valores menores que la unidad.

La permeabilidad de las rocas para un líquido químico e inerte (agua, querosina, petróleo) en condiciones de laboratorio se calcula por la fórmula:

$$K_p = \frac{Q l \gamma}{F \Delta p} \quad (2.6)$$

donde:

K_p : coeficiente de permeabilidad, Darcy;

Q : gasto del líquido, cm^3/s ;

γ : viscosidad del líquido, sp;

F : área de la sección de la muestra, cm^2 ;

Δp : cambio de la presión, atm;

l : largo de la muestra de roca en prueba, cm.

TABLA 2.4. Valores medios del coeficiente de filtración K y permeabilidad K_p de algunas rocas (para condiciones de agua dulce en movimiento con temperatura (20°C))

Grupo	Características de las rocas	K m/día	K_p Darcy
I	Rocas muy permeables: guijarros y gravas con arena gruesa, calizas carsificadas y rocas muy agrietadas	100 - 1000 y más	1160 - 116
II	Rocas permeables: guijarros y gravas con arena fina, gruesa y media limpia, rocas clasificadas y agrietadas	10 - 100	116 - 11,6
III	Rocas permeables: guijarros y gravas rellenas con arena fina y algo arcillosa, arena grano medio, fino, rocas poco clasificadas	1 - 10	11,6 - 1,16
IV	Rocas poco permeables: arenas menudas, arena arcillosa, rocas poco agrietadas	0,1 - 1,0	1,16 - 0,12
V	Rocas muy poco permeables: arcilla arenosa y rocas débilmente agrietadas	0,001 - 0,1	0,12 - 0,0012
VI	Rocas prácticamente impermeables; arcillas, margas compactas y otras rocas macizas	< 0,001	< 0,0012

2.4. Piezoconductividad y conductividad del nivel

Piezoconductividad: Representa la velocidad de distribución del cambio de presión por el estrato acuífero artesiano (con presión).

Para los horizontes acuíferos con los cuales están relacionadas las aguas dulces con viscosidad $\mu=1$, el coeficiente de piezoconductividad se determina por la fórmula:

$$a = \frac{K}{n\beta_a + \beta_p} = \frac{K}{\beta_e} \quad (2.7)$$

donde:

- a : coeficiente de piezoconductividad, $m^2/día$;
- K : coeficiente de filtración, $m/día$;
- n : coeficiente de porosidad;
- β_a : coeficiente de compresibilidad del agua, $1/at$;
- β_p : coeficiente de compresibilidad de las rocas $1/at$;
- β_e : coeficiente de capacidad elástica del horizonte acuífero - $1/at$.

El coeficiente de compresibilidad del agua crece con el aumento del contenido de gases disueltos en ella y con el aumento de su mineralización, y oscila en los siguiente valores:

$$\beta_a = 2,7 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-5} \frac{1}{at}$$

El coeficiente de compresibilidad de las rocas oscila entre los siguientes valores:

$$\beta_p = 0,3 \cdot 10^{-5} - 1,7 \cdot 10^{-5} \frac{1}{at}$$

En la fórmula (2.7) se ve que si el agua y la roca que forman el horizonte acuífero fueran incompresibles, entonces β_a y β_p serían igual a cero y el coeficiente de piezoconductividad sería infinito.

Conductividad de nivel: representa la velocidad de distribución de los cambios de las cargas hidráulicas por el estrato acuífero freático (sin presión). Este coeficiente se calcula por la fórmula:

$$a_y = \frac{Kh_m}{\mu} \quad (2.8)$$

donde:

- a_y : coeficiente de conductividad de nivel, $m^2/día$;
- K : coeficiente de filtración, $m/día$;
- h_m : potencia media del horizonte acuífero dentro de los límites de influencia del aforo en un momento de tiempo determinado, m ;
- μ : coeficiente de entrega de agua de las rocas (adimensional) también denominado *porosidad activa*.

De la fórmula (2.8) se desprende que en los horizontes acuíferos la redistribución del nivel del agua en tiempo y área ocurre con más intensidad mientras mayores sean las propiedades de filtración de las rocas, mayor potencia del acuífero y menor entrega del agua.

En el Capítulo 6 se analizarán otras metodologías de cálculo del coeficiente de piezoconductividad y conductividad de nivel.

2.5. Capacidad acuífera y entrega de agua —

Capacidad acuífera de las rocas: Se denomina a la propiedad de estas de recibir, almacenar y retener un determinado volumen de agua. La misma se caracteriza por el coeficiente de capacidad acuífera, el cual se expresa en por cientos de peso o volumen. En el primer caso es igual a la relación del peso del agua retenida con el peso de la muestra de roca en estado seco, en el segundo caso es la relación del volumen del agua con el volumen de la muestra de roca.

La interrelación entre la capacidad acuífera de peso y volumétrica se representa por la fórmula:

$$W_v = W_p \delta \quad (2.9)$$

donde:

- W_v : coeficiente de la capacidad acuífera volumétrica, %;
- W_p : coeficiente de la capacidad acuífera de peso, %;
- δ : peso volumétrico de la roca seca, g/cm .

De acuerdo con el tipo de agua contenida en las rocas se tienen las siguientes capacidades acuíferas: higroscópicas, molecular, capilar y total.

La capacidad acuífera higroscópica y molecular corresponde a la cantidad de agua higroscópica y pelicular retenida en la superficie de las rocas por fuerzas electromoleculares.

La capacidad acuífera capilar corresponde a la saturación con agua de los poros capilares.

Capacidad acuífera total corresponde a la total saturación de las rocas con agua.

Gran importancia tiene la capacidad acuífera molecular máxima que representa la cantidad máxima de agua reticular contenida en las rocas acuíferas.

Entrega de agua de las rocas: Es la propiedad de las rocas saturadas hasta su capacidad acuífera total, de entregar parte del agua almacenada a través de un escurrimiento libre bajo las fuerzas de la gravedad. Por algunos investigadores esta propiedad de las rocas es denominada *porosidad activa*, por otros *coeficiente de almacenamiento*. La entrega de agua de las rocas se caracteriza con el coeficiente de entrega de agua, representado por partes de la unidad o en por ciento.

La determinación del coeficiente de entrega de agua de las rocas es de suma importancia en cálculos hidrogeológicos relacionados con evaluación de reservas de las aguas subterráneas, cálculos para pronóstico de obras hidrotécnicas de mejoramiento de suelos y otros.

La entrega de agua de las rocas puede ser determinada por ensayos de laboratorio, por datos de observaciones del régimen de las aguas subterráneas y por aforos experimentales.

Por métodos de laboratorio el coeficiente de entrega de agua puede obtenerse por la fórmula:

$$\mu = Wc.t - Wc.m \quad (2.10)$$

donde:

μ : coeficiente de entrega de agua, %;

$Wc.t$: capacidad acuífera total, %;

$Wc.m$: capacidad acuífera molecular máxima, %.

Por datos de observaciones sistemáticas del régimen de las aguas subterráneas el coeficiente de entrega de agua puede ser calculado por la fórmula:

$$\mu = \frac{Q_t}{\Delta V} \quad (2.11)$$

donde:

Q_t : gasto medio del flujo subterráneo en la zona de descarga del horizonte acuífero en el tiempo t , m³/día;

ΔV : volumen del horizonte desecado en el tiempo t , m³.

En horizontes freáticos el valor de Q en dependencia de la profundidad de yacencia del lecho impermeable se determina de distintas formas. Este gasto puede coincidir con el gasto total de manantiales que surjan en los taludes de los márgenes de los ríos (con la yacencia del impermeable sobre el nivel del agua en los ríos); puede determinarse también considerando Q igual a la magnitud de la alimentación subterránea de los ríos, determinada en un tramo del río entre dos estaciones hidrométricas.

La magnitud ΔV se determina por los datos de observaciones sistemáticas en puntos distintos en el área limitada por los parteaguas del acuífero, los cuales se determinan por los mapas de hidroisohipsas.

Por datos de aforos experimentales, tomando los descensos en dos puntos de observaciones (calas satélites) o por medida de la recuperación de los niveles en estos puntos, el coeficiente de entrega de agua se determina por la fórmula:

$$\mu = \beta \frac{Q \cdot t}{r_1^2 (S_1 - S_2)} \quad (2.12)$$

$$\beta = 0,824 \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^{\frac{2S_1}{S_1 - S_2}} \cdot \lg \frac{r_2}{r_1} \quad (2.13)$$

donde:

Q : gasto estabilizado del pozo o cala aforada, m³/día;

t : duración del aforo, días;

r_1 y r_2 : distancia de las calas de observación hasta el pozo o cala central (de bombeo), m;

S_1 y S_2 : abatimientos del nivel del agua estabilizados en las calas de observación, m.

PROPIEDADES FÍSICAS Y ACUÍFERAS DE LAS ROCAS

Por recomendaciones de N. N. Bindeman (1963), con aforos prolongados (≥ 48 horas) las calas satélites de observación deben situarse en forma de radio, la cala de mayor distancia a unos 25-30 m del pozo central en acuíferos friables (arenosos) y 50-70 m en rocas agrietadas; la cala más cercana al pozo (cala de bombeo) se ubicará a mitad de la distancia desde este hasta la segunda cala de observación. En rocas agrietadas o agrietadas cársicas se recomienda ubicar perfil paralelo al agrietamiento predominante y otro normal a este.

Además de los métodos y fórmulas antes relacionados existen otros métodos para determinar el coeficiente de entrega de agua que exponemos a continuación:

1. Por despeje de la fórmula (2.8)

$$\mu = \frac{Kh_m}{a} \quad \text{o} \quad \mu = \frac{Kh_m}{a_y} \quad (2.14)$$

donde:

a : coeficiente de piezoconductividad cuando se trata de horizontes acuíferos artesianos, m^2 / día;

a_y : coeficiente de conductividad de nivel cuando se trata de horizontes acuíferos freáticos, m^2 / día.

Por distintos experimentos de laboratorio y campo se han definido otras fórmulas que con bastante precisión determinan el coeficiente de entrega de agua de las rocas.

2. Cuando estamos en presencia de horizontes acuíferos de los que por la litología perforada podemos asumir que el coeficiente de entrega de agua $\mu \geq 0,15$ podemos utilizar la fórmula propuesta por P. A. Beltzinsky.

$$\mu = 0,117 \sqrt[3]{K} \quad (2.15)$$

3. Cuando por la litología perforada no se puede tener una idea aproximada del valor de μ , se recomienda utilizar la expresión propuesta por K. P. Lundin y L. Daml:

$$\mu = 0,13 + 0,07 \lg K \quad (2.16)$$

Las expresiones (2.15) y (2.16) deben ser utilizadas por datos de aforos de calas o pozos aforados con gasto y descensos estabilizados.

Es necesario aclarar que en dependencia del tipo de horizonte acuífero que se analice, artesiano o freático, la entrega de agua de las rocas se encontrará influenciada por distintos factores; por ello se esclarece la terminología según el tipo de acuífero.

En acuíferos artesianos tendremos que μ será la entrega de agua elástica y en acuíferos freáticos $\mu = \mu_g$ será la entrega de agua gravitacional.

TABLA 2.5. Valores de la entrega de agua en distintos sedimentos y rocas μ

Sedimentos y rocas	Valores medios de μ
Arena limosa	0,1
Arena muy fina	0,1 - 0,15
Arena fina	0,15 - 0,2
Arena mediana	0,2 - 0,25
Arena gruesa	0,25 - 0,3
Arena muy gruesa	0,3 - 0,35
Gravas pequeñas	0,3 - 0,35
Gravas medianas	0,35
Gravas gruesas	0,35
Guijarros pequeños	0,3
Guijarros grandes	0,3
Rocas poco agrietadas	0,002
Rocas agrietadas	0,002 - 0,08
Rocas muy agrietadas	0,08 - 0,1
Rocas agrietadas con poco carso	0,05 - 0,08
Rocas agrietadas-carsificadas	0,05 - 0,08
Rocas agrietadas-muy carsificadas	0,05 - 0,15

Los sedimentos areno-gravosos con relleno de arcillas presentan un μ disminuido aproximadamente en 0,05 de los valores dados en tabla anterior.

2.6. Humedad de las rocas

En condiciones naturales las rocas siempre contienen una mayor o menor cantidad de agua. En los suelos y rocas que yacen sobre el nivel de las aguas subterráneas el contenido de agua en el transcurso del año varía en dependencia de las temperaturas, presiones atmosféricas, humedad del aire, evaporación, precipitaciones atmosféricas, etc.

Bajo el nivel del agua subterránea, la humedad de las rocas es constante y representa la máxima admisible para estas rocas, que presentan una determinada porosidad.

La humedad natural se determina por muestras de rocas con estructura inalterada (monolíticas), tomadas de calicatas, calas, etc. Para conservar la humedad natural el monolito se protege con parafina, en el momento de ser tomado. La magnitud de la humedad natural se determina en laboratorio mediante el secado de la muestra de roca, tomada hasta obtener un peso constante; con esto la humedad se representa como humedad de peso y volumétrica.

Humedad de peso: Es la relación del peso del agua con el peso de la roca seca.

$$Wp = \frac{qh - qs}{qs} \cdot 100 \quad (2.17)$$

donde:

Wp : humedad de peso natural, %;

qh : peso de la muestra con su humedad natural;

qs : peso de la muestra después del secado (generalmente el secado de la muestra se efectúa en estufa, manteniendo una temperatura de 105-100 °C).

Humedad volumétrica: Se representa por el volumen de agua contenido en 1 cm de la roca húmeda y se determina por la fórmula:

$$Wv = Wp \cdot \delta \quad (2.18)$$

donde:

Wv : humedad volumétrica, %;

Wp : humedad de peso, %;

δ : peso volumétrico de la roca seca - g/cm³.

En las investigaciones hidrogeológicas en ocasiones es de interés la determinación de los coeficientes de saturación de las rocas Ks que representan la relación de la humedad volumétrica de la roca con el coeficiente de la porosidad n .

$$Ks = \frac{Wv}{n} = Wp \cdot \frac{\delta}{n} \quad (2.19)$$

De la fórmula 2.19 se desprende que para rocas absolutamente secas $Ks = 0$ y con una total saturación de la roca $Ks = 1$.

Por el coeficiente de saturación las rocas arenosas se dividen en tres grupos:

1. Secas $0 < Ks < 0,33$
2. Húmedas $0,33 < Ks < 0,67$
3. Mojadas hasta su saturación $0,67 < Ks < 1$

Déficit de saturación de las rocas se denomina a la diferencia entre la capacidad acuífera y la humedad natural de las rocas.

$$ds = Wc \cdot t - Wn \quad (2.20)$$

donde:

ds : déficit de saturación de la roca, %;

$Wc \cdot t$: capacidad acuífera total por fórmula (2.9), %;

Wn : humedad natural por fórmula (2.18), %.

2.7. Capilaridad

Como ya ha sido mencionado, las rocas contienen poros, grietas y otras cavidades de distintas formas y dimensiones. Los poros pequeños presentan propiedades similares a los tubos capilares corrientes, diferenciándose de ellos solo por la forma de su sección y orientación en el espacio.

Los poros capilares pueden estar comunicados entre sí o independientes unos de otros, formando en una sección del espacio una compleja red capilar.

En la zona de aereación ubicada sobre el nivel de las aguas freáticas, se desarrollan presiones capilares, las cuales originan aguas capilares, estas en una estructura homogénea de la zona de aereación, generalmente están fuertemente unidas con el nivel de las aguas freáticas; en una estructura heterogénea formada en perfil por lentes y estratos arcillosos, la unión con el nivel de las aguas freáticas puede no existir o tener un carácter sumamente complejo.

En los poros capilares de las rocas la superficie del agua toma una forma cóncava en dirección del agua (Figura 2.3). Las fuerzas de la tensión superficial están dirigidas en forma de tangentes a la superficie cóncava; las fuerzas verticales de la tensión superficial están dirigidas en una dirección y forma la fuerza P , bajo la acción de la cual el agua asciende hasta la altura H_c . Esta altura sirve de medida a las capilaridades de las rocas.

La altura del ascenso capilar depende de las dimensiones de los poros capilares, granulometría de las rocas de la zona de aereación, forma de las partículas, densidad y homogeneidad de su deposición, del peso específico, temperatura, mineralización y composición salina de las aguas.

Con el aumento de la temperatura disminuye la tensión superficial, con el aumento de la mineralización de las aguas aumenta la tensión superficial. Por ejemplo, las aguas clóricas presentan un ascenso capilar mayor que las aguas sulfatadas-sódicas con la misma mineralización y todas las demás condiciones iguales.

En rocas areno-arcillosas la altura del ascenso capilar puede ser determinada por la fórmula de Kození:

$$H_c = 0,446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_e} \quad (2.21)$$

donde:

H_c : altura del ascenso capilar, cm;

n : coeficiente de porosidad;

d_e : diámetro efectivo de los poros, cm.

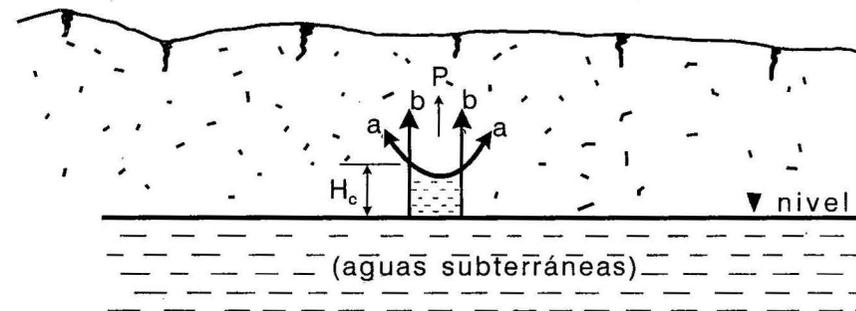


FIGURA 2.3. Esquema del ascenso capilar

TABLA 2.6. Valores de las alturas máximas del ascenso capilar de algunas rocas

Rocas	Valores de H_c ; cm
Arena gruesa	2 - 3,5
Arena media	12 - 35
Arena fina	35 - 120
Arena arcillosa	120 - 350
Arcilla arenosa	350 - 650
Arcilla ligera o pesada	650 - 1 200

Capítulo 3

PROPIEDADES FÍSICAS Y QUIMISMO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las aguas subterráneas en dependencia de su origen, fuentes de alimentación, propiedades físicas y químicas de las rocas acuíferas y por factores artificiales provocados por el hombre, presentan una amplia variedad de propiedades físicas y químicas, las cuales deben ser estudiadas en las investigaciones que se ejecutan en cada caso en particular.

3.1. Propiedades físicas

(Como principales propiedades físicas de las aguas subterráneas podemos relacionar las siguientes: temperatura, transparencia, sólido en suspensión, color, olor, peso específico y conductividad eléctrica.

Temperatura: La temperatura del agua en acuíferos freáticos depende principalmente de la temperatura ambiental; en el caso de acuíferos artesianos, está influenciada también por la temperatura ambiental, aunque en menor grado; en estratos artesianos profundos influye de forma considerable el gradiente térmico de las rocas, el cual aumenta aproximadamente 1°C por cada 100 m de profundidad.

Para la determinación de la temperatura deben utilizarse termómetros ambientales con escala de 0,1°C; en caso de calas o pozos, a los termómetros se les adiciona un dispositivo especial de material refractario que permite la transportación del agua desde grandes profundidades hasta la superficie del terreno, manteniendo su temperatura original.

Transparencia: La transparencia del agua depende de muchos factores relacionados con las propiedades físicas de las rocas acuíferas y composición química de las aguas, así como algunas reacciones químicas que puedan producirse por elementos del agua con el oxígeno de la atmósfera, este último principalmente en aguas artesianas; la transparen-

cia del agua puede ser afectada también por agentes artificiales, contaminantes de las mismas.

Por su transparencia las aguas se clasifican en:

- Transparentes
- Débilmente opacadas
- Opacadas
- Algo turbias
- Turbias
- Muy turbias

Sólidos en suspensión: En la mayoría de los casos estos provienen de las rocas acuíferas, representados por partículas coloidales; también pueden estar presentes por causas artificiales.

Color: El agua subterránea normal es incolora, puede presentar cierta tonalidad de colores motivadas por turbiedad de las mismas, existencia de sólidos en suspensión o por algún tipo de contaminación.

Olor: El agua subterránea puede presentar olores en dependencia de su origen y composiciones químicas y gaseosas; el olor se clasifica según la Tabla 3.1 por calentamiento del agua hasta 50-60°C.

TABLA 3.1. Escala de olores

Graduación	Intensidad	Características dominantes
0	Inodoro	Ausencia de olor
1	Muy débil	El olor solo puede detectarse por un observador experimentado
2	Débil	Se detecta presentando gran atención durante la determinación
3	Detectable	Se detecta fácilmente y puede provocar una evaluación insatisfactoria del agua
4	Determinable	Olor que provoca la atención al mismo
5	Muy fuerte	Cuando presenta un olor tan fuerte que hace que el agua sea potable

Sabor: El sabor del agua subterránea depende de la composición química de la misma; en algunos casos puede estar relacionado con elementos

contaminantes. En estado natural las aguas subterráneas pueden tener los siguientes sabores: ácido, dulce, amargo, salado. En dependencia de la influencia de otros factores puede tener sabor metálico, clórico, etc.

Peso específico: Depende de la composición química y salina de las aguas. La determinación del peso específico se ejecuta en condiciones de laboratorio a temperatura ambiental; el cálculo del mismo se efectúa por la fórmula:

$$D = \frac{(a - c)}{(b - c)} \quad (3.1)$$

donde:

- D*: peso específico del agua, g;
- a*: peso del embase con el agua en prueba, g;
- c*: peso del envase vacío, g;
- b*: peso del envase con agua destilada, g.

Tanto la pipeta con el agua de prueba como con agua destilada se pesarán con idéntico volumen.

Conductividad eléctrica: Depende del grado de mineralización de las aguas; con el aumento de la mineralización aumenta también la conductividad eléctrica. Las aguas presentan una baja conductividad eléctrica, la cual oscila entre $33 \cdot 10^{-5} - 1,3 \cdot 10^{-3}$ ohm \cdot m

3.2. Factores naturales de formación de la composición química de las aguas subterráneas

Los principales factores naturales están representados por las condiciones físico-geográficas, geológicas, hidrogeológicas y biológicas.

Una de las principales condiciones de formación de la composición de las aguas subterráneas es el clima. La cantidad, composición y régimen de las precipitaciones atmosféricas en el transcurso del año influyen directamente en la composición química, no sólo de las aguas freáticas, sino también en horizontes acuíferos de yacencias más profundas; la parte de las precipitaciones atmosféricas que participa en la reposición de las aguas subterráneas depende directamente de la litología de las rocas de cobertura

(zona de aereación y estratos superiores), de la temperatura ambiental y magnitud de la evaporación.

En la zona de aereación y corteza de intemperismo la interacción del agua de infiltración con las rocas provoca reacciones químicas; el resultado de las mismas es arrastrado hasta las aguas subterráneas. La velocidad del agua en las rocas de la zona de aereación y zona de saturación influye sobre la composición y concentración de los componentes diluidos en el agua y en los cambios químicos de las rocas durante su intemperismo. De tal forma la intensidad del intercambio hídrico representa el factor principal de formación de la composición química de las aguas subterráneas y de las rocas. Este proceso en Cuba es de suma importancia debido a que las principales rocas acuíferas son de origen marino, por lo que en las rocas durante su emersión y desplazamiento de las aguas saladas por aguas dulces de infiltración quedaron residuos de sales, y en dependencia de la intensidad del intercambio hídrico se ha tenido un mayor o menor grado de lavado de las rocas.

La influencia de los factores hidrológicos sobre las aguas subterráneas depende de las características de la red hidrográfica; la presencia de una red hidrográfica densa y de cortes profundos, facilita el drenaje de los horizontes acuíferos freáticos y artesianos. En los períodos de crecidas, las aguas de los ríos reponen los horizontes acuíferos en las zonas aledañas a los márgenes, disminuyendo su mineralización y cambios en su composición química. Las aguas subterráneas y superficiales forman un sistema de relación hidráulica que en algunos casos puede ser directo, en otros más complejo, en dependencia de la litología de las rocas acuíferas y rocas de los taludes y cauces de los ríos; la ruptura del equilibrio existente en este sistema en una de sus partes se refleja en el estado de la otra.

La relación entre el relieve por una parte y los niveles piezométricos, así como la composición química de las aguas por otra parte han sido definidos por A. I. Sulin y P. Bekchurin. En los límites de zonas elevadas y parteaguas la disminución de las presiones de los horizontes acuíferos ocurre en direcciones no coincidentes; en estos territorios por lo general están desarrolladas aguas dulces del tipo hidrocarbonatadas cálcicas. En los valles de ríos y zonas aledañas a los mismos y en otras formas negativas del terreno las presiones hidrodinámicas aumentan desde los horizontes superiores hacia los inferiores. En las cuencas artesianas de plataformas en las partes

altas de la misma ocurre la reposición de los recursos subterráneos y las zonas bajas representan áreas de drenaje.

Dentro de los límites de los valles las aguas artesianas tienen, generalmente, una mineralización alta del tipo sulfato-hidrocarbonatadas magnésico-cálcicas; además en las grandes zonas de drenaje de las aguas artesianas a menudo se forman anomalías hidroquímicas, es decir, bajo los valles de los ríos se forman «cúpulas» de aguas salobres hasta rasoles del tipo clórico-sódicas.

En un gran número de territorios se ha demostrado que el papel principal en la composición química de las aguas subterráneas lo representan factores tectónicos, que provocan cambios estructurales en plantas acompañados con el cambio de la base de erosión y desplazamiento de los cauces de los ríos. La estructura geológica, condiciones de yacencia, origen, composición mineralógica y las materias orgánicas de las rocas ejercen una gran influencia en la formación de la composición química de las aguas subterráneas.

Uno de los principales factores de formación de la composición química de las aguas subterráneas lo es el régimen dinámico de los horizontes acuíferos, interrelación de los mismos y relación con las aguas superficiales. La composición mineralógica de las rocas acuíferas depende de las condiciones de intercambio hídrico y de la termodinámica.

La intensidad del intercambio hídrico en la corteza de intemperismo representa uno de los factores principales de los cambios químicos de las rocas y de las soluciones hídricas que se forman.

Las altas velocidades de filtración del agua y un drenaje intensivo propicia un breve contacto de las soluciones con las rocas, y por ello la concentración de elementos solubles será pequeña. Durante un régimen hidrodinámico dificultoso en la zona de intemperismo se forman soluciones hídricas con alto contenido de elementos solubles. La acción de factores biológicos se expresa en el cambio de la composición de las aguas bajo la acción de las bacterias y productos de transformación de la materia orgánica; esta en menor o mayor cantidad está presente en todas las rocas sedimentarias. Los principales elementos que forman parte de la materia orgánica lo son el carbono, el hidrógeno, el oxígeno y el nitrógeno; gran parte de dicha materia se encuentra en las rocas de forma disgregada; y su mayor cantidad está en la capa vegetal, directamente relacionada con la vegetación.

Los ácidos orgánicos aceleran el proceso de destrucción de las rocas. El ácido carbónico formado como resultado de la oxidación de la materia

orgánica se disuelve en las aguas subterráneas, se incorpora a la reacción con componentes mineralógicos de las rocas y representa ser uno de los agentes más agresivos en la solución de las mismas.

La evaluación de la forma de migración de los elementos tiene gran significado durante el estudio del equilibrio entre las aguas subterráneas y las rocas; la utilización en los cálculos de concentración de elementos determinados de forma analítica conduce a evaluaciones incorrectas del estado de este equilibrio; esto está fundamentado por la presencia en las aguas subterráneas de elementos que no se encuentran solamente en forma de iones simples, sino también formando combinaciones complejas. Otro factor natural que influye en gran medida en el cambio de la composición química de las aguas subterráneas y también de los suelos está representado por los procesos eólicos, sobre todo en zonas costeras; estos procesos están motivados por la transportación de sales del agua del mar, por el aire, penetrando en tierra firme en ocasiones hasta algunas decenas de kilómetros, etc. Las sales transportadas por el aire son depositadas en los suelos de territorios costeros y durante los períodos de lluvia son disueltas e infiltradas junto con las aguas hasta los acuíferos, provocando procesos y reacciones en su paso a través de la zona de aereación que alteran el normal desarrollo de los mismos, intensificando la acumulación de sales en los acuíferos, y con ello influyen en la variación de la composición química de las aguas subterráneas.

En Cuba este proceso está poco estudiado, a pesar de que existen condiciones muy favorables al desarrollo del mismo y que pueden influir mucho, conjuntamente con la despoblación forestal de los territorios costeros, en la salinización de los suelos y variación de la composición química de los acuíferos freáticos costeros.

La presencia de la acción de los factores antes relacionados no es constante, ellos están sujetos a cambios dinámicos en el tiempo y espacio, propiciados por condiciones físico-geográficas y por el desarrollo de la historia geológica (por la paleohidrogeología). Por ello es necesario analizar y considerar sus cambios no solo en los límites del territorio de estudio, sino también en los alrededores o en territorios más alejados, los cuales en las etapas iniciales de la historia geológica pudieron ser zonas de alimentación o drenaje de las aguas subterráneas. Un estudio detallado de las condiciones naturales en su desarrollo histórico, posibilita la definición de las causas que dieron origen a la formación de las aguas subterráneas y su composición química dentro de los límites del territorio de estudio.

3.3. Factores artificiales de formación de la composición química de las aguas subterráneas

Las acciones artificiales sobre la naturaleza están relacionadas con el desarrollo de la humanidad. La cubierta vegetal fue el primer componente de la naturaleza que recibió la influencia del hombre. Los bosques fueron destruidos desde los tiempos más remotos de formación de la sociedad humana. Las consecuencias más notables fueron los cambios en la atmósfera, con un calentamiento del clima y contaminación de la misma. La alteración de algunos factores naturales tienen tanto carácter regional como local, en la actualidad también continental.

Las redes hidrográficas se transformaron con la aparición de embalses, canales, derivadoras, rectificaciones de ríos, etc. Algunos ríos, lagos, pantanos y otras depresiones naturales del relieve se utilizan para el vertimiento de aguas residuales y de otros desechos contaminantes.

La red artificial creada para el tránsito de aguas superficiales se crea para el desarrollo agrícola en territorios de humedad insuficiente; esto, paralelo a medidas de mejoramiento, es acompañado de cambios significativos de las condiciones de alimentación o drenaje de las aguas subterráneas freáticas y provoca cambios radicales en su composición química.

Los cambios de la red hidrográfica conllevan al rompimiento de las condiciones naturales de escurrimiento de las aguas superficiales.

Existen otros factores de gran desarrollo en las últimas décadas; los mismos están relacionados con la explotación de yacimientos minerales, en muchos casos por el método denominado *a cielo abierto*, lo cual ha provocado una impetuosa denudación y erosión, principalmente en zonas montañosas, provocando el arrastre de gran cantidad de sedimentos arcillosos y coloidales por escurrimientos superficiales de los ríos y provocados por las precipitaciones atmosféricas. La alteración de los procesos naturales de traslado de las materias sólidas y diluidas pueden provocar cambios sustanciales de las condiciones naturales en las aguas subterráneas, sobre todo esto se relaciona con el vertimiento de productos líquidos o diluidos, los que pueden producir una contaminación en magnitudes considerables; en esto último juega también un papel importante el amplio desarrollo industrial y poblacional actual y el desarrollo de nuevas técnicas agrícolas, en las que de forma intensiva se utilizan fertilizantes y otros productos químicos que favorecen la contaminación en las aguas subterráneas y sobre todo de las aguas freáticas.

3.4. Principales elementos y factores contaminantes de las aguas subterráneas

En la naturaleza existen aguas subterráneas que por su origen no son aptas para distintos usos, o sea, presentan una contaminación natural.

En los últimos años la explotación de las aguas subterráneas dulces para el consumo poblacional, industrial y agrícola ha tenido un amplio desarrollo; tomando como ejemplo las características de Cuba, tenemos que en varias cuencas y yacimientos de aguas subterráneas, debido a una sobreexplotación de los mismos, se ha producido contaminación por la penetración de las aguas de mar (intrusión salina), las cuales han provocado que aguas que inicialmente presentaban una óptima calidad como aguas potables, hayan perdido estas características, y las mismas en la actualidad no puedan ser utilizadas como tales, ni en la práctica agrícola, ni en riego de diversos cultivos.

Los factores que provocan la contaminación de las aguas subterráneas dulces son muchos, y originan una gran variedad de elementos contaminantes; sobre ellos existe una amplia literatura que los detalla y clasifica según nocividad y grado de contaminación.

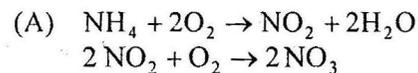
En esta edición queremos hacer énfasis en la contaminación por nitritos (NO_2^-) y nitratos (NO_3^-), elementos que en la actualidad a nivel internacional presentan amplio rango de presencia en las aguas subterráneas, y por estudios desarrollados en algunos territorios de Cuba, la presencia de los mismos es ya bastante notable.

En Cuba generalmente se utilizan las aguas subterráneas de tipo freáticas (sin presión); debido a que son estas las aguas subterráneas que pueden explotarse sin grandes inversiones económicas, representan los acuíferos de mayor acuosidad y también debido a que por las condiciones geológicas y geográficas son las aguas de menor mineralización, aunque son las más propensas a ser contaminadas, y en el caso de Cuba, en específico, las más propensas a contaminación por materias y productos de los que se derivan elementos como el nitrito (NO_2^-) y el nitrato (NO_3^-), elementos considerados de alta nocividad.

Los horizontes acuíferos freáticos están relacionados con la denominada *zona de origen de las aguas subterráneas* (zona de hidrogénesis). Por las condiciones litológicas de esta zona que coincide con la corteza de intemperismo, en las mismas se presentan altas permeabilidades en los sedimentos o rocas acuíferas, y en ellas influyen directamente las características y fenómenos que se desarrollan en el medio ambiente superficial y en

los suelos (capa vegetal), por se este el primer acuífero a partir de la superficie del terreno. De lo antes expuesto se desprende que los horizontes acuíferos freáticos están en estrecha relación con las aguas superficiales de origen marino y fluvial, de riego, y con el escurrimiento superficial de las precipitaciones atmosféricas, y por ello con los procesos químicos y biológicos que se desarrollan en la capa vegetal (suelos) y en la zona de aereación.

Los horizontes acuíferos freáticos en territorios del trópico y subtropico, donde existen altas temperaturas y abundantes precipitaciones, están expuestos a una fácil contaminación de origen orgánico, tanto por la descomposición de la materia orgánica que se encuentra en los suelos, como por residuos de origen orgánico vertidos de forma directa o indirecta. Durante la estancia de la materia orgánica en la zona de aereación (incluyendo el suelo), en la zona de saturación dicha materia sufre una serie de transformaciones en forma escalonada, apoyada por la acción de bacterias y microbios que habitan esta zona; las albúminas compuestas se transforman en aminoácidos, posteriormente en compuestos amoniacales, luego en nitritos (NO_2^-) y finalmente en nitratos (NO_3^-).



Este proceso de transformación de la materia orgánica es muy complejo; en el mismo participan bacterias oxidantes denominadas *nitrobacterias*. La velocidad con que se ejecuta esta transformación depende del grado de desarrollo de las combinaciones que propician la misma.

Como resultado de la transformación de la materia orgánica tenemos que el nitrógeno pasa de compuesto orgánico a compuesto simple en el agua.

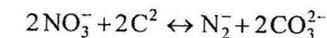
La aparición de los nitratos y nitritos en el agua subterránea también puede ser de origen químico, provocado por el vertimiento de los residuales industriales y por la utilización de fertilizantes nitrogenados en la agricultura.

Los nitritos (NO_2^-) de forma natural pueden encontrarse en suelos que contengan un pH superior a 7,7. Los fertilizantes nitrogenados pueden originar directamente nitritos en lugar de nitratos cuando estos son aplicados en suelos algo alcalinos, a partir de pH de 7,0 a 7,3; en este caso la concentración de nitritos en el suelo puede alcanzar magnitudes semejantes a los nitratos con concentración máxima hasta de 100 mg/L.

El proceso de descomposición de la materia orgánica y la transformación de esta y de compuestos químicos, principalmente los nitrogenados,

pueden llegar a influir notablemente en la calidad química de las aguas subterráneas con la adición o aumento de los iones de NO_2^- y NO_3^- .

Debe señalarse que los nitratos por reacciones reversibles pueden producir también nitritos debido a la denominada *desnitrificación* del nitrato, al combinarse este con el carbono (C) que se libera en los procesos de descomposición de la materia orgánica; durante estos procesos se libera el nitrógeno (N_2) y por combinación de este con el oxígeno (O_2) disuelto en las rocas y agua, pueden producirse de nuevo iones de nitrito y nitrato.



En la atmósfera existen gases como el O_2 , N_2 y el CO_2 solubles en el agua; bajo la influencia de descargas eléctricas que se producen en la atmósfera, principalmente durante las turbonadas, el nitrógeno (N_2) se une con el hidrógeno (H) y con el oxígeno (O_2) formando ácido nítrico (NH_3) y nitrito (NO_2), ambos diluidos en las aguas de las precipitaciones atmosféricas, llegan al suelo y por la infiltración a través de la zona de aereación penetran hasta el acuífero freático. Por experimentos ejecutados en territorio europeo de la antigua URSS se ha demostrado que anualmente, por estas circunstancias, se depositan en el suelo de 3 a 4,5 kg/ha de ácido nítrico y nitrito, lo que representa unos 300 a 450 mg/m² de superficie al año; también se ha demostrado que mientras mayor es el contenido de elementos nitrogenados, mayor será la carga eléctrica de sus partículas, lo que facilita su dispersión y arrastre por las aguas que se infiltran hasta el acuífero y a través de este.

Otro factor que propicia la presencia de nitratos y puede inducir a través de estos la presencia de nitritos, lo representan algunas raíces con nódulos (plantas leguminosas), en las cuales habitan bacterias que absorben el nitrógeno del aire y producen nitratos en cantidades superiores a las requeridas por las plantas; este exceso de nitrato puede pasar a ser componente de las aguas freáticas por los procesos ya relacionados.

La influencia de cada uno de los factores relacionados en la contaminación por nitratos y nitritos de las aguas subterráneas en Cuba está poco estudiado y se requiere un estudio detallado de los mismos, ya que por nuestras características climáticas, geográficas, de país en desarrollo agrícola e industrial y poblacional, se corre el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas freáticas que representan uno de nuestros principales recursos hídricos y donde ya se observa la presencia de esta contaminación en muchas zonas de nuestro territorio nacional.

En la Tabla 3.2 se representan algunos ejemplos de la presencia y contaminación de las aguas subterráneas por nitratos y nitritos de algunos países donde se han ejecutado estudios al respecto y del territorio de Cuba.

TABLA 3.2.

No.	Países y zonas	Contenido medio		Ponderado
		NO ₃ mg/L	NO ₂ mg/L	Cantidad de anál.
1.	URSS			
1.1.	Sur de Siberia	(-)	0,03	749
1.2.	Depresión Kansko-Taceevyaka	(-)	0,08	78
1.3.	Llanura Beyakinskaya	5,52	0,07	282
1.4.	Salaizsky Krish	1,33	0,19	1 399
1.5.	Región Sayamo-Altay	0,74	0,10	693
2.	Estados Unidos de América			
2.1.	Estados del sur	2,1	(-)	92
2.2.	California	3,4	(-)	25
2.3.	Territorios del norte	3,19	(-)	284
2.4.	Sur de los Apalaches	4,3	(-)	269
2.5.	Sierra Nevada	0,2	(-)	96
3.	Nigeria - Zona Oriental	1,63	0,09	71
4.	África Occidental	1,63	0,09	330
5.	Isla Hawai	0,9	(-)	86
6.	Finlandia	0,93	0,01	704
7.	Suecia	1,2	0,01	16
8.	Cuba			
8.1.	Zona sur del valle del Cauto	11,7	0,176	230
8.2.	Provincia Holguín	22,25	0,274	1042
8.3.	Provincia Las Tunas	31,98	0,115	758

3.5. Tipos de análisis químicos de las aguas en investigaciones hidrogeológicas

Los análisis químicos de las aguas naturales en la práctica hidrogeológica consideran las siguientes tareas:

- a) Estudiar las leyes de formación y distribución de las aguas de distinta composición.

- b) Investigar las aguas con criterios de búsqueda de yacimientos minerales sólidos, líquidos y gaseosos.
- c) Evaluar la composición y propiedades de las aguas subterráneas naturales con fines de abasto potable, tecnológico, agrícola, medicinal y en otros usos.

Para la caracterización general de la composición y propiedades de las aguas se utilizan tipos de análisis del agua, análisis de campo, análisis en laboratorios, que pueden ser reducidos y completos.

El análisis de campo incluye la determinación de las propiedades físicas: pH, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, NO₂⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, CO₂, H₂S, O₂. Se calcula el Na⁺ + K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, dureza carbonatada y suma de materia mineral. El análisis de campo se ejecuta generalmente durante investigaciones de un territorio determinado con la ejecución masiva del análisis químico.

El análisis reducido (o incompleto) incluye la determinación de propiedades físicas de las aguas subterráneas, pH, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, HCO₃⁻, Mg²⁺, Fe⁺², Fe⁺³, NH₄⁺, H₂S, CO₂, H₂SiO, oxidación del residuo seco; se calcula K⁺ + Na⁺, dureza total, dureza carbonatada, agresividad del CO₂. El análisis reducido se ejecuta por métodos más exactos en laboratorios estacionarios. Este tipo de análisis permite ejecutar el control y verificación del análisis de campo y análisis de muestras tomadas en territorios de investigación independiente a la ejecución del análisis de campo o no. El análisis completo incluye la determinación de las propiedades del agua: pH, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, NO₂⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe³⁺, Fe²⁺, NH₄⁺, CO₂, H₂S, H₂SiO, oxidación del residuo seco, dureza total, dureza carbonatada, agresividad del CO₂. El análisis estacionario permite ejecutar el control por determinación del residuo seco y por las sumas de miligramos-equivalentes de cationes y aniones. En la ejecución de investigaciones especiales, según el objetivo, se analiza también la composición de gases que se desprenden de gases diluidos en el agua, denominándose H₂S, CO₂, O₂, CH₄, N₂ y elementos tales como Ar, Cr, Xe, He, Ne + hidróxido de carbono pesado; en muchos estudios se requiere determinar Li, Rb, Cs, Ba, Br, I, F, As, B, Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, V, Ra, Rn.

Para la determinación de los microcomponentes se utilizan los métodos de extracción-colorimétricos, especiales, fluoroscópicos y el método de fotometría.

En la Tabla 3.3 se exponen los tipos de métodos más efectivos para distintos elementos.

TABLA 3.3

Método de concentración	Elementos concentrados	Método de análisis de microcomponentes en concentrados
Por evaporación hasta residuo seco	Todos los elementos con excepción del boro, halógenos mercurio y arsénico	Espectrometría
Sedimentación con colectores	Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Sn, Au, Bi, V, Cr, Cd, W, Sb, As, Hg, Ti, Ta, Nb, Zr, Mg, Ce	Espectrometría
Ca CO ₃	Nb Be Ni, Co	Colorimetría Fluoroscopia Colorimetría
MnO ₂	As	Colorimetría
Por absorción de carbón activado	Mo	Colorimetría
Por intercambio hídrico concentrado	Li, Rb, Cs	Fotometría o Espectrometría

Formas más usadas de representar los resultados de análisis químico de las aguas

El agua subterránea es una solución de sales disociadas en sus iones. La forma principal de presentar los resultados de análisis químico del agua es en iones; con ello el contenido de uno u otro ion se representa en gramos o miligramos por litro de agua, y para las mineralizadas y rasoles en gramos por kilogramos y gramos por hectolitros.

Sin embargo para la caracterización total de las propiedades del agua, la forma iónica de representación del agua es suficiente. Por esto, paralelo a la forma iónica se utiliza la presentación de los análisis químicos por miligramo-equivalente, lo que de una forma más completa refleja la naturaleza química interna de la materia que compone el agua y sus propiedades más importantes.

La conversión de los datos del análisis del agua representados en forma iónica a miligramo-equivalente se ejecuta dividiendo la cantidad de miligramos de cada ion en un litro de agua por su equivalente. La suma de miligramos equivalentes de cationes y aniones debe ser igual, ya que a cada equivalente de un catión le corresponde el equivalente de un anión.

Durante la comparación de los resultados de los análisis de aguas de distinta mineralización, para obtener magnitudes de la cantidad de miligramos-equivalentes, se calculan los por cientos-equivalentes (%-equiv.). Para obtener los resultados en por ciento-equivalente, la suma de miligramos-equivalentes obtenidos por el análisis para aniones y cationes se asumen por separado como el 100 %, y a partir de ella se calcula el por ciento-equivalente de cada ion por separado.

En la Tabla no. 3.4 se representa la forma de conversión de miligramos por litro de agua de los principales iones a miligramo-equivalente, utilizando el coeficiente de conversión establecido para ello.

TABLA 3.4. Conversión de mg/L a mg-eg/L y a %-equivalente

Iones	mg/L	Coefficiente φ	mg · eq./L	% eq.
Ca ²⁺	X	0,0499	X · φ	X · φ / Z
Mg ²⁺	X	0,0822	X · φ	X · φ / Z
Na ⁺	X	0,0435	X · φ	X · φ / Z
K ⁺	X	0,0256	X · φ	X · φ / Z
Fe ⁺³	X	0,0537	X · φ	X · φ / Z
Fe ⁺²	X	0,0358	X · φ	X · φ / Z
Mn ²⁺	X	0,0364	X · φ	X · φ / Z
NH ₄ ⁺	X	0,0554	X · φ	X · φ / Z
Suma cationes	Y	—	Z	100 %
HCO ₃ ⁻	X	0,0164	X · φ	X · φ / W
Cl ⁻	X	0,0282	X · φ	X · φ / W
SO ₄ ²⁻	X	0,0208	X · φ	X · φ / W
CO ₃ ²⁻	X	0,0332	X · φ	X · φ / W
NO ₂ ⁻	X	0,0217	X · φ	X · φ / W
NO ₃ ⁻	X	0,0161	X · φ	X · φ / W
Br ⁻	X	0,1250	X · φ	X · φ / W
I ⁻	X	0,0079	X · φ	X · φ / W
Suma aniones	Y	—	W	100 %

3.6. Clasificación de las aguas por su composición química

La gran variedad de la composición química de las aguas naturales provocó la necesidad de sistematización y clasificación. A continuación presentamos las clasificaciones que en la práctica hidrogeológica con fines de estudio de las aguas subterráneas para distintos tipos de abasto, son las más representativas.

♦ **Clasificación de O. A. Aliokin**

Esta clasificación está basada en el principio de división por los iones predominantes y relación entre ellos. Comprende todas las aguas naturales con mineralización hasta 50 g/kg, y se basa en el contenido en las aguas de sus iones principales representados en miligramos-equivalentes.

Todas las aguas se dividen por el anión predominante en tres grandes clases: hidrocarbonatadas y carbonatadas ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$), sulfatadas (SO_4^{2-}) y clóricas (Cl). La clase de aguas hidrocarbonatadas agrupa las de ríos, poco mineralizadas, gran parte de las aguas subterráneas, de lagos dulces y algunos lagos con agua algo mineralizadas. La clase clórica agrupa las aguas mineralizadas de los mares, aguas de lagos relicticos y aguas subterráneas de zonas salinizadas, desiertos y semidesiertos.

La clase de aguas sulfatadas por su distribución y mineralización ocupan un lugar intermedio entre las clases hidrocarbonatadas y clóricas.

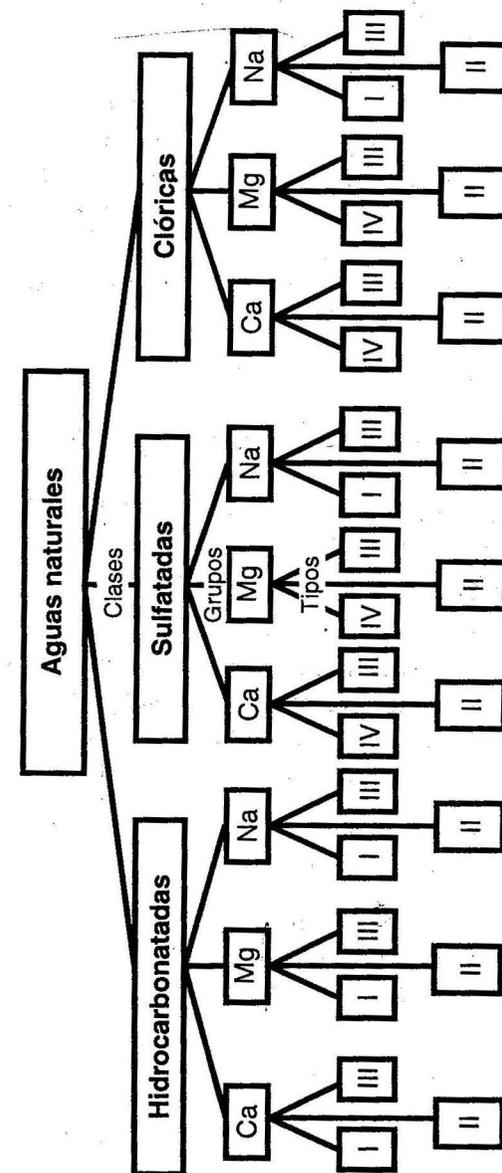
Las clases de agua se dividen en tres grupos por uno de los cationes predominantes - Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Cada grupo a su vez se divide en tres tipos por la relación entre los miligramos-equivalentes de los iones; en total se determinan cuatro tipos (ver Figura 3.1).

Primer tipo: Se caracteriza por la relación $\text{HCO}_3^- > (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. Las aguas de este tipo son débilmente mineralizadas. En ellas se observa un exceso de iones HCO_3^- sobre la suma de los iones de metales terrigenos básicos.

Segundo tipo: Tiene la relación $\text{HCO}_3^- < (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) < (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$. Con este grupo se relacionan las aguas subterráneas y también las aguas de ríos y lagos de poca y mediana mineralización.

Tercer tipo: Se caracteriza por la relación $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) < (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. Las aguas de este tipo son fuertemente mineralizadas, mezcladas y metamorfizadas; con este tipo se relacionan las aguas de mares y océanos y depósitos relicticos.

Cuarto tipo: Se caracteriza por la ausencia de iones HCO_3^- . Las aguas de este tipo son ácidas y existen solamente en las clases sulfatadas y clóricas en los grupos $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{2+}$, donde no existe el primer tipo.



♦ FIGURA. 3.1. Esquema de clasificación de las aguas de O. A. Aliokin.

Para definir las clases y grupos de las aguas y su denominación, uno de los métodos más prácticos es la representación de la composición química de las aguas en forma de fórmula; para ello el método más práctico es el de B. M. Kurlov. La fórmula de Kurlov representa un quebrado en el numerador del cual se ubican los aniones en por ciento-equivalente, en orden descendente, y en el denominador en el mismo orden se ubican los cationes. El quebrado es acompañado por datos adicionales; a la izquierda del quebrado se ubican los gases en m/L y la mineralización del agua M en g/L hasta décimas de gramos; a la derecha del quebrado se ubica la temperatura T en °C, y el gasto Q si se trata de río manantial o pozo, en L/s.

• **Ejemplo de la fórmula de Kurlov**

$$CO_2 \ 0,1 \ M \ 1,4 \ \frac{HCO_3 \ 50 \ SO_4 \ 32 \ Cl \ 18}{Ca \ 66 \ Na \ 20 \ Mg \ 14} \ T \ 28 \ Q \ 30$$

Del ejemplo antes expuesto según la clasificación de O. A. Aliokin tenemos que esas aguas pertenecen a:

Clase – hidrocarbonatadas; grupo – cálcica (Ca)

Tipo – II – $HCO_3^- < (Ca^{2+} + Mg^{2+}) < (HCO_3^- + SO_4^{2-}) = 50 < 80 < 82$

La denominación del agua se determina por la concentración de aniones y cationes mayor de 25 % sulfatado-hidrocarbonatada cálcicas.

Para la representación de la composición salina por la fórmula de Kurlov, solo se reflejan los principales aniones y cationes y mineralización.

Ejemplo: $M \ 1,4 \ \frac{HCO_3 \ 50 \ SO_4 \ 32 \ Cl \ 18}{Ca \ 66 \ Na \ 20 \ Mg \ 14}$

La fórmula para la composición salina frecuentemente se utiliza durante la generalización de grandes cantidades de análisis, ya que ella simplifica los materiales de tablas y los hace más comprensibles.

Clasificación de Ch. Palmer

Esta clasificación está basada en el principio de relación de distintos grupos de aniones y cationes que definen las propiedades características de las aguas naturales. En la misma se determinan cinco grupo de cationes y aniones y seis propiedades características de las aguas. Los datos de los

cationes y aniones semejantes por sus propiedades químicas se unen en los grupos siguientes:

Grupo a: suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos ($Na^+ + K^+ + Li^+$).

Grupo e: Suma de los por cientos-equivalentes de los cationes de metales básico-terrágenos ($Ca^{2+} + Mg^{2+} + Ba^{2+}$).

Grupo S: Suma de los por cientos-equivalentes de los aniones de ácidos fuertes ($SO_4^{2-} + Cl^- + NO_3^-$).

Grupo A: Suma de los por cientos-equivalentes de los aniones de ácidos débiles ($CO_3^{2-} + HCO_3^- + HS^- + HSiO_3^-$).

Grupo M: Suma de los por cientos-equivalentes de los aniones de hidrógeno y cationes de metales pesados ($H^+ + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Cu^{2+}$ y otros).

Las propiedades características del agua determinadas por los grupos de iones presentes en la misma se dividen en los seis grupos siguientes:

- | | |
|--|--|
| 1. Primera basicidad: A1
(basicidad) | – Se forma con los hidrocarbonatos de minerales básicos |
| 2. Segunda basicidad: A2
(dureza temporal y basicidad) | – Se forma con los hidrocarbonatos de los minerales básicos-terrágenos |
| 3. Tercera basicidad: A3 | – Se forma con los hidrocarbonatos de minerales pesados |
| 4. Primera salinidad: S1
(salinidad) | – Se forma con los sulfatos y cloruros de minerales básicos |
| 5. Segunda salinidad: S2
(salinidad y dureza permanente) | – Se forma con los sulfatos y cloruros de minerales básicos-terrágenos |
| 6. Tercera salinidad: S3
(acidez) | – Se forma con los sulfatos y cloruros de los minerales pesados |

En la Figura 3.2 se representa el esquema de las propiedades del agua, ilustrando las seis características dadas por Palmer.

Por la relación de distintos cationes y aniones según Palmer se forman cinco clases de agua:

Clase I: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es menor que la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos: $S < A$. Las aguas de esta clase son básicas, formadas

durante la disolución de los productos del intemperismo de rocas efusivas por procesos de cambios de absorción del calcio y el sodio. Estas aguas son características de yacimientos petrolíferos.

Clase II: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es igual a la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos: $S = a$. Las aguas de esta clase son intermedias entre las clases I y III.

Clase III: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es mayor que la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos, pero menor que la suma de los por cientos-equivalentes de los metales básicos y básicos-terrágenos: $a < S < (a+e)$. Estas aguas presentan dureza permanente y temporal, son aguas de la corteza de intemperismo.

Clase IV: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es igual a la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de los metales básicos y básicos-terrágenos: $S = a+e$. Estas aguas tienen dureza permanente. Contienen en supremacía cloruros y sulfatos de metales básicos. Son aguas de mares y lagos salados.

Clase V: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es mayor que la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos y básicos-terrágenos: $S > (a+e)$. Cada una de estas clases se caracteriza por no más de cuatro propiedades del agua (ver Tabla 3.5).

TABLA 3.5. Propiedades del agua de las clases según Ch. Palmer

Clase	Propiedades	Clase	Propiedades
I	1ra salinidad - S1	III	1ra salinidad - S1
	1ra basicidad - A1		2da salinidad - S2
	2da basicidad - A2	2da basicidad - A2	
II	3ra basicidad - A3	IV	3ra basicidad - A3
	1ra salinidad - S1		1ra salinidad - S1
	2da salinidad - S2	2da salinidad - S2	
III	3ra salinidad - S3	V	3ra basicidad - S3
	1ra salinidad - S1		1ra salinidad - S1
	2da salinidad - S2	2da salinidad - S2	
IV	3ra salinidad - S3	VI	2da salinidad - S2
	1ra salinidad - S1		3ra salinidad - S3

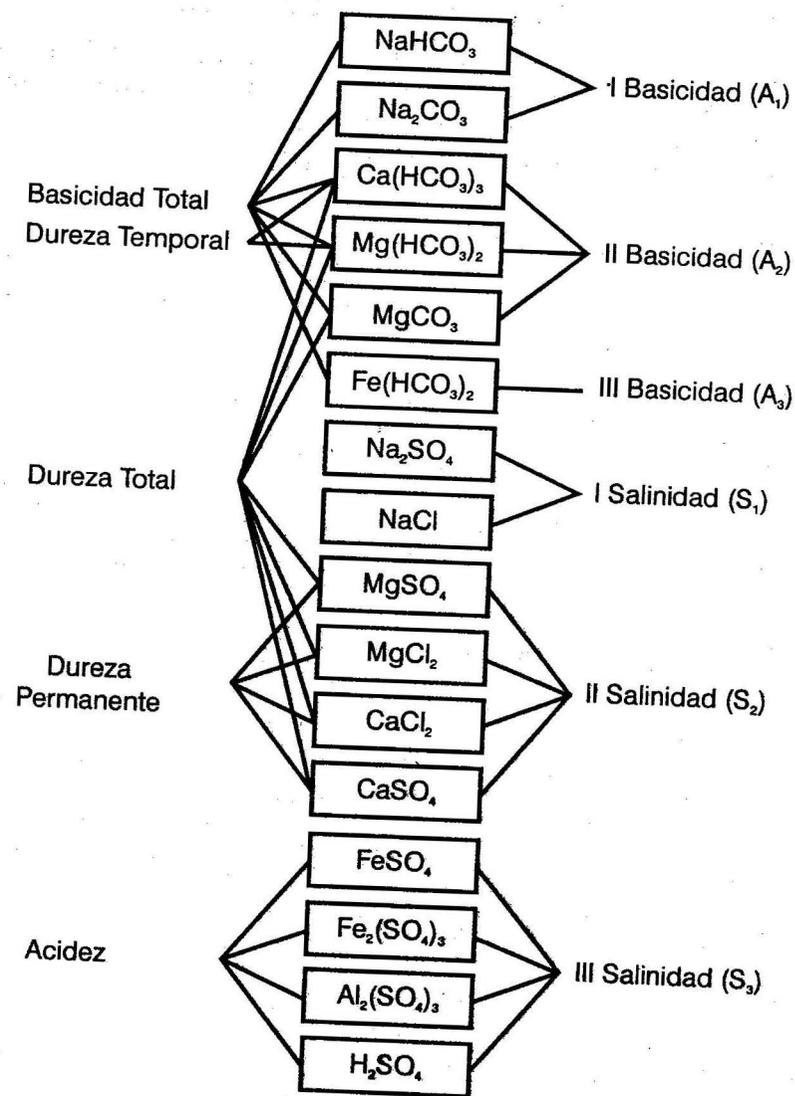


FIGURA 3.2.

Los cálculos de los resultados del análisis de agua según Palmer se realizan mediante la combinación de los por cientos-equivalentes de cationes y aniones según la metodología antes descrita.

Ejemplo de cálculo y clasificación del agua.

TABLA 3.6. Resultados de análisis químico

Iones	mg/L	mg-equiv	%-equiv.
Ca	95,3	4,75	44,86
Mg	42,4	3,48	32,86
K	15,5	0,40	3,78
Na	45,1	1,96	18,50
Suma de cationes	198,3	10,59	100,00
HCO ₃	617,0	10,11	95,48
Cl	3,2	0,09	0,84
SO ₄	18,9	0,39	3,68
Suma de aniones	639,1	10,59	100,00

(Por datos de la Tabla 3.6)

1ra salinidad: $3,68 + 0,84 = 4,52$ (SO₄²⁻ + Cl⁻)

2da y 3ra salinidad -

1ra basicidad: $(18,50 + 3,78) - 4,52 = 17,76$ (Na⁺ + K⁺) - (SO₄²⁻ + Cl⁻)

2da. basicidad: $(44,86 + 32,86) = \frac{77,72}{\Sigma 100,00 \%}$ (Ca²⁺ + Mg²⁺)

Por los resultados obtenidos el agua analizada se relaciona con la Clase I.

Clasificación de N.I. Tolstijin

La clasificación de Tolstijin es más conocida como numeración de las aguas naturales; la misma contiene todas las variedades de aguas que se encuentran en la naturaleza.

El sentido de esta clasificación está en la representación de los grupos de cationes y aniones en el diagrama reflejado en la Figura 3.3, teniendo como unidades por cientos-equivalentes. Este diagrama es conocido como gráfico-cuadrado de Tolstijin.

Este diagrama representa un cuadrado dividido en diez hileras horizontales y diez verticales que forman cien cuadrados pequeños. Cada cuadrado tiene su número, cada variedad de agua corresponde a un cuadrado determinado con su número.

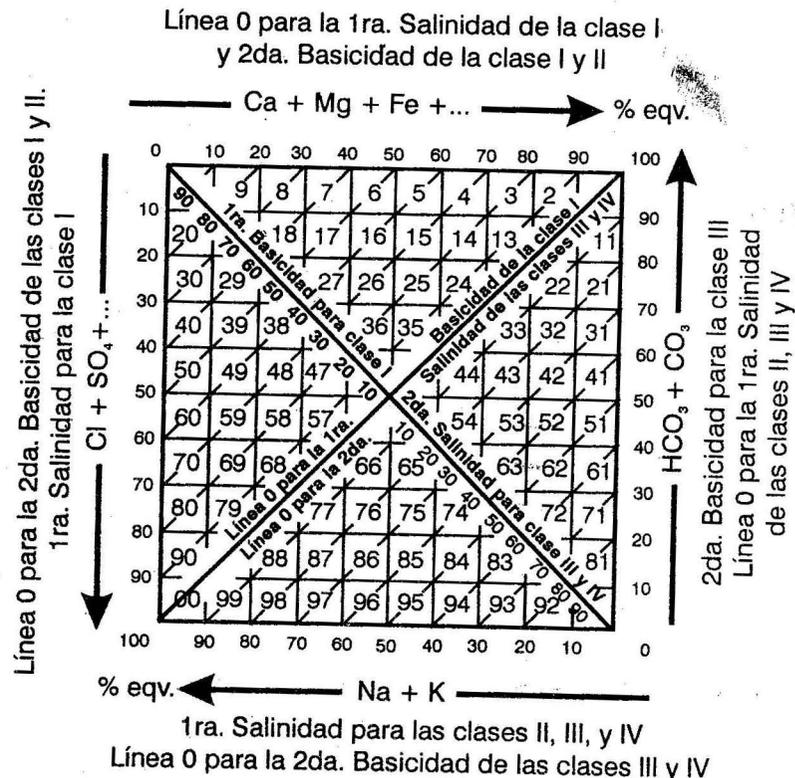


FIGURA 3.3

Para determinar el número del agua se procede de la siguiente manera: En el lado horizontal del diagrama de izquierda a derecha se pone la suma de los por cientos-equivalentes del $Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+}$, o de derecha a izquierda la suma de los por cientos-equivalentes del $Na^{+} + K^{+}$. En el lado vertical de abajo hacia arriba la suma de los por cientos-equivalentes de $HCO_3^{-} + CO_2^{-}$ o desde arriba hacia abajo la suma de los por cientos-equivalentes de $SO_4^{2-} + Cl^{-}$. El punto de intersección de las ordenadas y las abscisas señala la composición del agua; esta agua recibirá el número que corresponda al pequeño cuadrado con el cual coincide el punto de intersección.

Sobre la base del número de agua que se obtenga se puede dar conclusiones sobre la suma de por cientos-equivalentes de los grupos a, e, s, A, y a la correspondencia del agua con las clases I, II, III y IV de Palmer.

Clasificación de las aguas según B. A. Sulin

Esta clasificación tiene una amplia utilización en investigaciones petrolíferas; en investigaciones de aguas subterráneas es de gran utilidad debido a que por los resultados de los análisis químicos de una forma simple se puede determinar el origen de las aguas subterráneas representadas en cuatro tipos genéticos, según sus propiedades específicas.

TABLA 3.7. Tipos genéticos de las aguas según B. A. Sulin

Tipos de aguas	Coefficiente de metamorfismo	Relación de las concentraciones en % mg-eq./L
I. Sulfatadas-sódicas	$\frac{Na}{Cl} > 1$	$(\tau Na^{+} - \tau Cl^{-}) : \tau SO_4^{2-} < 1$
II. Hidrocarbonatadas-sódicas		$(\tau Na^{+} - \tau Cl^{-}) : \tau SO_4^{2-} > 1$
III. Cloruradas-magnésicas	$\frac{Na}{Cl} < 1$	$(\tau Cl^{-} - \tau Na^{+}) : \tau Mg^{2+} < 1$
IV. Cloruradas-cálcicas		$(\tau Cl^{-} - \tau Na^{+}) : \tau Mg^{2+} > 1$

Los tipos I y II son aguas formadas en condiciones continentales, y los tipos III y IV formadas en condiciones marinas.

De acuerdo con esta clasificación, B. A. Sulin construyó un diagrama compuesto por cuatro gráficos unidos (Figura. 3.4).

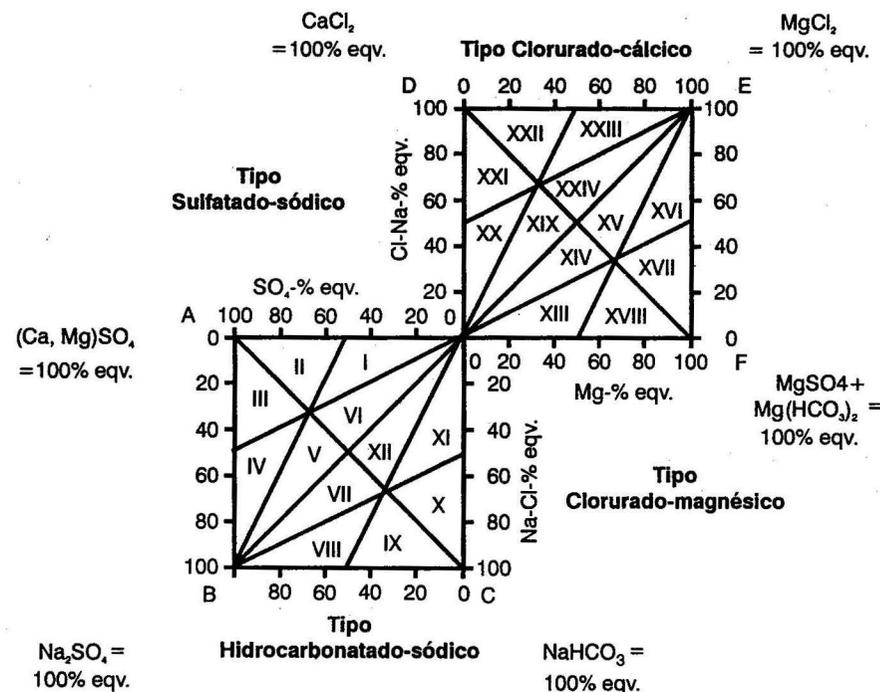


FIGURA. 3.4

El diagrama de B. A. Sulin está confeccionado sobre la base de la relación de los por cientos-equivalentes dados en la Tabla 3.7.

En este diagrama se forman cuatro campos correspondientes a cuatro tipos de agua que son los siguientes:

- Campo AOB:** Representa las aguas del tipo sulfatadas sódicas.
- Campo BOC:** Representa las aguas del tipo hidrocarbonatadas sódicas.
- Campo OEF:** Representa las aguas del tipo cloruradas magnésicas.
- Campo OED:** Representa las aguas del tipo cloruradas cálcicas.

Estos campos se subdividen formando en total 24 campos a menor escala que representan provincias y regiones de las aguas naturales.

Sobre la línea AB se encuentran aguas que contienen solamente sulfatos. Sobre la línea BC se encuentran aguas sódicas en las que están ausentes otros cationes. En el punto A están representadas las aguas que contienen solamente sulfatos de calcio y magnesio.

En el punto B están representadas las aguas que contienen solamente sulfato de sodio y en el punto O las aguas que contienen solamente carbonato de sodio.

En el punto O tenemos: $\text{Na} - \text{Cl} = \text{O}$, $\text{Cl} - \text{Na} = \text{O}$ y $\text{Na} = \text{Cl}$; este punto representa el paso de las aguas a los tipos cloruradas magnésicas y cloruradas cálcicas.

Sobre la línea EF se encuentran las aguas magnésicas que no tienen otros cationes; sobre la línea DE se encuentran las aguas que contienen solamente cloruros de calcio y de magnesio.

En el punto E están representadas las aguas que contienen solamente cloruro de magnesio; en el punto F las aguas que solo representan sulfato, carbonato e hidrocarbonato de magnesio, y en el punto D las aguas que tienen solamente cloruro de calcio.

Clasificación de las aguas por sus propiedades químicas

1. Clasificación de las aguas por su mineralización

La mineralización de las aguas es un factor que en muchos casos resulta determinante en la utilización de las mismas para distintos fines.

En las aguas naturales se han encontrado más de 60 elementos, los cuales están presentados en forma de iones, moléculas no disociadas y coloidales. Sin embargo, generalmente en las aguas sólo se encuentra una parte de estos elementos; de ellos sólo algunos se encuentran en cantidades considerables, que son los que determinan la mineralización de las aguas; entre estos últimos los más frecuentes son Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , Cl , presentes en forma de iones simples el C, S, N, O, H, y Si, presentes en forma de iones complejos (CHO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^-), de moléculas no disociadas: (HSiO_3) y en forma de gases disueltos (CO_2^- , H_2S , O_2 y otros).

La mineralización del agua caracteriza el contenido total de materia, expresando el peso de la misma en mg/L, g/L y en algunos casos en g/kg.

La mineralización del agua hasta la actualidad no tiene un significado estrictamente determinado. Por este término pueden representarse las siguientes magnitudes: residuo seco (determinado experimentalmente o por cálculo); suma de iones y suma de materia mineral. Estas magnitudes pueden diferenciarse entre sí de forma considerable, sobre todo en aguas de poca mineralización. Por ello es recomendable, al darse datos de mineralización, aclarar qué magnitud de las antes relacionadas se considera.

En la práctica hidrogeológica la expresión más racional de la mineralización es representándola por el residuo seco calculado, ya que esta magnitud puede obtenerse en la mayoría de los análisis químicos que se ejecutan por distintos métodos, y a la vez es la que más concuerda con el residuo seco determinado de forma experimental.

De tal forma la mineralización recomendada está dada por la expresión:

$$M = \frac{\Sigma m \cdot m - \left(\frac{\text{HCO}_3}{2}\right)}{1000} \quad \text{-- g/L} \quad (3.2)$$

donde:

$\Sigma m \cdot m$: suma de la materia mineral determinada en el análisis (iones + moléculas no disociadas) – mg/L = S.S.T. (sales solubles totales).

HCO_3 : mg/L

Para determinar el tipo de agua por su mineralización existen varias clasificaciones, presentamos a continuación los de más implicación práctica.

• Clasificación de las aguas por su mineralización según O. A. Aliokin

Esta clasificación generaliza las aguas por su mineralización; es aplicable en estudios hidroquímicos regionales o en evaluaciones de reservas de las aguas subterráneas cuando no se necesite detallar ampliamente la mineralización.

TABLA 3.8. Clasificación de las aguas por su mineralización según O. A. Aliokin

Mineralización en g/L	Denominación de las aguas
< 1	Aguas dulces
1-3	Aguas poco salinizadas
3-10	Aguas saladas
10-50	Muy saladas
> 50	Rasoles

Clasificación de las aguas por su mineralización según A. M. Ovchinikov

La clasificación de Ovchinikov detalla más las aguas denominadas *dulces* por O. A. Aliokin, lo que permite un mayor desglose de estas aguas en los casos que sea necesario.

TABLA 3.9. Clasificación de las aguas por su mineralización según A. M. Ovchinikov

Mineralización en g/L	Denominación de las aguas
< 0,2	Aguas ultradulces
0,2-0,5	Aguas dulces
0,5-1,0	Aguas con salinidad relativa
1,0-3,0	Aguas algo salobres
3,0-10,0	Aguas saladas
10,0-35,0	Aguas de alta salinidad

Clasificación de las aguas por su mineralización según N. I. Tolstijin

En la clasificación del Tolstijin se agrupan las aguas en dependencia de sus características y composición química.

TABLA 3.10. Clasificación de las aguas por su mineralización según N. I. Tolstijin

Grupo	Índice	Mineralización	Denominación de las aguas
A Dulces	A-0,01	0,01	Aguas superdulces
	A-0,03	0,01-0,035	Aguas extremadamente dulces
	A-0,1	0,035 - 0,1	Aguas muy dulces
	A-0,3	0,1 - 0,3	Aguas totalmente dulces
	A-0,5	0,3 - 0,5	Aguas algo dulces
B Saladas	A-1,0	0,5 - 1,0	Aguas dulcificadas
	B-3	1,0 - 3,5	Aguas salobres
	B-10	3,5 - 10,0	Aguas muy salobres
	B-25	10,0 - 25,0	Aguas algo saladas
C Rasoles	B-35	25,0 - 35,0	Aguas saladas
	C-50	35 - 50	De alta salinidad
	C-130	50-130	Débilmente salinizadas
	C-235	130-235	Salinizadas
	C-325	235-325	Fuertemente salinizadas
	C-345	325-345	Muy fuertemente salinizadas
	C-371	345-371	Excesivamente salinizadas
C>371	>371	Supersalinizadas	

Las aguas con mineralización mayor de 50 g/kg dan origen a minerales no metálicos de génesis metamórficas, como por ejemplo:

Agua del tipo C-130: Comienza a formarse el yeso.

Agua del tipo C-235: Consolidación del yeso.

Agua del tipo C-325: Estado de consolidación de la galita.

Agua del tipo C-345: Estado de consolidación de la magnesita.

Agua del tipo C-371: Estado de consolidación de la carnalita.

Según N. I. Tolstixin por su clasificación, denominó las aguas dulces con mineralización menor de 1 g/kg como potables y las de mineralización de 1 a 3,5 g/kg como potables por la inexistencia de aguas con mejores características.

2. Clasificación de las aguas por su pH

La concentración de iones de hidrógeno [H] en el agua se acostumbra a expresar en forma logarítmica con signo negativo, el cual es representado por el símbolo pH que nos determina el grado de acidez del agua.

$$pH = - \log [H^+]$$

Por el valor de pH del agua la clasificación más usual es la propuesta por E. B. Pasoxov presentada en la Tabla 3.11.

TABLA 3.11. Clasificación de las aguas por su pH según E. B. Pasoxov

Valor del pH	Denominación de las aguas
< 3	Muy ácidas
3 a 5	Ácidas
5 a 6,5	Débilmente ácidas
6,5 a 7,5	Neutras
7,5 a 8,5	Débilmente básicas
8,5 a 9,5	Básicas
> 9,5	Muy básicas

3. Clasificación de las aguas por su dureza

Como dureza del agua se denomina al contenido de sales de calcio y magnesio presentes en la misma, expresadas en mg · equiv/L.

A un mg · equiv. de dureza corresponde el contenido de 20,04 mg/L de Ca o 12,16 mg/L de Mg.

Existen cinco tipos de dureza: total, temporal, permanente, carbonatada y no carbonatada.

Dureza total: Está representada por el contenido total de sales de calcio o magnesio, y se determina por la suma de estos iones expresados en mg · equiv.

Dureza temporal y carbonatada: Están representadas por las sales hidrocarbonatadas (y carbonatadas) del calcio y del magnesio, pero tienen distinto significado. La dureza temporal es la magnitud determinada experimentalmente que demuestra cuánto disminuye la dureza total después de hervir el agua durante un tiempo prolongado. La dureza carbonatada es la magnitud calculada por la cantidad de iones de hidrocarbonato y carbonato encontrados en el agua. La dureza temporal siempre es menor que la carbonatada en 1-1,5 mg · equiv. La dureza carbonatada puede ser mayor que la dureza total; en tales casos es considerada igual a la dureza total.

Dureza permanente y no carbonatada: Está representada por las sales de calcio y magnesio no carbonatadas; la dureza permanente es igual

a la diferencia entre la dureza total y la temporal. La dureza no carbonatada es igual a la diferencia entre la dureza total y la carbonatada.

TABLA 3.12. Clasificación de las aguas por la dureza total según O. A. Aliokin

Dureza - mg · equiv.	Denominación de las aguas
< 1,5	Muy blandas
1,5 a 3,0	Blandas
3,0 a 6,0	Algo duras
6,0 a 9,0	Duras
> 9,0	Muy duras

4. Clasificación de las aguas por su grado de contaminación salina

Las aguas naturales tanto superficiales como subterráneas pueden presentar contaminación salina por la relación de las mismas con aguas de mares, lagos salinizados, aguas subterráneas relicticas, contenido de sales en las rocas, etc.

El grado de contaminación puede determinarse sobre la base de la composición química de las aguas y principalmente por la concentración de iones de cloro, hidrocarbonatos y carbonatos. Para la determinación del grado de contaminación salina de las aguas generalmente se utiliza la relación iónica de Simpson y su clasificación, expuesta en la Tabla 3.13.

TABLA 3.13. Clasificación de las aguas por su grado de contaminación salina según Simpson

$$C.S. = \frac{Cl}{CO_3 + CO_3H}, m \cdot equiv./L$$

Relación	Denominación de las aguas
< 0,5	Agua normal
0,5 a 1,8	Agua ligeramente contaminada
1,8 a 2,8	Agua moderadamente contaminada
2,8 a 6,6	Agua bastante contaminada
6,6 a 15,5	Agua altamente contaminada
> 15,5	Agua de mar

El grado de contaminación salina puede ser determinado también utilizando los coeficientes genéticos, los cuales a su vez nos pueden servir para determinar el origen de las aguas subterráneas cuando este se encuentra relacionado con aguas superficiales (fluviales o marinas).

En la Tabla 3.14 se presentan los principales coeficientes genéticos y la relación de los mismos en aguas de mares u océanos y aguas fluviales dulces.

TABLA 3.14. Coeficientes genéticos de las aguas

No.	Coeficientes (en % -equi.)	Valor de los coeficientes de aguas de mares y océanos	Valor de los coeficientes de aguas fluviales dulces
I	$\frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}$	0,1	1,57
II	$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	0,2	3,67
III	$\frac{Na^+}{Cl^-}$	0,85	1,79
IV	$\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}}$	0,67	-
V	$\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}}$	1,28	-
VI	$\frac{Cl^- - Na^+}{Cl^-}$	0,13	-
VII	$\frac{B_2^-}{Cl^-}$	0,0015	-
VIII	$\frac{Na^+ - Cl^-}{Cl^-}$	-	0,8

3.7. Clasificación de las aguas para su posible utilización en la agricultura

Las aguas naturales tanto superficiales como subterráneas tienen amplia utilización en la agricultura en procesos de riego de distintos cultivos y en el

lavado de suelos salinos. Cada tipo de cultivo en correspondencia con el tipo de suelo tiene sus exigencias de características químicas de las aguas que pueden ser utilizadas en los mismos; en esta ocasión analizaremos las características químicas de las aguas relacionadas con las características físicas de los suelos; para ello se presentarán las clasificaciones más usuales.

1. Coeficiente de irrigación (Ci), según Stables

Para una evaluación aproximada de la calidad del agua, por los datos de análisis, es muy práctico y fácil utilizar el coeficiente de irrigación, obtenido empíricamente sobre la base de las observaciones en elementos básicos y sus concentraciones máximas menos inofensivas para unos 40 cultivos agrícolas y sobre la relativa toxicidad de las sales de sodio. El coeficiente de irrigación se refleja en la altura de la columna de agua en pulgadas. Esta columna de agua durante la evaporación da una cantidad de bases suficientes para que el suelo se convierta en agresivo hasta profundidades de 1,2-1,5 m para la mayoría de los cultivos.

El cálculo de los coeficiente de irrigación (Ci), para aguas de distintos tipos se ejecuta por fórmulas empíricas que respondan a los siguientes casos:

1er caso: El contenido del ion Na⁺ es menor que el contenido del ion Cl⁻, es decir, Na < Cl. Está presente el cloruro de sodio.

$$Ci = \frac{288}{5Cl^-} \tag{3.3}$$

2do caso: El contenido del ion Na⁺ es mayor que el contenido del ion Cl⁻, pero menor que el contenido total de los equivalentes de los ácidos, es decir:

Cl⁻ + SO₄²⁻ > Na⁺ > Cl. Está presente el cloruro y el sulfato de sodio.

$$Ci = \frac{288}{Na^+ + 4Cl^-} \tag{3.4}$$

3er caso: El contenido del ion Na⁺ es mayor que el contenido de los iones de ácidos fuertes, es decir: Na⁺ > Cl⁻ + SO₄²⁻. Está presente el cloruro, el sulfato y el carbonato de sodio

$$Ci = \frac{288}{10Na^+ - (5Cl^- + 9SO_4^{2-})} \tag{3.5}$$

La determinación de la calidad del agua para fines de riego se determina según la clasificación que se expresa en la Tabla 3.15.

TABLA 3.15. Clasificación de las aguas por el coeficiente de irrigación de Stables

Coeficiente de irrigación	Calidad del agua	Características del agua
> 18	Buena	El agua puede utilizarse durante muchos años sin necesidad de tomar medidas especiales contra la acumulación de sales dañinas en el suelo
18 - 6	Satisfactoria	La utilización de estas aguas requiere medidas especiales para evitar la acumulación paulatina de sales en el suelo, excepto en suelos friables con drenaje libre
5,9 - 1,2	No satisfactoria	Para la utilización de estas aguas se requiere casi en todos los casos drenaje artificial
< 1,2	Mala	El agua en la práctica es no apta para el riego

2. Por contenido de carbonato de sodio residual, según Eaton

$$C S R = (CO_3^{2-} + HCO_3^-) - (Ca^{2+} + Mg^{2+}) \text{ en mg} \cdot \text{eq.} / L \quad (3.6)$$

Por los valores de C S R las aguas se clasifican en:

C S R < 1,25 Aguas buenas para el riego

C S R 1,25 - 2,5 Aguas dudosas para el riego (debe controlarse la salinidad del suelo)

C S R > 2,5 Aguas no aptas para el riego

3. Por el contenido de sodio soluble, según Wilcox

$$PSS = \frac{Na^+ + K^+ \cdot 100}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^+ + Na^+} \% \quad (3.7)$$

Clasificación de las aguas según valores de P S S

- < 20 Aguas excelentes para el riego
- 20 a 40 Aguas buenas para el riego
- 40 a 60 Aguas admisibles para el riego
- 60 a 80 Aguas dudosas para el riego
- > 80 Aguas no aptas para el riego

4. Por la salinidad potencial, según Palacio y Aceres

$$SP = Cl^- + \frac{1}{2}SO_4^{2-} \text{ en mg} \cdot \text{equi.} / L \quad (3.8)$$

Clasificación de las aguas según valores del SP

- < 3 Aguas buenas para el riego
- 3 a 15 Aguas condicionales para el riego
(Debe mantenerse control sobre el comportamiento químico de los suelos)
- > 15 Aguas no recomendables para el riego

5. Por relación de absorción del sodio (Na) por el suelo, según laboratorios del departamento de Agricultura de los E.U.A.

$$RAS = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}} \text{ en mg} \cdot \text{equi.} / L \quad (3.9)$$

Clasificación de las aguas según valores de RAS

- < 10 Aguas excelentes para el riego
- 10 a 18 Aguas buenas para el riego
- 18 a 26 Aguas regulares para el riego
- > 26 Aguas no aptas para el riego

El valor del RAS se relaciona con la conductividad eléctrica del agua *Ec* (Figura 3.5) y se determina el tipo de agua.

6. Clasificación de las aguas por el contenido de elementos tóxicos

De los elementos que pueden tener las aguas que se utilizan en riego existen algunos que deben analizarse individualmente por sus características tóxicas. Entre ellos uno de los que produce mayores afectaciones en algunos cultivos es el boro. Utilizando la tolerancia al boro (B) de diferentes cultivos hallados por Eaton, se clasifican las aguas en cinco tipos con respecto a su contenido de boro para cada sensibilidad de distintos cultivos a este elemento, expresado en mg · equi./L y expuesto en la Tabla 3.16.

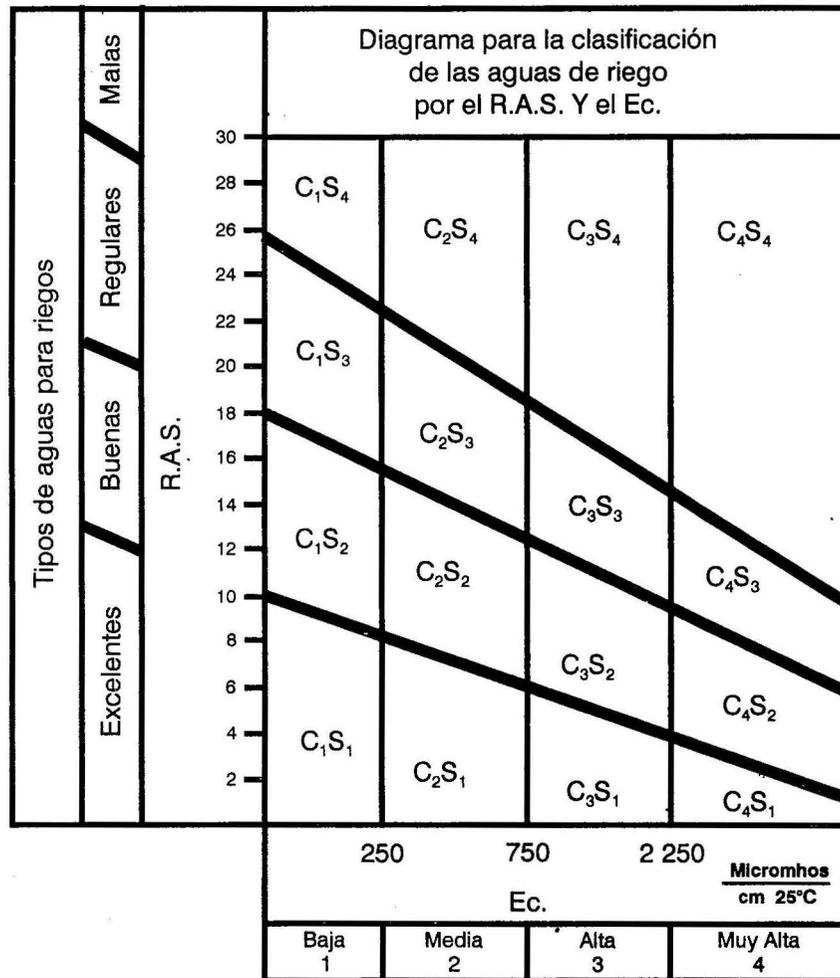


FIGURA 3.5

TABLA 3.16

Tipo de agua	Cultivos sensibles	Cultivos semitolerantes	Cultivos tolerantes
Excelente	< 0,33	< 0,67	< 1,0
Buena	0,33-0,67	0,67-1,33	1,0-2,0
Permisible	0,67-1,0	1,33-2,0	2,0-3,0
Dudosa	1,0-1,25	2,0-2,5	3,0-3,75
Mala	> 1,25	> 2,5	3,75

7. Índice de salinidad marina (ISM)

El índice de salinidad marina representa el quimismo y grado de contenido de sales de origen marino de las aguas subterráneas (también superficiales), expresado por su coeficiente con el cual se llega a conclusiones sobre el grado de salinización de las aguas por predominio de cloruro y sodio (elementos de origen marino), sobre otros elementos de las aguas.

Definir esta salinidad es imprescindible para la evaluación de reservas de aguas subterráneas con fines potables o industriales, así como con fines de riego o para mejoramiento de suelos, sobre todo en territorios costeros y otros donde predominan formaciones arcillosas de origen marino o terrígeno marino, donde en la constitución de los sedimentos aún pueden existir sales de origen marino.

El coeficiente establecido nos permite definir la factibilidad del uso del agua en riego y como fuente para lavado de suelos salinizados, así como diagnosticar la factibilidad de aplicación del riego en suelo arcilloso por correlación del ISM con mapa de profundidad de yacencia de las aguas subterráneas y litología de la zona de aereación.

El ISM se determina por la fórmula:

$$ISM = \frac{\% Cl^- + \% Na^+}{\% HCO_3^- + \% Ca^{2+}} \quad (3.10)$$

donde:

Los por cientos de los elementos se representan en por cientos-equivalentes de la suma total (o parcial) de aniones y cationes.

El tipo de agua por el valor del coeficiente ISM y su aplicación en riego, se define por correlaciones establecidas con tipo de agua de Aliokin, el coeficiente de irrigación C_i de Stables y el RAS (ver Tabla 3.17, 3.18, 3.19 y Figura 3.6)

TABLA 3.17. Clasificación de las aguas por el ISM

Valor ISM	Tipo de agua
< 1,0	No salinizada
1,0-1,9	Débilmente salinizada
2,0-6,9	Salinizada
7,0-21,0	Muy salinizada
> 21,0	Hipersalinizada

TABLA 3.18. Clasificación de las aguas para su aplicación en riego por su correlación ISM con el C_i

Valor ISM	Tipo de agua
< 0,5	Buena
0,5-1,1	Predominantemente satisfactoria
1,2-7,0	Predominantemente no satisfactoria
> 7,0	Mala

TABLA 3.19. Clasificación de las aguas para su aplicación en riego por su correlación ISM con el RAS

Valor ISM	Tipo de agua *
< 4,1	Buena
4,1-7,9	Satisfactoria
8,0-12,0	No satisfactoria
> 12,0	Mala

* El tipo de agua se define por el valor del coeficiente ISM y conductividad eléctrica del agua en el gráfico de la Figura 3.3.

El coeficiente ISM y las distintas clasificaciones establecidas para el mismo, además de su aplicación práctica en la definición de posibilidad de utilización de las aguas en riego, permiten a escala regional o nacional establecer las medidas y controles que se requieran sobre la aplicación del riego con vistas a preservar y mejorar los suelos que representan un factor fundamental del medio ambiente

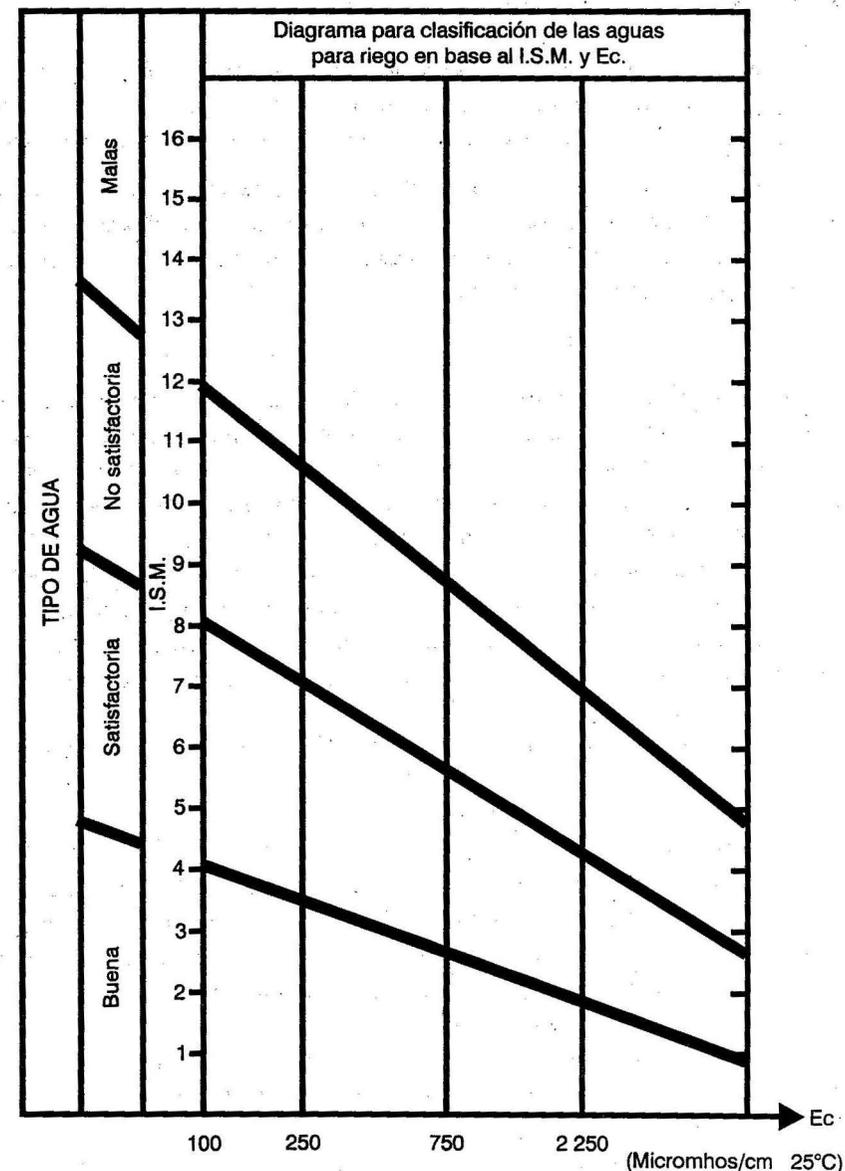


FIGURA 3.6

3.8. Agresividad de las aguas

Por *agresividad de las aguas* se denomina su propiedad de destrucción de distintos tipos de construcciones; la misma depende de su composición química, sobre la base de la cual se distinguen seis tipos de agresividades:

1. Agresividad por contenido de ácido carbónico: La misma se refleja en la destrucción del hormigón como resultado de la disolución del carbonato de calcio bajo la influencia del ácido carbónico, y puede ser representada por la siguiente ecuación:



La agresividad del ácido carbónico está representada por la parte de CO_2 libre que durante la reacción entra en combinación con el carbonato de calcio. De tal forma el agua presentará agresividad por ácido carbónico cuando el contenido en ella de este ácido sea mayor que la cantidad necesaria para mantener su equilibrio con el carbonato de calcio sólido. Existen varios métodos gráficos y tablas para determinar este tipo de agresividad en las aguas, pero el método más eficaz es su determinación experimental. Durante el experimento se determina la basicidad del agua y después su interacción con carbonato de calcio triturado. Los resultados se expresan diluidos en un litro del agua analizada.

La cantidad máxima de ácido carbónico (CO_2) permitido en las condiciones más peligrosas de destrucción del hormigón es 3 mg/L, y en las condiciones menos peligrosas 8,3 mg/L.

2. Agresividad por lixiviación del hormigón: Ocurre por disolución del carbonato de calcio y lavado en el hormigón del hidróxido de calcio $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Cuando el contenido de HCO_3^- es tan pequeño que el equilibrio del carbón CO_2 es menor que el contenido que debe existir de este elemento en la atmósfera, el agua diluirá el carbonato de calcio. Esto sucede por insuficiencia en el agua de iones de CO_3^{2-} y HCO_3^- .

En dependencia de la composición del cemento y condiciones en las cuales se encuentra el hormigón, el agua contiene agresividad por lixiviación con el contenido mínimo HCO_3^- desde 0,4 hasta 1,5 mg · equi./L.

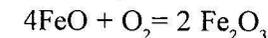
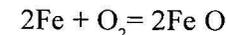
3. Agresividad ácida total: Está relacionada con el contenido de iones libres de hidrógeno. Las aguas tendrán propiedades de agresividad ácida si el pH se encuentra en los límites 5,0-6,8.

4. Agresividad sulfatada: Tendrá lugar con un contenido grande en el agua de iones de sulfato $-\text{SO}_4^{2-}$, como resultado de lo cual por penetración del agua en el hormigón, durante la cristalización del mismo; se forman sales como el sulfato de calcio ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y otros que provocan la destrucción del hormigón. Con la utilización de cemento resistente al sulfato, la agresividad del agua tendrá lugar con contenido de SO_4^- , en ella, superior a 400 mg/L; en los cementos tradicionalmente usados con contenido de SO_4 mayor de 250 mg/L, aunque en esto influyen las condiciones a las que se encuentra expuesto el hormigón y del contenido de iones de cloro en el agua.

5. Agresividad magnésica: Surge en contenidos altos en el agua de iones magnesio; la cantidad permisible del mismo oscila en dependencia del tipo de cemento, condiciones de construcción y del contenido de sulfato en el agua (desde 750 mg/L y más).

6. Agresividad oxidante: Se presenta por el contenido en el agua de oxígeno disuelto y se refleja principalmente en condiciones metálicas, tuberías metálicas, etc., en los cuales el oxígeno forma herrumbre.

El proceso de oxidación del hierro ocurre por el esquema siguiente:



La presencia conjunta de oxígeno con ácido carbónico provoca que la acción agresiva del oxígeno aumente.

3.9. Representación gráfica de la composición química de las aguas

Las aguas naturales, tanto superficiales como subterráneas, durante su estudio en la mayoría de los casos son mapificadas por zonas o puntos según la magnitud del estudio. En la práctica hidrogeológica se confeccionan perfiles y mapas de la composición química de las aguas subterráneas; estas pueden presentar una misma composición en perfil, aunque en muchos casos al perforarse distintos estratos acuíferos, la composición química de las aguas en cada estrato puede presentar variaciones considerables. En tal caso el método más recomendable para la representación de la composición química es el diagrama-circular, representando el contenido de los distintos iones por una simbología determinada en una escala representativa por ángulos de la circunferencia; para ello la suma total de los aniones y cationes

en mg·equi./L se iguala a 360 y de forma proporcional se determina el ángulo correspondiente a cada anión o catión.

Al confeccionarse mapas del quimismo de las aguas subterráneas, generalmente el mismo se construye tomando como base la mineralización, la cual se representará por colores:

Ejemplo: < 1 g/L, azul; 1-2 g/L, verde; 2-3 g/L anaranjado; 3-5 g/L, rojo; > 5 g/L, violeta.

Durante la confección de estos mapas, el tipo de agua determinado por la fórmula de Kurlov con los aniones y cationes predominantes, se reflejan con simbología que corresponda a los mismos. La simbología más usual es la que se expone en la Tabla 3.20. Existen otras más detalladas en literatura de hidroquímica.

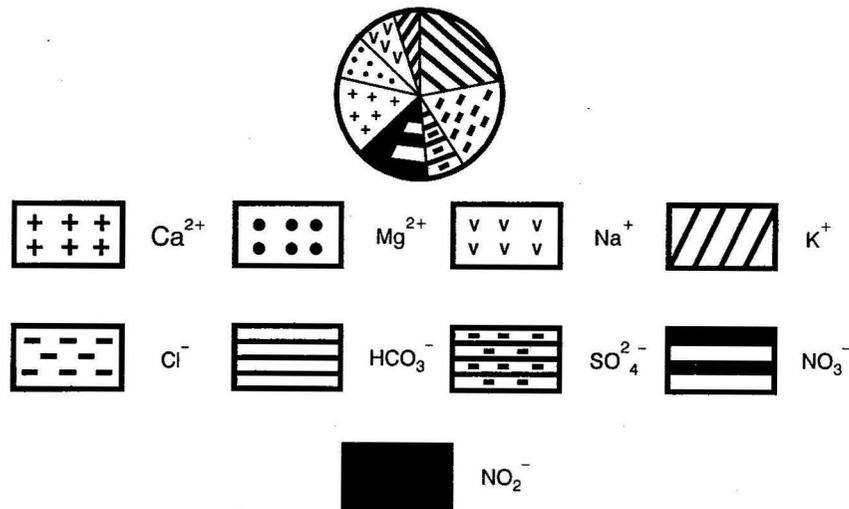


FIGURA 3.7

TABLA 3.20. Representación de los principales tipos de agua

Tipos de agua	Simbología
Clórico-hidrocarbonatadas, magnésicos, cálcicas	c c c c c c
Clórico-hidrocarbonatadas, magnésicos, sódicas	o o o o
Clórico-hidrocarbonatadas, cálcicos, sódicas	U U U U
Clórico-hidrocarbonatados, cálcicas, magnésicas	o o o o
Clórico-hidrocarbonatadas, sódicas	E E E E
Hidrocarbonatadas-clóricas, cálcicas, sódicas	o o o o
Hidrocarbonatadas-clóricas, sódicas, cálcicas	Y Y Y Y
Hidrocarbonatadas-sulfatadas, sódicas, magnésicas	D D D D
Clóricas-sódico-magnésicas	D D D D
Clóricas-sódico-cálcicas	D D D D
Sulfatado-clóricas-sódico-magnésicas	^ ^ ^ ^

TABLA 3.20 (continuación)

Tipos de agua	Simbología	
	∨	∨
Sulfatado-hidrocarbonatadas-sódico-magnésicas	∨	∨
	∨	∨
	⊥	⊥
Hidrocarbonatadas-sulfatadas-sódico-magnésicas	⊥	⊥
	⊥	⊥
	⊥	⊥
Hidrocarbonatadas-sulfatadas, sulfatadas-cálcico-magnésicas	⊥	⊥
	+	+
Aguas de composición mixta	+	+

3.10. Clasificación de las aguas por su composición bacteriológica

El estado sanitario de las aguas se determina por el grado de contaminación fecal. El principal indicador de esta contaminación lo representan las bacterias Colis.

Para la evaluación del estado sanitario de las aguas potables se determina el contenido de bacterias en la unidad de volumen de agua (Coli-Titr).

TABLA 3.21. Clasificación de las aguas por Coli-Titr

Cantidad de colonias Coli	Volumen de agua en mL	Denominación del agua
I	100	Sana
II	10	Satisfactoria
III	1	Dudosa
IV	0,1	Insana
V	0,01	Totalmente insana

TABLA 3.22. Evaluación de las aguas por su contaminación bacteriológica según G. V. Xlopin

Cantidad de colonias *	Denominación de las aguas
0-10	Totalmente limpia
10-100	Muy limpia
100-1 000	Limpia
1 000-10 000	Algo contaminante
10 000-100 000	Contaminada
> 100 000	Totalmente contaminada

* Se tiene en cuenta el crecimiento de las colonias de bacterias en temperatura 25 °C pasadas 48 horas después de iniciado el análisis en un mililitro de agua.

3.11. Normas de la composición química para las aguas potables

El agua potable no debe contener microorganismos ni sustancias químicas en concentraciones que puedan amenazar la salud del hombre. Es muy importante que el agua destinada al abastecimiento de la población sea fresca, transparente e incolora, y que carezca de sabores u olores desagradables.

Algunos países han establecido normas nacionales de calidad (incluyendo Cuba) y han alcanzado cierta uniformidad en los métodos de análisis y en la expresión de los resultados. Otros en cambio, aún carecen de normas oficiales de calidad o no favorecen métodos aceptados para evaluar esta. Hay países que tienen la posibilidad de contar con agua abundante procedente de pozos profundos y de manantiales de aguas subterráneas, con excelente calidad, mientras que otros tienen la necesidad de recurrir con frecuencia a ríos, lagos u otras fuentes de aguas superficiales, por lo que a nivel universal no existen criterios únicos sobre la calidad química para el agua potable, ya que por lo general cada país subordina la calidad del agua a las características y posibilidades de las aguas con que cuenta, en muchos casos incluso contra las exigencias higiénico-sanitarias que demanda el organismo humano para preservar su salud. En este aspecto la Organización Mundial de la Salud (OMS) ha estudiado y emitido orientaciones técnicas a las administraciones sanitarias de diversos países.

A continuación exponemos la Tabla 3.23 en la que se reflejan normativos existentes en algunos países y por la OMS sobre los principales elemen-

tos, así como de forma más completa las normas cubanas que rigen la calidad del agua en Cuba a partir de 1984.

TABLA 3.23. Normas químicas para el agua potable (concentración máxima permisible)

Elementos	Cuba	Ant. URSS	OMS	Europa occidental	E.U.
Sólidos totales	mg/L 1 000	1 000	1 500	1 000	500
pH	— 8,5	9,0	9,5	—	—
Dureza total	mg/L 400,0	—	—	—	—
Ca	mg/L 200,0	—	—	—	—
Cl	mg/L 250	350	600	350	250
Cu	mg/L 1,0	1,0	1,5	3,0	1,0
Mg	mg/L 150	—	—	—	—
Mn	mg/L 0,1	0,1	0,5	0,1	0,05
SO ₄	mg/L 400	500	400	250	250
Zn	mg/L 1,5	5,0	15,0	5,0	5,0
Na	mg/L 200	—	—	—	—
Ag	mg/L 0,05	—	—	—	—
Ni	mg/L 0,02	—	—	—	—
Al	mg/L 0,2	0,5	—	—	—
As	mg/L 0,05	0,05	—	—	—
Cd	mg/L 0,05	—	0,01	0,05	0,01
Cn	mg/L 0,05	—	—	—	—
Hg	mg/L 0,05	—	—	—	—
Pb	mg/L 0,05	0,03	0,05	0,1	0,5
Sc	mg/L 0,001	0,001	—	—	—
Ba	mg/L 0,03	—	—	—	—

Cr	mg/L	0,05	0,5	—	—	—
Be	mg/L	0,0002	0,0002	—	—	—
Mo	mg/L	0,5	0,25	—	—	—
Co	mg/L	1,0	1,0	—	—	—
Sr	mg/L	2,0	7,0	—	—	—
NH ₄	mg/L	0,4				
NO ₂	mg/L	0,0				
NO ₃	mg/L	45,0				

Capítulo 4

CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS POR SU ORIGEN. FORMAS Y CARACTERÍSTICAS DE YACENCIA

4.1. Clasificación de las aguas subterráneas por su origen

Las aguas subterráneas, atendiendo al origen, pueden dividirse en cinco tipos:

1. **Aguas de filtración:** Deben su formación a la infiltración de las aguas atmosféricas y superficiales a través de las rocas sedimentarias, metamórficas y magmáticas; muchas aguas subterráneas freáticas y artesianas tienen como origen la infiltración.

2. **Aguas de condensación:** Formadas por el proceso de condensación del vapor de agua contenido en los poros, cavidades y grietas de las rocas, en todas partes donde el vapor se traslada bajo la influencia de sus variaciones elásticas en distintas temperaturas, condiciones de suelo y de las rocas.

3. **Aguas de sedimentación:** Son las formadas en cuencas en las cuales ocurrió el proceso de sedimentación de las rocas; aguas de sedimentos fangosos o fango-arcillosos. Una parte de estas aguas fueron desplazadas en el proceso de litogénesis bajo la influencia de la compactación de los sedimentos hacia rocas permeables, formando en ellas horizontes acuíferos con agua gravitacional (freáticas).

4. **Aguas de origen orgánico:** Se forman por la descomposición de la materia orgánica contenida en sedimentos fangosos arcillosos en el proceso de formación de los mismos.

5. **Aguas de origen profundo (aguas juveniles):** Son las aguas magmáticas de zonas profundas de la corteza terrestre que no forman parte del intercambio hídrico hasta su aparición en los estratos superiores de la corteza terrestre.

Según O. K. Langue, las aguas juveniles se forman por tres condiciones distintas entre sí:

- Durante el desprendimiento desde el magma de gases de hidrógeno y oxígeno, los cuales posteriormente se unen y forman agua (aguas juveniles sintéticas).
- Por desprendimiento de vapores de agua desde el magma, formando en zonas superiores aguas de condensación (aguas juveniles de condensación).
- Por desprendimiento de aguas cristalizadas desde las masas minerales en las zonas profundas de la corteza terrestre (aguas juveniles de hidratación).

Estos diferentes tipos de agua que se mencionaron en su movimiento entre las rocas que forman la corteza terrestre, pueden mezclarse en distintas relaciones, formando en muchos casos aguas de origen mezclado. La mezcla de las aguas y su interacción con el suelo, rocas, atmósfera, hidrosfera y también por procesos magmáticos, bioquímicos, radioactivos, físico-químicos y otros procesos que constantemente se producen en la corteza terrestre, proporcionan la formación de uno u otro tipo de agua, de su composición química y características físicas.

En el estudio de la formación de las aguas subterráneas, G. N. Kamienski definió tres ciclos genéticos.

1er ciclo: de infiltración o continental, relacionado con la infiltración de las aguas atmosféricas y todo un complejo de procesos geoquímicos que ocurren en la zona superior de la corteza terrestre.

2do ciclo: marino o de sedimentación, relacionado con la penetración de las aguas marinas en el proceso de sedimentación, y posteriormente con procesos de diagénesis de los sedimentos y metamorfismo de las aguas contenidas en ellos.

3er ciclo: metamorfismo magnético, con los cuales se relacionan los procesos de deformación de aguas profundas relacionadas con procesos termales, dinámicos, metamórficos y magnéticos regionales.

Con el último ciclo se relaciona la formación de hidrotermos profundos, que incluyen en sí aguas juveniles formadas de rocas bajo la influencia de procesos de metamorfismo.

En distintas condiciones geológicas y físico-geográficas, en dependencia de la dirección de los procesos de ciclo de infiltración, se pueden formar los siguientes tipos de aguas:

1er tipo: Aguas freáticas de lixiviación, que se forman como resultado de un desarrollo intensivo de los procesos de infiltración, el que tiene lugar en condiciones de clima húmedo.

2do tipo: Aguas freáticas de salinización continental, que se forman en regiones secas y de estepas bajo la influencia de una evaporación intensiva y procesos de interacción entre aguas atmosféricas y los suelos salinizados.

3er tipo: Aguas artesianas de lixiviación, o aguas de circulación profunda que forman los siguientes subtipos.

- *Aguas de cuencas artesianas* en amplias depresiones de plataforma, que se caracterizan por sus pequeñas velocidades y largos recorridos de circulación, debido a las grandes dimensiones de las cuencas y relativamente pequeñas diferencias entre las cotas de la zona de alimentación y zonas de drenaje.

- *Aguas de circulación profunda* en estructuras tectónicas de zonas montañosas plegadas, las que se caracterizan por una relativa circulación intensiva, acompañada algunas veces con la salida de manantiales termales.

Por las condiciones de yacencia y características de las rocas almacénadoras de agua, las aguas subterráneas se dividen en los siguientes tipos:

1. **Aguas porosas:** Aguas que yacen y circulan en horizontes de sedimentos friables de distintas génesis, granulometría y composición mineralógica.

2. **Aguas estratificadas:** Aguas que yacen y circulan por estratos de rocas sedimentarias, subdivididas en porosas-estratificadas y fisuro-estratificadas.

3. **Aguas fisurosas:** Aguas que yacen y circulan en rocas sedimentarias, magnéticas o metamórficas compactas con grietas de intemperismo.

4. **Aguas fisuro-filoneanas:** Aguas que yacen y circulan en grietas tectónicas aisladas y en zonas de dislocaciones tectónicas.

Por sus características hidrodinámicas las aguas subterráneas se dividen en: con presión y sin presión (artesianas y freáticas).

4.2. Aguas de la zona de aereación

Las aguas de la zona de aereación yacen sobre la zona de saturación de las rocas comprendidas entre la superficie de las aguas freáticas y el estrato im-

permeable que sirve de lecho a las mismas. Con las aguas de la zona de aereación se relacionan las aguas del suelo y las denominadas *aguas colgantes*.

Aguas de suelo: se conocen las aguas relacionadas con la capa vegetal, que toman la alimentación del sistema de raíces de la vegetación, teniendo relación con la atmósfera y con las aguas subyacentes (aguas colgantes y freáticas). Estas aguas se caracterizan por tener un contenido alto de materia orgánica y microorganismos; ellas presentan una gran influencia sobre la fertilidad de los suelos; las mismas principalmente son estudiadas por los edafólogos, agroquímicos y agrónomos.

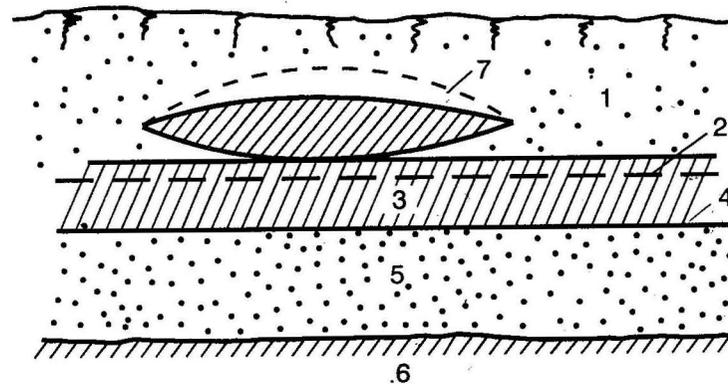
En las investigaciones hidrogeológicas las aguas de suelo y también los tipos y composición de los suelos se estudian relacionándolos con el drenaje y riego de la tierra; también durante las investigaciones de las leyes que rigen el régimen de las aguas freáticas.

Aguas colgantes: es un tipo específico de aguas subterráneas que se forman debido a la infiltración de las aguas atmosféricas y superficiales, contenidas por lentes o estratos acuñados de sedimentos poco permeables, rodeados por rocas permeables porosas o agrietadas en la zona de aereación.

Las propiedades que caracterizan las aguas colgantes son:

- Tener un área de distribución limitada, definida por las dimensiones de los lentes poco permeables.
- Presentar oscilaciones bruscas del nivel del agua; la composición y reservas de las mismas dependen del clima.
- Ser contaminadas fácilmente por otras aguas (aguas de suelo, industriales, etc.).
- Ser inapropiadas, generalmente, para utilizarlas en una explotación constante.
- Presentar una dinámica específica; ellas pueden tomar parte en la alimentación de las aguas freáticas y pueden ser totalmente evaporadas.

La composición química de las aguas colgantes es muy variada, sobre todo en regiones tropicales.



1. Zona de aireación.
2. Nivel piezométrico del acuífero 5.
3. Zona de saturación capilar.
4. Techo del estrato acuífero 5.
6. Lecho impermeable.
7. Lente de aguas colgantes.

FIGURA 4.1

4.3. Aguas freáticas

Las aguas freáticas son las primeras que se encuentran a partir de la superficie del terreno en un horizonte acuífero que yace sobre un estrato impermeable. Sus principales características son las siguientes:

1. La totalidad de estas aguas son sin presión, presentan una superficie libre relacionada con la atmósfera (la presión sobre la superficie de las aguas freáticas es igual a la atmosférica).
2. El área de alimentación y distribución de las aguas freáticas generalmente coincide, siendo sus principales fuentes de alimentación las aguas atmosféricas, las superficiales y las aguas de condensación.
3. Las aguas freáticas presentan un régimen específico; las variaciones de sus reservas en tiempo, niveles, composición química y bacteriológica y sus propiedades físicas son determinadas por las condiciones climáticas de los territorios de distribución de estas aguas, por los procesos físico-quími-

cos y bioquímicos que ocurren en la zona de aireación y la actividad práctica del hombre por la construcción de embalses, canteras, drenajes, riegos de amplios territorios, etc.

Las aguas freáticas son las de más fácil utilización; pero al mismo tiempo las que más fácil se contaminan con aguas industriales, fecales, etc.

Las aguas freáticas en la naturaleza, en dependencia de la estructura geomorfológica y geológica del territorio dan origen a distintas formas de yacencia con las que se relacionan:

- Flujo freático.
- Embalse freático.
- Combinación del flujo freático con el embalse freático.

• **Flujo freático:** Movimiento del agua en el horizonte sin que ocurra bajo la influencia de la fuerza de gravedad, y está dirigido en concordancia con la dirección del gradiente de la superficie de las aguas freáticas.

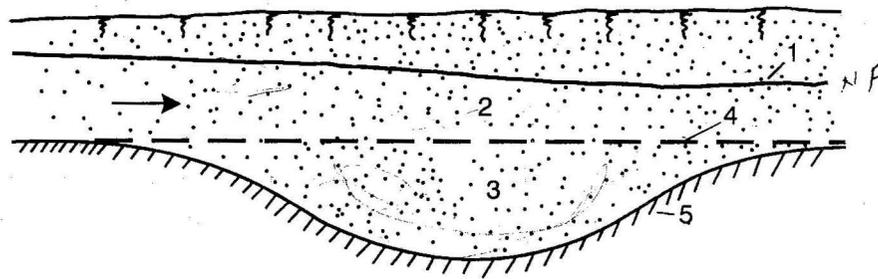
• **Embalse freático:** Es la depresión del lecho impermeable relleno con rocas permeables, saturadas con aguas que tienen una superficie relativamente horizontal.

• **Combinación del flujo freático con el embalse:** Los embalses freáticos se forman en aquellos territorios donde en el lecho impermeable se encuentran descensos profundos, los cuales no pueden estar llenos con aguas de infiltración y de condensación. Si todos los descensos del lecho impermeable se llenan con aguas de infiltración y de condensación, entonces se tiene la tercera forma de yacencia de las aguas freáticas.

En la naturaleza es muy difícil definir entre el flujo freático y el embalse freático, ya que entre ellos existe un fuerte enlace hidráulico y se diferencian solamente por la velocidad de movimiento de las aguas.

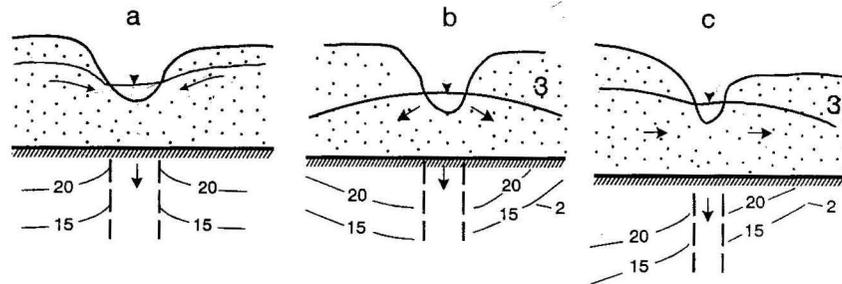
La relación entre las aguas freáticas y las superficiales puede definirse mediante la construcción de mapas de hidroisohipsas, por los que pueden determinarse si las aguas subterráneas sirven de alimentación a las superficiales; se alimentan de estas u ocurren ambos procesos; el ejemplo más típico para estos casos son los ríos.

Los mapas de hidroisohipsas permiten resolver tareas prácticas como: ubicar pozos de explotación, proyectar sistemas de drenaje, seleccionar áreas para la construcción de obras, seleccionar tramos para construcción de obras para recarga artificial de las aguas subterráneas y otras.



- Nivel de las aguas en el estrato freático.
- 2. Flujo freático.
- 3. Embalse freático.
- 4. Frontera entre flujo freático y embalse freático.
- 5. Lecho impermeable.

FIGURA 4.2



- a) Acuífero freático que alimenta a un río.
- b) Acuífero freático que se alimenta de un río.
- c) Acuífero freático donde ocurren los dos procesos.
- Dirección del flujo subterráneo.
- 15- Isolinéas de las hidroisohipsas.

FIGURA 4.3

Según los mapas de hidroisohipsas se puede definir:

- 1. Dirección del movimiento del flujo freático.
- 2. Gradiente del flujo subterráneo.
- 3. Relación de las aguas subterráneas con las superficiales.
- 4. Profundidad de yacencia del nivel de las aguas freáticas en cualquier punto, conjugando estas con la topografía del terreno.

5. Evaluar el gasto del flujo de las aguas freáticas Q por la fórmula:

$$Q = K B H I \quad (4.1)$$

donde:

- K : coeficiente de filtración de las rocas acuíferas, m/día;
- B : ancho de la sección del flujo, m;
- H : potencia media del flujo freático dentro de los límites de la sección de cálculo, m;
- I : gradiente del flujo subterráneo.

Las superficies de las aguas freáticas generalmente repiten el relieve de la superficie del terreno, y sólo en lugares aislados (valles de ríos, hondanadas, etc.), pueden diferenciarse del mismo.

El nivel de las aguas freáticas oscila en tiempo en dependencia de factores climáticos, hidrológicos y otros; por ello los mapas de hidroisohipsas de estas aguas se confeccionan para determinados períodos, generalmente para las posiciones máximas y mínimas del nivel de un territorio determinado.

Las aguas freáticas en la naturaleza pueden existir solamente cuando existen fuentes de alimentación, las cuales pueden dividirse en cuatro tipos a menudo relacionados entre sí: precipitaciones atmosféricas, aguas superficiales, aguas subterráneas con presión yacente en horizontes más profundos y aguas de condensación.

Como régimen de las aguas subterráneas, incluyendo las freáticas, se entienden los procesos histórico-naturales que incluyen algunos ciclos de formación de las aguas subterráneas que surgen bajo la influencia de factores interrelacionados que cambian en tiempo y espacio de orígenes y otros. El régimen de las aguas freáticas caracteriza las variaciones de sus reservas; con ellas, sus niveles y características físicas y químicas en tiempo y espacio bajo la influencia de los factores antes relacionados.

G.N. Kamienski clasifica el régimen de las aguas freáticas en cuatro tipos:

De parteaguas: Se forman bajo la influencia de variaciones de las magnitudes de la infiltración de las aguas atmosféricas, evaporación y del escurrimiento subterráneo.

Marginales: Determinado principalmente por la oscilación del nivel de las aguas superficiales: ríos, lagos, mares.

Premontañosos: Conjuntamente con la infiltración de las aguas atmosféricas se infiltra un gran volumen de aguas del escurrimiento superficial, incluyendo los ríos.

De congelación: Se caracteriza por una congelación parcial o total de las aguas freáticas.

Las leyes que rigen el régimen de las aguas freáticas se estudian por observaciones estacionarias en estas aguas, con las cuales se determinan:

- Condiciones de alimentación.
- Condiciones de drenaje.
- Dirección y velocidad del movimiento de las aguas.
- Variaciones de sus reservas y causas.
- Relación entre los elementos de las aguas freáticas con los factores que determinan su régimen.
- Puntos de alimentación de las aguas freáticas con aguas contaminadas.
- Cambios del régimen de las aguas freáticas por la influencia del hombre.

Aguas freáticas en zonas arenosas costeras

Generalmente estas aguas están relacionadas con dunas de arenas de granulometría homogénea; el nivel de las aguas freáticas repite el relieve del terreno. Está ampliamente demostrado que en las dunas arenosas, en las costas del mar y en las islas arenosas, las aguas freáticas dulces a profundidades determinadas, partiendo del nivel del mar, pasan a ser saladas.

De acuerdo con la Figura 4.4 la potencia total de las aguas dulces H_o con un peso específico medio del agua de mar $\gamma = 1,024$, según teoría de Ghyben-Herzberg, será igual a:

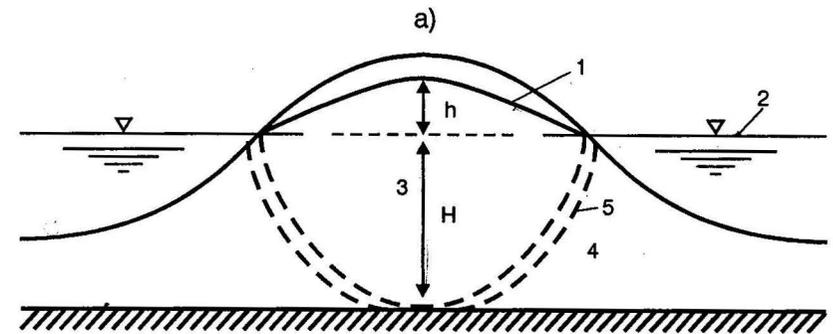
$$H \approx 43h \tag{4.2}$$

$$H_o = H + h$$

donde:

H : profundidad de yacencia de las aguas dulces a partir del nivel del mar, m;

h : altura del nivel de las aguas dulces sobre el nivel del mar, m.



1. Nivel de las aguas freáticas.
2. Nivel de océano.
3. Lente de aguas dulces.
4. Aguas saladas.
5. Frontera (interface) entre aguas dulces y saladas.

FIGURA 4.4

Independientemente de la expresión 4.2, en todos los casos el valor de H_o debe comprobarse determinando el peso específico del agua dulce γ_d y del agua salada γ_s , y determinando el coeficiente γ por el que debe multiplicarse los valores de h . Según la teoría del Ghyben-Herzberg el coeficiente γ se determina por la siguiente expresión:

$$\gamma = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} \tag{4.3}$$

de donde la expresión (4.2) de forma general será:

$$H_o = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} h = 43h \tag{4.4}$$

4.4. Aguas de fisuras: freáticas y con presión

Estas aguas se relacionan con la yacencia y circulación de las mismas a través de grietas en rocas sedimentarias, metamórficas y magmáticas.

En las rocas existen tres tipos de grietas por su origen:

- **Grietas tectónicas:** Se originan en el proceso de formación de la estructura geológica.
- **Grietas de intemperismo:** Se originan durante el intemperismo y lixiviación de las rocas.
- **Grietas lito-genéticas:** Están relacionadas con los procesos que se desarrollan durante la formación de las rocas, en el proceso de sedimentación-compactación.

Frecuentemente en las rocas de un mismo territorio se encuentran presentes los tres tipos de grietas relacionadas entre sí. La acuosidad de las rocas agrietadas en alto grado depende del tipo de grietas y carácter de interrelación de las mismas.

Las grietas de intemperismo su formación y dimensión dependen principalmente del enfriamiento o calentamiento de las rocas bajo la influencia de la temperatura del aire, así como de otros factores. La influencia de la temperatura diaria actúa hasta los primeros 2-4 m desde la superficie, las temperaturas anuales influyen en los primeros 20-40 m y las variaciones de temperatura en siglos influyen en profundidades mayores. El mayor agrietamiento se presenta en los primeros 2-4 m de la zona de intemperismo, a mayor profundidad el agrietamiento, y por lo tanto su acuosidad disminuyen paulatinamente; en algunas partes el proceso de intemperismo, en dependencia de las características físicas de las rocas y del clima, puede alcanzar profundidades hasta 100 m y más.

Las grietas lito-genéticas presentan desarrollo en toda la potencia del estrato de las rocas. Con este tipo de grietas están relacionadas tanto las aguas freáticas como las aguas fisuro-estratificadas en cuencas artesianas.

Las grietas tectónicas generalmente están relacionadas con dislocaciones tectónicas que alcanzan profundidades de cientos y miles de metros; las aguas de acuíferos con este tipo de grietas en muchas ocasiones están relacionadas con aguas minerales y termales, en ocasiones con composición salina y gaseosa con características específicas.

Las aguas subterráneas de grietas de distintos tipos por su origen, a menudo se encuentran relacionadas hidráulicamente entre sí, por lo que pueden presentar una composición química muy compleja.

La alimentación depende de la morfología del relieve actual y características de la capa cuaternaria de cubierta; una alimentación intensiva, por la infiltración, ocurre cuando las rocas agrietadas afloran a la superficie del terreno o se encuentran relacionadas con aguas superficiales.

Las aguas subterráneas de grietas de distintos tipos, por su origen, a menudo se encuentran relacionados hidráulicamente entre sí, por lo que pueden presentar una composición química muy abigarrada.

La alimentación de las aguas fisurales es principalmente por las precipitaciones atmosféricas. Las condiciones de alimentación dependen de la morfología del relieve actual y características de la capa cuaternaria de cubierta; una alimentación intensiva, por la infiltración, ocurre cuando las rocas agrietadas afloran a la superficie del terreno o se encuentran relacionadas con aguas superficiales.

Las aguas subterráneas relacionadas con rocas agrietadas, en dependencia del origen de las grietas, se dividen en: aguas freáticas de grietas por el intemperismo, y aguas de grietas y filoneanas, con presión relacionadas con grietas tectónicas.

4.5. Aguas cársicas y con presión

Las aguas cársicas son las aguas subterráneas que yacen y circulan por grietas, cavidades, canales y cavernas que se forman como resultado de la lixiviación de las rocas, principalmente en carbonatadas. En estas rocas el movimiento de las aguas y sus propiedades de disolución pueden provocar la formación de canales y cavernas de grandes dimensiones. En estas condiciones el régimen predominante del movimiento de las aguas subterráneas en la zona de saturación total es laminar, aunque a menudo en zonas de gran desarrollo del carso, sobre todo en calizas del mioceno y cuaternario, en la zona de aereación y próximo a los límites superiores de la zona de saturación donde el agua circula por cavidades no saturadas en su totalidad, puede originarse un régimen de circulación turbulento de las aguas subterráneas, aunque este régimen generalmente se desarrolla en un espesor acuífero insignificante en relación con la potencia total del estrato acuífero.

Solo en puntos aislados o zonas de canales dirigidos hacia zonas de drenajes próximos, en condiciones muy específicas, el régimen de circulación turbulento de las aguas subterráneas puede alcanzar magnitudes considerables en relación con la potencia total del acuífero.

De acuerdo con los resultados obtenidos por toda una serie de investigadores sobre el desarrollo del carso, tenemos que en el mismo influyen factores significantes:

- Existencia de rocas solubles por el agua.
- El agrietamiento, la permeabilidad y porosidad de estas rocas proporcionan la penetración de las aguas de precipitaciones atmosféricas y superficiales hasta la zona de aereación y zona de saturada.
- Los movimientos oscilantes de la corteza terrestre proporcionan el desarrollo o disminución de los procesos de formación del carso.
- La existencia de aguas subterráneas en movimiento, incluidas aguas de origen profundo (termales y otras) que proporcionan la lixiviación de las rocas.
- El desarrollo o disminución de los procesos del carso están influidos por la estructura geológica general, por el relieve y clima de determinados territorios.

Todos estos factores relacionados entre sí determinan los procesos de formación del carso, como resultado del cual se desarrollan las formas de carso superficial y subterráneo que tienen un significado en la hidrogeología de las regiones cársicas.

Con las formas de carso superficial se relacionan:

- Embudos cársicos de diversas dimensiones, simétricas, asimétricas, que representan descensos en el relieve con canales que profundizan en los macizos de rocas cársicas.
- Pozos cársicos, representados por profundas grietas verticales de forma circular.
- Barrancos cársicos alargados en dirección del descenso del relieve.
- Campos cársicos, depresiones cerradas del relieve actual.

Con las formas de carso subterráneo se relacionan cavidades distintas por sus dimensiones, canales, galerías y cavernas, verticales y horizontales,

incluyendo los denominados *canales de sifonamiento* con los manantiales submarinos.

En las regiones cársicas existen cuatro zonas hidrodinámicas verticales, que se diferencian entre sí por las condiciones de movimiento y régimen de las aguas cársicas:

- **Zona de aereación**, la cual ocurre principalmente un movimiento descendente de las aguas de infiltración; en muchas regiones de esta zona se forman aguas colgantes.
- **Zona de oscilación temporal del nivel de las aguas cársicas**, la cual ocupa una ubicación entre la zona de aereación y la zona de saturación total.
- **Zona de saturación total**, ubicada en la esfera de influencia del drenaje de la red hidrográfica local que atraviesa el macizo de rocas cársicas.
- **Zona de circulación profunda**, la cual se encuentra fuera de la influencia de la red hidrográfica local; las aguas subterráneas en esta zona se dirigen fuera de los límites de las mismas en dirección al territorio de drenaje de las aguas cársicas.

4.6. Aguas artesianas

Las aguas artesianas son las subterráneas que yacen y circulan en horizontes acuíferos entre estratos impermeables en los límites de estructuras geológicas considerablemente grandes (sinclinales, monoclinales y otras), formadas por rocas precuaternarias raramente en rocas de edad cuaternaria. Las estructuras que contienen uno, dos o varios horizontes acuíferos y complejos con presión y que presentan magnitudes considerables por su área se denominan cuencas artesianas, algunos autores las denominan cuencas de aguas con presión.

Las cuencas artesianas, según A. M. Ovchinikov, se encuentran dentro de los sistemas de aguas con presión formadas por aguas porosas, poroso-fisurosas y poroso-fisuroso-cársicas de horizontes o complejos acuíferos, que presentan zonas de alimentación actual, presiones y descarga. Por las dimensiones de los sistemas acuíferos las cuencas artesianas se dividen en seis tipos (Tabla 4.1):

TABLA 4.1. Clasificación de las cuencas artesianas según O. M. Ovchinikov

Tipos	Características de las cuencas artesianas	Área (km ²)
I	Grandes: Formadas por zonas de plataformas de las eras Paleozoica, Mesozoica, Cenozoica o de varios pisos de distintas eras	> 100 000
II	Medianas: De extremos con grandes flexiones y llanuras intermontañas	10 000-100 000
III	Pequeñas: Generalmente ubicadas sobre cuencas grandes y medianas	< 10 000
IV	Sistemas de agua con presión de grietas en rocas cristalizadas o metamórficas (macizos antiguos), con deformaciones jóvenes o complejas por movimientos y rupturas jóvenes	Variada
V	Cuencas de aguas subterráneas articuladas con estructuras montañosas	Variada
VI	Cuencas y flujos de aguas freáticas que presentan áreas con carácter subartésiano	Variada (generalmente 1 000)

Como ejemplo de cuencas artesianas en Cuba podemos señalar las cuencas artesianas Cauto y Nipe, que por sus dimensiones pueden relacionarse con los tipos II y III (medianas y pequeñas) respectivamente, según la clasificación de O. M. Ovchinikov; con el tipo II puede relacionarse también la zona sur de las provincias de Ciego de Ávila, Camagüey y Las Tunas, aunque estas conjuntamente con la cuenca del Cauto forman una cuenca de dimensiones mayores porque se mantienen dentro del tipo II, de la que su mayor área se extiende bajo el mar formando la cuenca de Guacanayabo o Caribe oriental. Otro ejemplo de cuencas artesianas en Cuba lo representan las zonas sur de las provincias de Pinar del Río, La Habana y Matanzas, las cuales forman una cuenca que podemos denominar *cuenca artésiana de Batabanó*. Al igual que la Guacanayabo, la cuenca Batabanó presenta su mayor área bajo el mar.

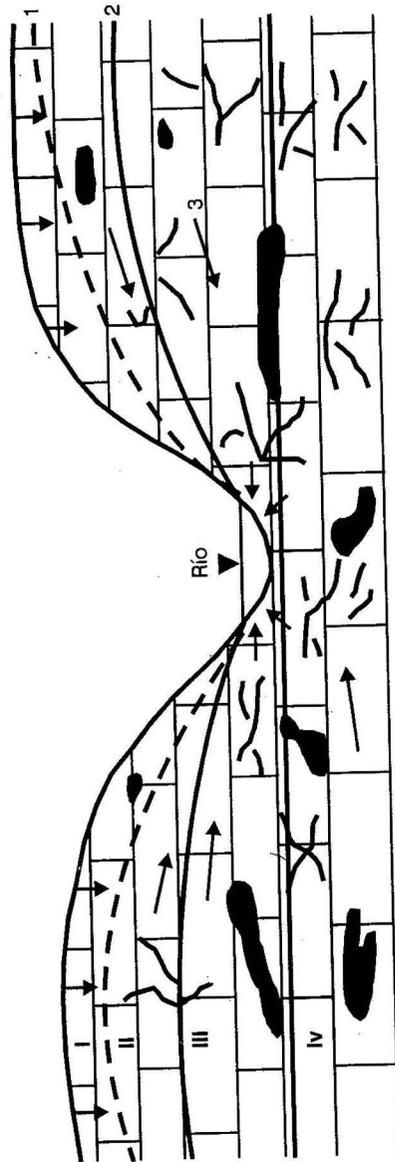


FIGURA 4.5. Esquema de zonación de las aguas cársicas, según D. S. Skolov. I. Zona de aereación; II. Zona de oscilación temporal del nivel de las aguas cársicas; III. Zona de saturación profunda; IV. Zona de saturación total; 1. Nivel superior de las aguas cársicas; 2. Nivel inferior de las aguas cársicas (límite superior de la zona de saturación total); 3. Dirección del movimiento de las aguas cársicas.

Las cuencas artesianas, independientemente con el tipo que correspondan, presentan las siguientes partes principales, distintas por sus condiciones hidrogeológicas (Figura 4.6): zona de alimentación, zona de presión y zona de descarga.

Zona de alimentación: Está representada por el área de afloramiento de las rocas acuíferas a la superficie. Esta zona se encuentra ubicada en las cotas más altas de la cuenca. Las aguas subterráneas en la zona de alimentación no presentan presión, tienen relación directa con la atmósfera y a menudo son denominadas por la red hidrográfica existente en esta zona.

Zona de presión: Es el área de mayor desarrollo de la cuenca artesisiana, dentro de los límites de la cual el nivel de las aguas subterráneas de sus horizontes o complejos acuíferos yace sobre el techo de los mismos (nivel piezométrico). La altura en vertical de la estabilización del nivel sobre el techo del acuífero será la carga hidráulica (presión). El nivel piezométrico puede ser positivo o negativo, cuando el mismo se encuentra sobre la superficie del terreno o bajo ella respectivamente. En dependencia con la alimentación, drenaje y explotación del acuífero, el nivel piezométrico puede variar su posición pasando de negativo a positivo o de positivo a negativo. Para las aguas con presión se confecciona el mapa de hidrohizopiezas, que representa la unión de los puntos con cotas absolutas o relativas del nivel con una línea, mediante la explotación de los valores de las cargas en plantas, con lo que se obtiene la superficie piezométrica de un área determinada o de cuenca, según la magnitud del área de estudio.

Zona de descarga: Es la zona de salida de las aguas con presión a la superficie; la descarga puede ocurrir también de forma submarina al aflorar las rocas acuíferas a la superficie del relieve bajo aguas fluviales o marinas; por lo general la descarga se realiza a través de manantiales ascendentes de formas diversas.

Es necesario señalar que en muchas cuencas artesianas la descarga subterránea de las mismas es muy limitada; cuando ella ocurre, la misma se realiza generalmente a través del parteagua entre dos cuencas, o como lo denomina N. I. Tolstijin, se ejecuta el trasvase de una cuenca a otra; en este caso la zona de descarga de una cuenca representa la zona de alimentación de otras.

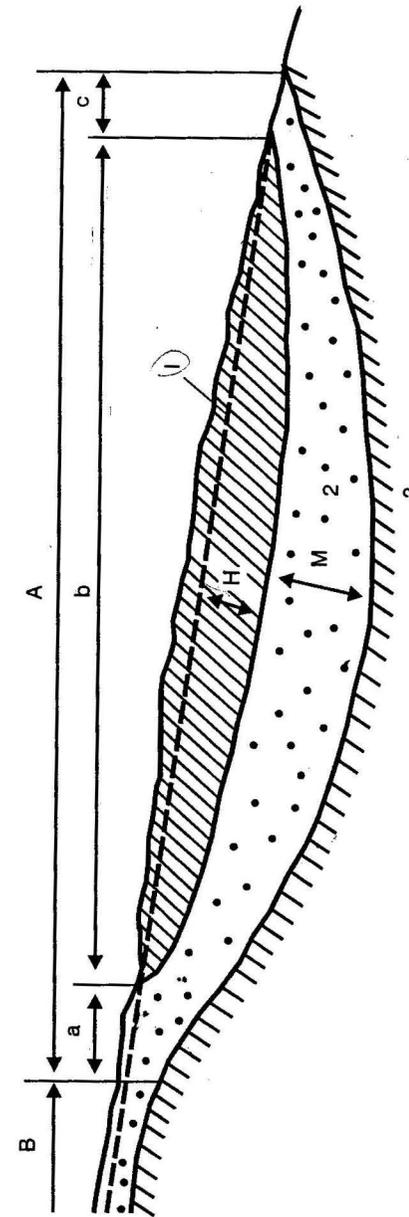


FIGURA 4.6. Esquema de desarrollo de cuencas artesianas. a - Zona de alimentación; b - Zona de presión; c - Zona de descarga. 1 - Nivel piezométrico; 2 - Horizonte acuífero; 3 - Área de desarrollo de las aguas freáticas que puede extenderse hasta ocupar parte de la zona a. H - Carga hidráulica; M - Potencia del horizonte acuífero con presión; B - Área de desarrollo de las aguas freáticas que puede extenderse hasta ocupar parte de la zona a.

Las cuencas artesianas generalmente contienen varios horizontes acuíferos y complejos, cada uno de los cuales con la ausencia de relación hidráulica entre ellos, se caracteriza por su propia superficie piezométrica, definida por los niveles de agua de las zonas de alimentación y de descarga de cada horizonte o complejo. Además de las cuencas artesianas se encuentran aguas con presión en los denominados relieves artesianos desarrollados en regiones montañosas y premontañosas. La zona de alimentación y de descarga de los relieves artesianos generalmente se encuentra a corta distancia una de otra, y tanto en la zona de alimentación como de descarga pueden encontrarse manantiales ascendentes y descendentes (Figura 4.7.I).

Las aguas con presión (artesianas) pueden encontrarse también en cuencas que prescinden de zonas de descarga, las cuales son denominadas *cuencas con intercambio hídrico retardado*. El intercambio hídrico en estas cuencas es muy lento y ocurre a través de rocas poco permeables que yacen sobre los horizontes acuíferos, motivado por la influencia de grandes gradientes de presión que surgen en estas cuencas entre las aguas artesianas y freáticas (Figura 4.7.II).

En todas las cuencas artesianas y su tipo se observan zonalidades hidrodinámicas e hidroquímicas. Generalmente se observan tres zonas geohidrodinámicas: 1. Zona de intercambio hídrico intensivo, 2. Zona de intercambio hídrico dificultoso, 3. Zona de intercambio hídrico sumamente dificultoso.

En cada cuenca artiesiana se observan zonalidades relacionadas, en gran parte con el tipo de intercambio hídrico existente y con las condiciones paleohidrogeológicas de formación de los estratos acuíferos y de las aguas en ellos contenidas. Las zonas hidroquímicas, representan parte de las cuencas artesianas relativamente homogéneas por su estructura, dentro de los límites de las cuales la mineralización y composición de las aguas cambian en rangos relativamente pequeños.

Según N. I. Tolstijin, I. K. Zaitsev y M. C. Gurevich, en perfiles de las cuencas artesianas se pueden definir cuatro zonas hidroquímicas: 1. Zona A; de aguas dulces (mineralización < 1 g/L); 2. Zona B; de agua salobre (1 a 10 g/L); 3. Zona C; de aguas saladas (de 10 a 50 g/L); 4. Zona D; de rasoles (> 50 g/L). Los límites entre estas zonas pueden definirse de forma aproximada, ya que la mineralización y composición de las aguas en profundidad cambian paulatinamente aunque de forma irregular.

En dependencia de las condiciones geólogo-estructurales e hidrodinámicas de las cuencas artesianas, en los perfiles de estas, según N.I. Tolstijin, pueden estar desarrolladas las zonas A, zonas A + B, zonas A + B + C y zonas A + B + C + D.

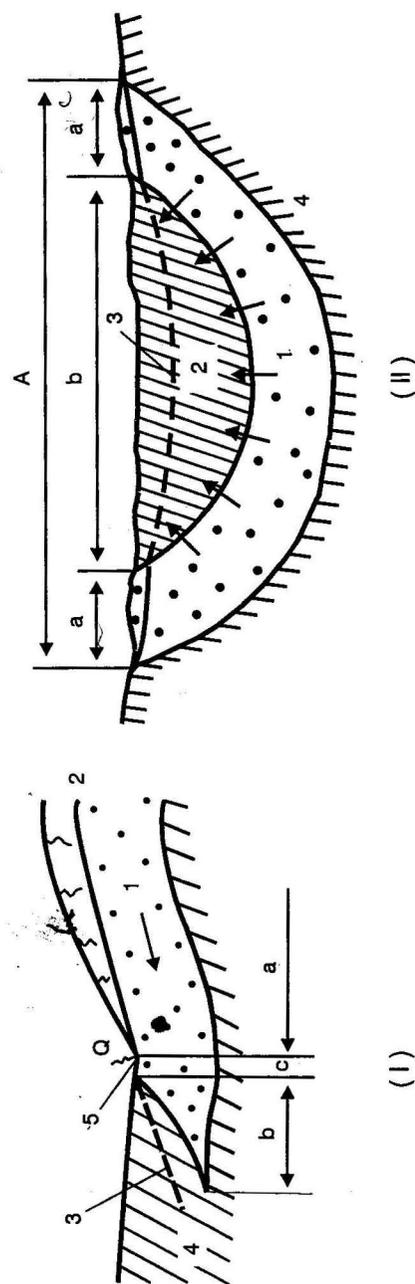


FIGURA 4.7.I. Esquema de declive artiesiano. a. Zona de alimentación; b. Zona de presión; c. Zona de descarga. 1., Rocas acuíferas; 2. Nivel de aguas freáticas; 3. Nivel piezométrico; 4. Rocas impermeables; 5. Manantiales descendentes o ascendentes. II. Esquema de cuencas artesianas de intercambio hídrico retardado. A. Límites de la cuenca en un perfil dado. a. Zona de alimentación; b. Zona de presión. 1. Horizonte acuífero; 2. Rocas poco permeables; 3. Nivel piezométrico de las aguas; 4. Rocas impermeables.

No obstante lo antes planteado, cuando en la parte superior de los perfiles de las cuencas existen yesos, anhídridos o sales y en profundidad existen rocas permeables, entonces puede tener lugar una inversión hidroquímica que se explica por la anomalía de cambios normales de mineralización y composición de las aguas con la profundidad.

4.7. Manantiales: características principales y su clasificación

Como manantiales se denomina la salida natural de las aguas subterráneas a la superficie del terreno. La salida de las aguas subterráneas a la superficie del terreno se produce principalmente por tres factores principales a menudo relacionados entre sí: ① Corte de horizontes acuíferos por formas negativas del relieve actual (valles de ríos, barrancos, hondonadas, depresiones, etc.), ② Existencia de fenómenos tectónicos (grietas tectónicas, fallas, dislocaciones disyuntivas, etc.), ③ Existencia de intrusiones y diques en zonas de contactos, las cuales con rocas sedimentarias pueden formar grietas cubiertas que alcanzan la superficie de las aguas subterráneas. Además, en las rocas sedimentarias dentro de las mismas intrusiones y diques a través de grietas en estos, pueden salir a la superficie las aguas freáticas y artesianas; los manantiales pueden ser descendentes y ascendentes.

Por la relación con distintos tipos de aguas subterráneas los manantiales se dividen en ① Alimentados por aguas colgantes, ② De aguas freáticas de poros, ③ De aguas de fisuras, ④ De aguas cársicas, ⑤ De aguas artesianas.

- **Manantiales alimentados por aguas colgantes:** Se caracterizan por oscilaciones periódicas y bruscas del gasto, temperatura y composición química, que dependen principalmente de los cambios en las condiciones meteorológicas.

- **Manantiales de aguas freáticas de poros:** Generalmente son descendentes; sus gastos, temperatura y composición química están expuestos a las oscilaciones estacionales sujetas principalmente a cambios de las condiciones meteorológicas. Este grupo comprende varios tipos de manantiales: de erosión, de contacto, de acuñamiento, de trasvase (de pantalla).

- **Manantiales de aguas fisuras (freáticas o artesianas):** Pueden ser descendentes o ascendentes; los descendentes están relacionados con grietas de la zona de intemperismo de rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias. Los ascendentes están relacionados con grietas tectónicas aisladas y zonas de dislocaciones tectónicas que cortan y drenan los sistemas de grietas de la zona de aereación, estos manantiales se alimentan con agua artesianas y la presión en los mismos depende de la presión hidrostática, presión de gases o del vapor de agua (*geiser*). Con este grupo se relacionan la mayoría de los afloramientos de aguas minerales y termales.

- **Manantiales de aguas cársicas (freáticas y artesianas):** Pueden ser tanto descendentes como ascendentes, se diferencian por su gran variedad de condiciones de salida a la superficie. Se alimentan de aguas cársicas en territorios de desarrollo de rocas carbonatadas. En este grupo se pueden diferenciar tres tipos:

- **Intermitentes** que se caracterizan por bruscas variaciones de sus gastos en tiempo, funcionando por el principio de sifonamiento, con gastos desde muy grandes a pequeños e incluso en ocasiones interrumpiéndose la salida del agua a la superficie. Estos manantiales se relacionan con la zona que yace sobre el nivel de las aguas cársicas.

- **Permanentes** son los manantiales relacionados con grandes grietas, canales subterráneos y cavernas, desarrollados en zonas de existencia de los principales horizontes acuíferos cársicos. El gasto de estos manantiales puede alcanzar grandes magnitudes presentando bruscas variaciones según la estación del año.

- **Submarinos** son los manantiales relacionados principalmente con canales cársicos que yacen bajo el nivel del mar u otras fuentes superficiales (lagos, ríos, etc.).

Una característica específica de estos manantiales lo representa la periodicidad de la presión en los canales con la columna de agua superficial sobre el punto de salida.

- **Manantiales de aguas artesianas:** Son ascendentes relacionados con embalses o declives artesianos. En territorio de cuencas artesianas estos manantiales tienen sus salidas en valles de ríos, barrancos, depresiones

de lagos, pliegues, grietas relacionadas con fallas, zonas de contactos entre intrusivos y diques con rocas sedimentarias que se encuentran en las áreas de presión y descarga.

En los declives artesianos, debido a la formación de presiones hidrostáticas, se forman manantiales ascendentes o descendentes que pueden tener gastos grandes.

Para algunos grupos de manantiales se han establecido leyes del régimen de sus gastos. Por ejemplo, los manantiales relacionados con aguas freáticas, en el período en que los horizontes acuíferos no recuperan sus reservas por la infiltración de precipitaciones atmosféricas o de aguas superficiales, los mismos disminuyen sus gastos sujetos a leyes determinadas. Con estas características existen dos casos independientes al régimen de los manantiales: 1. La potencia del horizonte acuífero que alimenta al manantial es suficientemente grande, y las variaciones de la misma durante el período de descenso de los niveles son de magnitudes que pueden despreciarse; se mantienen $h \approx h = \text{const}$. 2. Cuando la potencia del horizonte acuífero no es grande y las variaciones de la misma durante el período de descenso de los niveles son considerables en relación con su portancia se mantiene la condición $h \approx \text{const}$.

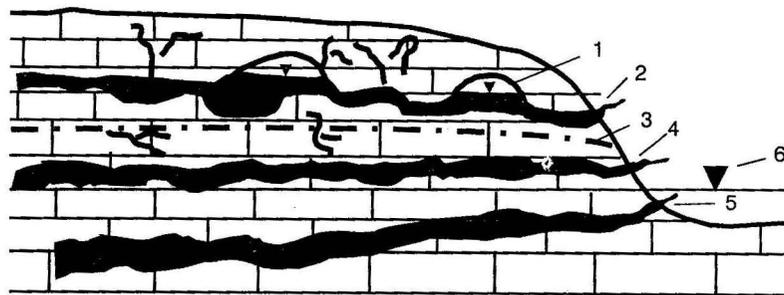


FIGURA 4.8. Manantiales de aguas cársicas. 1. Canal cársico; 2; Manantial intermitente; 3. Nivel de las aguas cársicas; 4. Manantial permanente; 5. Manantial submarino; 6. Nivel de las aguas superficiales.

Las variaciones de los gastos de los manantiales para los dos casos mencionados se pueden determinar por las fórmulas siguientes:

$$\text{1er caso} \quad Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (4.5)$$

$$\text{2do caso} \quad Q = \frac{Q_0}{1 - \alpha t} \quad (4.6)$$

donde:

- Q : gasto del manantial en cualquier momento de tiempo independiente de su régimen m^3/seg ;
- Q_0 : gastos del manantial en el momento inicial de su disminución, m^3/s ;
- α : coeficiente de agotamiento de las reservas de aguas en el horizonte acuífero del que se alimenta el manantial;
- t : duración del período de disminución del gasto, días, s.

El coeficiente de agotamiento de las reservas del horizonte acuífero, según Zh. Businessko, se determina por las fórmulas siguientes:

$$\text{1er caso} \quad \alpha = \frac{\pi^2 K h}{4\mu L^2} \quad (4.7)$$

$$\text{2do caso} \quad \alpha = \frac{5,77 h L K}{4\mu L} \quad (4.8)$$

donde:

- K : coeficiente de filtración, m/s ;
- h : potencia del horizonte acuífero, m ;
- μ : coeficiente de entrega de las rocas;
- L : distancia desde el manantial hasta el parteagua de las aguas freáticas, m .

Las variaciones de los gastos de manantiales de distintos tipos puede determinarse por datos de observaciones sistemáticas, simultaneando las

CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS POR SU ORIGEN...

curvas de gastos obtenidas de varios años de observaciones, se construye el gráfico típico de oscilaciones del gasto. Por este gráfico se puede realizar el pronóstico de variaciones de gasto de los manantiales para los períodos de ausencia de alimentación del horizonte acuífero.

Además de los métodos expuestos, el pronóstico de régimen de gasto de los manantiales se puede ejecutar estableciendo la correlación existente entre el gasto de los manantiales y los procesos naturales que influyen en su régimen (lluvias, evaporación, cambio de niveles de las aguas freáticas, etc.).

Conjuntamente con los tipos de manantiales antes analizados, existen otras clasificaciones por magnitud de los gastos, por la temperatura de sus aguas (de N. A. Marinov, N. I. Tolstijin, I. K. Zaitsev, P. I. Zheltov) y por variación de sus gastos de A.M. Ovchinikov, las cuales se exponen en las Tablas 4.2, 4.3 y 4.4.

TABLA 4.2. Clasificación de los manantiales por su gasto

Tipo	Clase	Denominación según el gasto	Gasto L/s
I	1	Menor	<0,001
	2	Muy pequeño	0,001-0,01
	3	Pequeño	0,01-0,1
	4	No significativo	0,1-1,0
II	5	Significante	1,0-10,0
III	6	Muy significativa	10,0-100,0
	7	Grandes	100,0-1 000,0
	8	Muy grandes	1 000,0-10 000,0
	9	Sumamente grandes	10 000,0-100 000,0
	10	Mayor	> 100 000,0

TABLA 4.3. Clasificación de los manantiales por la temperatura de sus aguas

Clase	Denominación	Temperatura, °C
I	Sumamente fríos	0
II	Muy fríos	0-4
III	Fríos	4-20
IV	Tibios	20-37
V	Calientes	37-42
VI	Muy calientes	42-100
VII	Sumamente calientes	> 100

TABLA 4.4. Clasificación de los manantiales por la variación de sus gastos

Categoría	Denominación	Relación Qmín./Qmáx.
I	Muy permanentes	1
II	Permanentes	1-0,5
III	Variables	0,5-0,1
IV	Muy variables	0,1-0,033
V	Sumamente variables	0,033-0,01

4.8. Aguas minero-medicinales

Con las aguas minero-medicinales se relacionan las aguas que pueden tener utilización en la medicina y en la industria energética.

Las aguas medicinales son las aguas que contienen materias fisiológicas activas; las mismas pueden ser utilizadas en baños medicinales o como potables en dosis determinadas por médicos.

Las aguas medicinales se clasifican por varias características que presentan y las principales son: 1. Mineralización total, 2. Composición iónica, 3. Composición gaseosa, 4. Contenido de microelementos terapéuticos activos, 5. Radioactividad, 6. pH, 7. Temperatura.

• **Por su mineralización total con aguas medicinales** se relacionan las aguas con mineralización mayor de 2 g/L, las que se dividen en los siguientes grupos:

– *Aguas de poca mineralización* (2-5 g/L). Estas aguas ofrecen una acción al organismo que se diferencia poco de la que ejecutan las aguas dulces.

– *Aguas de mineralización media* (5-15 g/L). Estas aguas por su concentración osmótica se aproximan a la concentración ósmica del plasma en la sangre y se utilizan generalmente en tratamiento potables.

– *Aguas de alta mineralización* (15-35 g/L). Estas aguas se utilizan generalmente en baños medicinales, por su acción balneológica sobre la piel; solamente se utilizan en tratamientos potables las del tipo clórico-hidrocarbonatadas sódicas y las hidrocarbonatadas-sódicas.

– *Aguas rasoles* (35-150 g/L). El uso balneológico de estas aguas es en baños medicinales, ya que las mismas presentan una alta efectividad por su acción sobre la piel. Cuando la mineralización es superior de 150 g/L, las aguas medicinales se diluyen con aguas dulces hasta obtener una mineralización total no mayor de 150 g/L.

• **Por su composición iónica**, la clasificación más original es la propuesta por V. V. Ivanov y G. A. Nierzaev, de acuerdo con la cual las aguas minerales se dividen en clases y subclases (Tabla 4.5). Esta clasificación es muy práctica tanto para objetivos balneológicos como hidroquímicos, ya que representa la composición de aniones y cationes y la mineralización. Por su composición se puede definir el origen de las aguas (su formación) y por la mineralización la posible utilización con objetivos balneológicos como aguas potables medicinales o mediante baños medicinales.

• **Por el origen de los gases** de las aguas minerales, N. I. Tolstijin los clasifica en cuatro grupos con subgrupos (Tabla 4.6).

• **Por el contenido de microelementos terapéuticos activos** y su acción balneológica, V. V. Ivanov y G. A. Nierzaev clasifican las aguas minero-medicinales en cuatro grupos que se describen a continuación:

- *Elementos con alta acción farmacológica* Fe, Co, As, I, Br y B.
- *Elementos con influencia determinada en los cambios hormonales y de fermentación por procesos en el organismo* I, Fe, Cu, Mo, Zn, Co, Mn, Ni, Ba, Cl.
- *Elementos tóxicos para el hombre* As, Pb, Se, Hg, V, F.
- *Elementos existentes en los tejidos y líquidos del organismo humano, para los cuales aún no se ha determinado el papel biológico de los mismos* Ti, Zs, L2, C5, Ge.

Las aguas sulfuro-hidrogenadas son unas de las aguas de mayor desarrollo entre las aguas minero-medicinales; debido a ello las mismas tienen un mayor grado de estudio y se presentan en clasificaciones prácticas como la de L. Y. Yarovsky, la cual exponemos en la Tabla 4.7.

TABLA 4.5. Clasificación de las aguas minero-medicinales según Ivanov y Nierzaev

Clase	Subclases (por contenido de cationes)	Límites de la mineralización total de las aguas g/L
HCO ₃	Ca	2-5
	Ca-Mg	2-5
	Ca-Mg-Na	2-5
	Mg-Na	2-5
	Mg-Na	2-5; 5-15
HCO ₃ -SO ₄	Ca	2-5
	Ca-Mg	2-5
	Ca-Mg-Na	2-5
	Ca-Na	2-5
	Mg-Na	2-5
	Na	2-5
SO ₄	Ca	2-5
	Ca-Mg	2-5
	Ca-Mg-Na	2-5
	Ca-Na	2-5
	Mg-Na	2-5; 5-15; 15-35
	Na	2-5; 5-15; 15-35
	Fe-Re y otros	2-5; 15-100
SO ₄ -Cl	Na	2-5; 5-15; 15-35
	Na-Ca	2-5; 5-15; 15-35
	Na-Ca-Mg	2-5
	Fe-Al- y otros	2-15; 15-35
HCO ₃ -SO ₄ -Cl	Na	2-5; 5-15
	Na-Ca	2-5; 5-15
	Na-Ca-Mg	2-5; 5-15
HCO ₃ -Cl	Na	2-5; 5-15; 15-35
	Na-Ca	2-5; 5-15; 15-35
	Na-Ca-Mg	2-5; 5-15
Cl	Na	2-5; 5-15; 15-35
	Na-Ca	2-5; 5-15; 15-35
	Na-Ca-Mg	2-5; 5-15
Rasoles (CL)	Na	35-150; 150-300
	Na-Ca y Na-Mg	35-150; 150-400
	Na-Ca-Mg	35-150; 150-500
	Ca-Mg	35-150; 150-550
	Ca	35-150; 150-650

TABLA 4.6. Clasificación de las aguas minerales por su composición gaseosa según N. I. Tolstijin

Grupos	Subgrupos
Gases volcanogénicos, incluyendo los termometamórficos, predominantemente carbonos ácidos, raramente el nitrógeno y el metano. Aguas que se formaron bajo la influencia de procesos volcánicos actuales en distintas estructuras hidrogeológicas de zonas plegadas	Aguas ácidas sulfohidrogenadas carbono-ácidas de supercuencas volcanogénicas Termonitrogenado-carbono ácidos de supercuencas volcanogénicas. Aguas carbonoácidas-nitrogenadas frías y termales de zonas hidrogeológicas plegadas. Aguas carbonohidrogenadas de algunos intrusivos básicos
Gases predominantes de origen atmosférico con mezcla de gases biogénicos y profundos. Predomina el nitrógeno, raramente el metano	Termodulces-nitrogenadas originado por infiltración superficial con mezcla de aguas profundas (juveniles)
Termoagrietado-filoneano nitrogenados que se formaron en zonas de fallas tectónicas profundas en regiones hidrogeológicas plegadas	Termosaladas y salobres nitrogenados metánicos de origen marino y mezclado con aguas dulces de infiltración
Gases predominantes biogénicos. Aguas minerales artesianas, de infiltración de sedimentaciones mezcladas, formadas en cuencas artesianas a distintas profundidades	Aguas no sulfohidrogenadas nitrogenadas metánicas y mezcladas, frías y termales, salobres, saladas y rasoles
Gases exclusivamente de origen atmosférico, predomina el nitrógeno. Aguas freáticas minerales, de infiltración	Aguas sulfurohidrogenadas con características similares a la anterior Aguas dulces nitrogenadas radónicas Aguas nitrogenadas férricas y otras Aguas nitrogenadas sulfatadas, cálcicas, magnésicas y sódicas

TABLA 4.7. Clasificación de las aguas sulfuro-hidrogenadas (sulfídricas) según L. Y. Yarovsky

Tipo	Contenido de los componentes principales %-equiv.					
Clórico-sódicas	Cl	50	Na	50	SO ₄	25
	Ca	25	HCO ₃	25	Mg	25
Clórico-hidrocarbonatadas-sódicas	Cl	25	Na	50	HCO ₃	25
	Ca	25	SO ₄	25	Mg	25
Sulfatadas e hidrocarbonatado-sulfatadas-cálcicas	SO ₄	25	Ca	50	HCO ₃	25
	Mg	25	Cl	25	Na	25
Clórico-sulfatadas con variado contenido de cationes	SO ₄	25	Cl	25	HCO ₃	25

Clasificación de las aguas sulfuro-hidrogenadas (sulfídricas) según L. Y. Yarovsky

• **Por su radioactividad:** Las aguas subterráneas, en dependencia de las características hidrogeológicas, tectónicas, climáticas y profundidades de yacencia, pueden contener distintos elementos radioactivos. Una alta significación práctica presentan las aguas con altas concentraciones de elementos de la clase de urano, es decir, urano, radio, radón y productos de su desintegración. Las aguas radioactivas tienen una amplia aplicación en la balneología y como materia prima para obtener elementos radioactivos. En los últimos años se ha demostrado que el aumento de concentraciones de radón y helio en las aguas subterráneas representan síntomas anticipados de temblores de tierra o terremotos, por lo que se utilizan en la sismología para pronóstico de los mismos.

Las aguas radioactivas se relacionan en la balneología con las aguas que poseen concentración de radón superior a 14 mage (50 emanaciones).

A. N. Tokariov y E. N. Kutsel relacionan las aguas subterráneas con las radioactivas cuando las mismas presentan las siguientes concentraciones de elementos radioactivos:

Rn 36 eman; Ra 5,10 g/L ; U 3,10 g/L.

El contenido de urano en las aguas se mide en gramos por litro (g/L), el radón en Curie.

La unidad de Curie representa la cantidad de radón que se encuentra en equilibrio radioactivo con un gramo de radio.

Las unidades de medidas más utilizadas en la radiohidrología para la concentración del radón es la *emanación*, y en la balneología el «mage», donde 1 emanación es igual a 1,10 Curie en un litro de líquido o de gas. La unidad del mage es igual a 3,64 emanaciones o $3,64 \cdot 10$ Curie/L.

Dada las condiciones geólogo-tectónicas de Cuba y su ubicación geográfica relacionada con zonas de sismicidad relativamente altas, principalmente de las provincias orientales, existen condiciones para la formación de aguas radioactivas. En la Tabla 4.8 presentamos la clasificación de A. N. Tokariov, la cual por su amplio detallamiento facilita los medios de selección de las zonas con perspectivas de existencia de aguas radioactivas y nos permite determinar estas por su composición química.

• **Por su pH:** El pH de las aguas subterráneas minerales es uno de los factores principales que determina la acción fisiológica de las mismas en el organismo humano. Es conocido que las aguas ácidas proporcionan la coagulación de la materia albuminosa, y proporcionan una acción curtidora sobre la piel. Por el contrario, las aguas básicas proporcionan la inflamación de los coloides de la piel y también provocan la saponificación de las sales de la piel, lo que proporciona un mejor contacto del agua con la piel y aumento de su elasticidad.

Por su pH las aguas minerales se dividen en:

- fuertemente ácidas pH < 3,5.
- ácidas pH de 3,5 a 5,5.
- débilmente ácidas pH de 5,5 a 6,8.
- neutrales pH de 6,8 a 7,2.
- débilmente básicas pH de 7,2 a 8,5.
- básicas pH > 8,5.

• **Por su temperatura:** Las aguas subterráneas minerales yacen y circulan a distintas profundidades en la corteza terrestre, y por eso su temperatura varía en muy amplios límites desde °C y menos, hasta 200-300°C. Por los conocimientos actuales de las propiedades fisiológicas de las aguas minerales, sobre el organismo humano la temperatura no representa un factor que la diferencie de las aguas dulces normales. Por eso la temperatura del agua sin la existencia de otras propiedades específicas de las anteriormente relacionadas no puede servir como indicador para aguas minero-medicinales.

En la balneología la clasificación más utilizada de las aguas minerales por su temperatura es la clasificación de V. A. Alexandrov, de acuerdo con la cual las aguas se dividen en:

- Frías hasta 20°C.
- Tibias de 20 a 37°C.
- Calientes o termales de 37 a 42°C.
- Muy calientes > 42°C.

Desde el punto de vista industrial (y energético) por su temperatura las aguas de mayor utilización son las termales y las muy calientes. Estas aguas se encuentran más desarrolladas en la hidrósfera subterránea en regiones de vulcanismo actual o en territorios que presentaron acción volcánica en tiempos geológicos recientes, en territorios de tectónica actual y en zonas montañosas de plegamiento, conectadas con estructuras geológicas en movimientos.

TABLA 4.8. Clasificación de las aguas minerales radioactivas y condiciones de su formación según A. N. Tokariov

Grupo de aguas	Tipo de agua radioquímica	Tipo hidrogeológico del agua	Condiciones geológico-estructurales y litológicas	Formación ambiente hidrodinámico y geoquímico	Temperatura °C y contenido gaseoso	Composición química de las aguas
I. Aguas relacionadas con contenido normal de elementos radioactivos en las rocas	Radónicas con contraste pequeño	Aguas de fisuras de la corteza de intemperismo	Zona de agrietamiento de la corteza de intemperismo de las rocas magmáticas ácidas	Ambiente oxidante de zonas de intercambio hidrico intensivo	6	7 pH= 6,0 - 7,5 min. hasta 1 g/L tipo de agua HCO_3 Ca - Mg - Na
	Radónicas (algunas veces radónicas-uránicas) de pequeño contraste	Aguas de fisuras y fisuras-filoneas de zonas tectónicas y de quebrantamientos	Zonas de grietas tectónicas y de quebramiento de rocas ácidas magmáticas	Ambiente oxidante de zonas de circulación poco profundas (intercambio hidrico intensivo)	Hasta 20° O ₂	pH= 6,0 - 7,5 min. hasta 1 g/L tipo de agua $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$ Ca - Na Min. hasta cientos de g/L, tipo de agua $\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$ $\frac{\text{Cl}-\text{HCO}_3}{\text{Na}}$
		Aguas freáticas y superficiales sin desague	Rocas sedimentarias	Ambiente oxidante de zonas de circulación poco profundas (intercambio hidrico intensivo)		

TABLA 4.8 (continuación)

		Aguas freáticas, aguas de pozos y estratos	Rocas sedimentarias	Ambiente oxidante de zona de circulación poco profundas (intercambio hídrico intensivo)		pH - 7 min. alta (NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺)
	Aguas de la zona de oxidación de yacimientos de azufre y carbón	Varias	Ambiente de oxidación			pH - 7 min. hasta algunos g/L
	Radónicas	Aguas de estratos de yacimientos petrolíferos	Las condiciones geólogo-estructurales muy diversas Macizos de rocas sedimentarias	Ambiente de reducción en zona de intercambio hídrico dificultoso	CH ₄	Min. hasta 200 g/L, tipo de agua $\frac{Cl}{Na-Ca}$
		Aguas carbono-ácidas de zonas tectónicas	Zonas de grietas tectónicas y de quebramiento de rocas magmáticas ácidas	Ambiente de reducción en zonas de intercambio hídrico intensivo a veces dificultoso	Hasta 20 ° O ₂	pH = 6,2-7,4 min. hasta 5 g/L, tipo de agua $\frac{HCO_3 - SO_4}{Na - Ca}$
II. Aguas relacionadas con una normal dispersión de elementos radioactivos en las rocas	Uránicas y Radono-uránicas	Aguas de grietas y de estratos agrietados	En zonas de quebramientos y contactos de esquitos, carbón areniscas, turbas y rocas ferrígenas	Ambiente de oxidación en zonas de intercambio hídrico intensivo	Hasta 20 ° O ₂	Diversas por el grado de mineralización y composición química

TABLA 4.8 (continuación)

Grupo de aguas	Tipo de agua radioquímica	Tipo hidrogeológico del agua	Condiciones geólogo-estructurales y litológicas	Formación ambiente hidrodinámico y geoquímico	Temperatura °C y contenido gaseoso	Composición química de las aguas
1	2	3	4	5	6	7
II. Aguas relacionadas con una normal dispersión de elementos radioactivos en las rocas	Radónicas y radono-uránicas	Aguas freáticas de grietas y de grietas filoneanas	En zonas de dislocaciones tectónicas de quebramiento de rocas magmáticas y de contactos tectónicos	Ambiente de oxidación en zonas de intercambio hídrico intensivo	Hasta 20 ° O ₂	pH = 6,0-7,5 min. hasta 1 g/L, tipo de agua $\frac{HCO_3}{Ca - Mg}$
III. Aguas relacionadas con concentraciones secundarias de radio (colectores de emisión)	Radónicas a veces radono-radónicas	Aguas de pozos y grietas	Zona de dislocaciones tectónicas de quebramiento de rocas, contactos tectónicos Sedimentos arcillosos aluviales con contenido de hierro y manganeso	Ambiente de oxidación en zonas de circulación no profunda	O ₂ CO ₂ N ₂	pH = 6,0-7,5 Diversa mineralización y composición química

TABLA 4.8 (continuación)

IV. Aguas relacionadas con concentraciones de minerales radioactivos en las rocas	Radono-uránicas	Aguas de grietas y agrietado-flo- neano	Zonas de dislocaciones tectónicas y de quebramiento de las rocas	Ambiente oxidante en zonas de intercambio hidrico intensivo	Predominan hasta 20° O ₂	Diversos por el grado de mineralización y de composición química
	Radono-radiónicas		Mineral con urano en distintos tipos de roca por su composición	Ambiente de oxigenado en zonas de intercambio hidrico dificultoso	Hasta 90 °C N ₂ , CO ₂	
	Radono-urano-radiónicas	Aguas de grietas y agrietado-flo- neano, agrietados estratificados y poroso-estratificado	Predominan los pliegos de anticlinales y monoclinales. Minerales de uranio en distintos tipos de rocas por su composición	Ambiente oxidante de zona de intercambio hidrico dificultoso	Predominan hasta 20° O ₂	
	Radono-radiónicas			Hasta 50-100 °C H ₂ CH ₄		

Capítulo 5 INTRODUCCIÓN A LA DINÁMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

5.1. Leyes de filtración

Las leyes de filtración se estudian mediante la dinámica de las aguas subterráneas, ciencia que se ocupa del estudio del movimiento de las aguas a través de las rocas porosas, agrietadas y carsificadas, las cuales forman los horizontes acuíferos, complejos de estructuras hidrogeológicas (cuencas macizas, etc.).

La filtración en rocas porosas, agrietadas y carsificadas representa un proceso muy complejo, ya que el flujo subterráneo es muy heterogéneo, presentando un carácter discreto. Con el objetivo de simplificar su estudio, el flujo subterráneo se supone compacto; en relación con este cambio, la velocidad de filtración en un punto dado se considera como la velocidad media de un campo de velocidades correspondiente a un volumen elemental determinado, y la presión en este punto se considera como promedio para parte de este volumen ocupado por el agua. La relación entre la velocidad de filtración y la velocidad real del flujo se determina por la fórmula:

$$(5.1)$$

donde:

V_o : velocidad real del flujo, m/s (m/día);

V : velocidad de filtración, m/s (m/día);

n_a : porosidad activa.

La porosidad activa representa la relación existente entre la sección neta del flujo y el área de infiltración.

INTRODUCCIÓN A LA DINÁMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Un proceso de filtración sumamente complejo se representa en las rocas arcillosas debido a la alta dispersión de los minerales que forman las arcillas, a los procesos físico-químicos que se llevan a cabo en las arcillas y a la existencia de aguas peliculares en la frontera entre el líquido (agua) y las fases sólidas.

La carga hidrodinámica en un punto dado fue establecida por D. Bernulli y se determina por la fórmula:

$$Hd = Z + \frac{p}{\gamma} + \frac{V}{2g} \quad (5.2)$$

donde:

Hd : carga hidrodinámica; m;

Z : ordenada del punto en el que se calcula la carga, m;

p : presión en este punto, t/m²;

γ : densidad del líquido, kg/m, t/m²;

g : aceleración de la gravedad, m/s²;

V : velocidad de filtración, m/s.

Considerando que la velocidad del flujo en condiciones de filtración es relativamente pequeña (en relación con la expresión $\frac{V^2}{2g}$ que caracteriza el nivel de energía en un punto dado), la misma a menudo puede despreciarse, aunque en algunos casos las fuerzas de inercia se presentan de forma notable. Estas fuerzas comienzan a aparecer al aumentar la velocidad del flujo en rocas en las que la heterogeneidad de las dimensiones de los poros es relativamente grande. Si se desprecia la fuerza de inercia, entonces la carga hidrodinámica es sustituida por la carga hidrostática H , que caracteriza el nivel de energía potencial en el punto dado:

$$H = Z + \frac{p}{\gamma} \quad (5.3)$$

Ley de filtración lineal: La fuerza de gravedad es la principal fuerza del movimiento de filtración de los flujos naturales. El trabajo de estas fuer-

zas está dado por la pérdida de energía dirigida a la superación de las fuerzas de resistencia que dependen de las propiedades de las rocas y el agua.

En condiciones de flujo laminar el proceso de filtración está determinado por la Ley de Darcy, que caracteriza la dependencia lineal de la velocidad de filtración de la pérdida de carga a lo largo del flujo, representada por la expresión:

$$V = K \text{ grad. } H = -K \frac{dH}{dz} \quad V = -KI \quad (5.4)$$

donde:

V : velocidad de filtración, m/s, m/día;

K : coeficiente de proporcionalidad, que representa al coeficiente de filtración, m/s, m/día;

$\frac{dH}{dz}$: gradiente de la carga, adimensional, caracteriza la pérdida de carga de un metro del flujo de filtración;

Z : vía de filtración, m.

El signo menos (-) señala que la carga en dirección al movimiento disminuye.

Multiplicando la expresión KI por el área de filtración W , obtenemos la ecuación de Darcy para el caudal del flujo de filtración:

$$Q = K W I \quad (5.5)$$

De esta expresión J. Dupuit obtuvo la característica cinemática del flujo de filtración, representando a la velocidad de filtración por la relación del gasto del flujo Q con el de la sección transversal W , de donde:

$$V = \frac{Q}{W} \quad (5.6)$$

De la fórmula (5.4) tenemos que el coeficiente de filtración caracteriza las propiedades de las rocas y del líquido, y además coincide con la velocidad de filtración con gradiente de carga igual a la unidad. Conociendo el coeficiente de filtración es fácil determinar el coeficiente de permeabilidad, que caracteriza solamente a las propiedades de las rocas en la zona de filtración, de la siguiente forma (E. E. Kerkis):

$$K_p = 1,1574 \frac{K \mu_v}{\rho_g} \quad (5.7)$$

donde:

K_p : coeficiente de permeabilidad, m^2 (Darcy)

(Darcy = $1,02 \cdot 10^{-12} m^2$);

K : coeficiente de filtración, m/día;

ρ : densidad del líquido (agua), kg/m^3 ;

μ_v : viscosidad del líquido (agua), centipuz;

g : aceleración de la fuerza de gravedad = $980 cm/s^2$.

Para aguas dulces $K_p = 1,515 K$ (E. E. Kerkis).

De tal forma, la permeabilidad de las rocas se mide en metros cuadrados, y el coeficiente de permeabilidad depende no solo de las dimensiones de los poros, sino también de la estructura del espacio poroso.

Desviación de la ley de filtración lineal:

Experimentalmente se ha demostrado que con grandes velocidades de filtración se observa la desviación del régimen lineal de filtración, bajo la influencia de resistencias adicionales en el flujo.

En arenas gruesas, rocas agrietadas y carsificadas, sin relleno arcilloso o material arenoso de fracciones más pequeñas, la desviación del régimen laminar puede observarse con velocidades relativamente más pequeñas. La naturaleza de este fenómeno hasta la actualidad no está plenamente esclarecida.

Las investigaciones efectuadas por toda una serie de investigadores han demostrado que en la zona de desarrollo de los valores de velocidades críticas, el número de Reynolds es demasiado grande, y con la comparación de los datos experimentales obtenidos en distintos medios porosos y agrietados, no se obtuvieron los valores del número de Reynolds correspondiente para los mismos. Esta diferencia está dada por la naturaleza de los experimentos ejecutados y la del experimento de Reynolds. Debido a esto la dependencia existente en la actualidad para determinar la velocidad crítica de filtración (velocidad de filtración por encima de la cual se rompe la ley lineal) tiene un carácter condicional y puede servir solamente para evaluaciones aproximadas del régimen del flujo. Varios investigadores han establecido diferentes fórmulas para determinar la velocidad crítica:

$$V_c = \frac{\gamma n^{1.5}}{5,65 \sqrt{K_p}} \text{Rec} \quad (5.8) \text{ M. D. Millionshikov}$$

$$V_c = \frac{n^{2.3} \gamma}{10 \sqrt{K_p}} \text{Rec} \quad (5.9) \text{ V. N. Shelkachov}$$

$$V_c = \frac{n^{1.5} \gamma}{\sqrt{K_p}} \text{Rec} \quad (5.10) \text{ F. I. Kotiaxov}$$

donde:

V_c : velocidad crítica de filtración, cm/s , $m/día$;

γ : viscosidad cinemática del líquido (agua), m^2/s ;

n : porosidad activa;

K_p : coeficiente de permeabilidad, cm, m^2 ;

Rec : número crítico de Reynolds.

Basándose en situaciones empíricas, F. Forchheimer, M. Masket, G. F. Trebin y otros proponen una dependencia bidimensional para el gradiente hidráulico, es decir:

$$I = Av + Bv^2 \quad (5.11)$$

donde:

A y B : son coeficientes de medidas, determinadas de forma experimental, m/s .

E. M. Minsky fundamentó teóricamente la dependencia bidimensional por la expresión:

$$\frac{-\partial H}{\partial x} = \mu_v \frac{V}{Kp} + \frac{\gamma V^2}{l} + \gamma \frac{\partial v}{\partial \tau} \quad (5.12)$$

$\mu_v \frac{V}{Kp}$: caracteriza la pérdida de carga por la ley lineal;

$\frac{\gamma V^2}{l}$: representa las pérdidas del carácter de inercia, provocadas por los cambios de sección de los poros, en una longitud determinada, l .

Con otros trabajos de E. M. Minsky se ha demostrado que la ley bidimensional de resistencia es la más fundamentada y se cumple para todos los números de Reynolds.

En condiciones de un movimiento estacionario la ecuación universal de resistencia de acuerdo con la ecuación (5.10) se representa de la siguiente forma:

$$\frac{-\partial H}{\partial x} \cdot \frac{l}{\gamma V^2} = \frac{1}{R'ec} + 1 \quad (5.13)$$

donde:

$R'ec = \gamma \frac{VKp}{\mu_v l}$: número universal de Reynolds.

$\frac{1}{R'ec} + 1 = \xi$: coeficiente universal de resistencia. Según E. M. Minsky la ley de resistencia se puede considerar lineal si $R'ec \ll 1$ y cuadrática si $R'ec \gg 1$. D. Pérez Franco, basado en la ley de Darcy (expresión (5.4)) propone la expresión (5.14) para flujos no lineales.

$$V = K I^n \quad (5.14)$$

donde:

V : velocidad aparente de circulación, m/día;

K : conductividad hidráulica (representa el coeficiente de filtración darciano), m/día;

I : gradiente hidráulico;

n : coeficiente del flujo que determina el régimen del flujo subterráneo turbulento ($1 > n \geq 0,5$)

Para $n \geq 0,5$ el régimen del flujo será turbulento.

Analizando el régimen del flujo subterráneo por el gradiente hidráulico Pérez Franco propone la ecuación:

$$I_c = \frac{0,04\gamma^2}{gK^{2/3}} \quad (5.15)$$

donde:

I_c : es el gradiente crítico en el límite del rango del flujo lineal;

γ : viscosidad cinemática;

g : aceleración de la gravedad;

K : conductividad hidráulica.

Analizando los resultados de distintos investigadores y por experimentos propios, el investigador Kovacs fija los límites entre los rangos del flujo, asignando a cada uno un valor del número de Reynolds de tubos equivalentes (Re) expuestos en la Tabla (5.1).

La experiencia obtenida en el estudio de la filtración en distintas condiciones litológicas (rocas arenosas, agrietadas y carsificadas), demuestra que la disminución de la ley lineal de filtración, generalmente, presenta carácter local, es decir, aparece fundamentalmente alrededor de las tomas de aguas subterráneas; específicamente es característico para flujos radiales, en los cuales la velocidad de filtración rápidamente disminuye a medida que aumenta la distancia del centro de la toma de agua. Esta distancia será mayor mientras menor sea la potencia acuífera.

Para las rocas de alta permeabilidad donde funcionan obras de toma, D. Pérez Franco propone la expresión (5.16) para determinar el régimen de flujo existente en zonas próximas a la toma.

$$n = \frac{\log Q_2 - \log Q_1}{\lg S_2 - \lg S_1} \quad (5.16)$$

donde:

n : coeficiente que determina el régimen del flujo (laminar y transicional $n < 0,5$; turbulento $n \geq 0,5$)

Q_2 y Q_1 : gastos estabilizados de la toma con descensos estabilizados S_2 y S_1 respectivamente.

TABLA 5.1. Clasificación del régimen de filtración según Kovacs

No. de zona	Valores de Re	Denominación de la zona
I	No definido	Zona de microflujo
II	$Re < 10$	Zona de flujo lineal (laminar)
III	$10 < Re < 100$	1ra zona de transición
IV	$100 < Re < 1\ 000$	2da zona de transición
V	$Re > 1\ 000$	Zona de turbulencia

A continuación exponemos valores obtenidos por experimentos de campo y laboratorio de las velocidades crítica (V), gradientes críticos (I) de distintos sedimentos, así como los valores para inicio de condiciones de turbulencia de velocidad y gradiente en esos mismos sedimentos para permeabilidades típicas de las rocas con porosidad activa de $n = 0,35$ y en error de cálculo $\leq 0,1$, considerando que los sedimentos o rocas de grandes permeabilidades son los más factibles de desviación del régimen lineal de filtración.

TABLA 5.2. Clasificación del régimen de filtración según Kovacs

Parámetros	Arena de grano mediano	Arena de granos gruesos	Gravas
K m/día	26-35	86	173-432
V m/día	130-173	259	432-605
V_{cr} m/día	51 800	26 900	15 120
I-	0,015	0,03	0,017
I_{cr} -	0,75	0,3	0,065

Estos datos evidencian que las violaciones de la ley lineal de la filtración pueden tener lugar solamente en rocas de muy altas permeabilidades, en zonas de cambios bruscos del gradiente del flujo de filtración, es decir, en condiciones hidrogeológicas que muy raramente se encuentran en acuíferos con regímenes no alterados e incluso en régimen alterado en condiciones muy específicas, por lo que la aplicación de las leyes de régimen lineal alterado o de turbulencia, en la práctica surgen en muy raras ocasiones, y en cada caso en específico exigen de una fundamentación especial.

Por trabajos de los investigadores S. V. Troyansky, N. K. Guirinsky, V. N. Shelkachov, G. M. Lomize y otros, ha sido demostrado que el paso de régimen laminar a turbulento en condiciones de rocas fuertemente agrietadas y carsificadas puede ocurrir en áreas próximas a la superficie periférica de los tomas de captación de las aguas subterráneas, en distancias que oscilan entre 1 y 5 m, lo que representa una distancia insignificante en relación con las dimensiones del radio de influencia. Según investigaciones de N. K. Guirinsky, en rocas con coeficientes de filtración de unos 50 m/día, durante el bombeo no aparece desviación alguna de la ley de filtración lineal. En rocas con coeficientes de filtración hasta 125 m/día, la desviación del régimen lineal de filtración es tan pequeña que puede despreciarse. En rocas con coeficientes de filtración de 1000 o más m/día y potencias acuíferas relativamente pequeñas, la zona de desviación del régimen de filtración lineal durante el bombeo de las aguas subterráneas puede alcanzar magnitudes considerables, no obstante, sus dimensiones serán pequeñas en relación con las dimensiones de la zona de filtración. Todo lo expuesto nos da las bases necesarias para considerar que prácticamente en la totalidad de los casos se pueden considerar las siguientes condiciones:

- el agua es incompresible
- las fuerzas de inercia son sumamente pequeñas
- el movimiento del agua subterránea es permanente.

Teniendo en cuenta todo lo antes expuesto podemos considerar que el régimen del flujo natural predominante en los horizontes acuíferos y en cuencas subterráneas en general, es el régimen del flujo lineal (laminar), el cual sólo presenta desviaciones de carácter local al romperse el régimen natural mediante la construcción y puesta en funcionamiento de obras de tomas en rocas de alta permeabilidad con gastos grandes, los cuales no puedan ser mantenidos con régimen del flujo motivado por una relativa pequeña potencia acuífera con características de alta permeabilidad (Figura 5.1).

Como puede verse de la Figura 5.1 por leyes hidrodinámicas confirmadas, el radio de influencia (R) de una toma de agua en cualquier tipo de roca presenta su mayor desarrollo en dirección coincidente con el movimiento del flujo subterráneo, presentándose en esta dirección los menores gradientes del nivel del agua, por lo tanto, el desarrollo de las zonas de filtración no lineal (no laminar) se presentan en mayores dimensiones en dirección contraria a la dirección del flujo subterráneo.

5.2. Tipificación hidrogeológica de los flujos de aguas subterráneas y condiciones de límites

Esquematzación de las condiciones hidrogeológicas

Los flujos de las aguas subterráneas naturales y alterados se caracterizan por una gran variedad y complejidad. El estudio de los mismos solo se puede ejecutar mediante la esquematización de las condiciones hidrogeológicas, la cual representa la simplificación de los procesos reales. Con ello se considera la heterogeneidad de las propiedades de filtración de las rocas en planta y perfil, las condiciones de límites, sobre las condiciones de alimentación del acuífero.

El principio fundamental de esquematización del flujo de las aguas subterráneas se resume en la depreciación de los factores que influyen poco en el gasto del flujo y en los cambios de cargas en condiciones naturales existentes.

Por su carácter y complejidad los flujos se dividen en lineal (unidimensional), planos (bidimensional) en planta o en perfil y espaciales (tridimensionales).

Lineales: Son los flujos que cambian en una sola dirección. Con ellos se pueden relacionar los flujos con presión en un estrato homogéneo, limitado por contornos de alimentación y descargas paralelas. Con este tipo de flujo puede relacionarse también un fragmento homogéneo de flujo con presión, limitado por rocas de distinta permeabilidad.

Planos: Son los flujos que cambian en un área plana. En todas las secciones paralelas en esta área el flujo mantiene sus parámetros.

En los cálculos hidrogeológicos relacionados con los flujos planos, las condiciones hidrogeológicas reales se resumen en esquemas para los cuales existen soluciones teóricas. Los principales esquemas son:

1. Estrato ilimitado en planta, que representa un área considerable y no recibe alimentación ni desde arriba ni desde abajo.
2. Estrato semilimitado en planta es el que de una parte limita con zonas de descarga y de otra con la zona de alimentación.
3. Estrato en banda, desarrollado entre la zona de alimentación y descarga, con cargas constantes en las mismas.

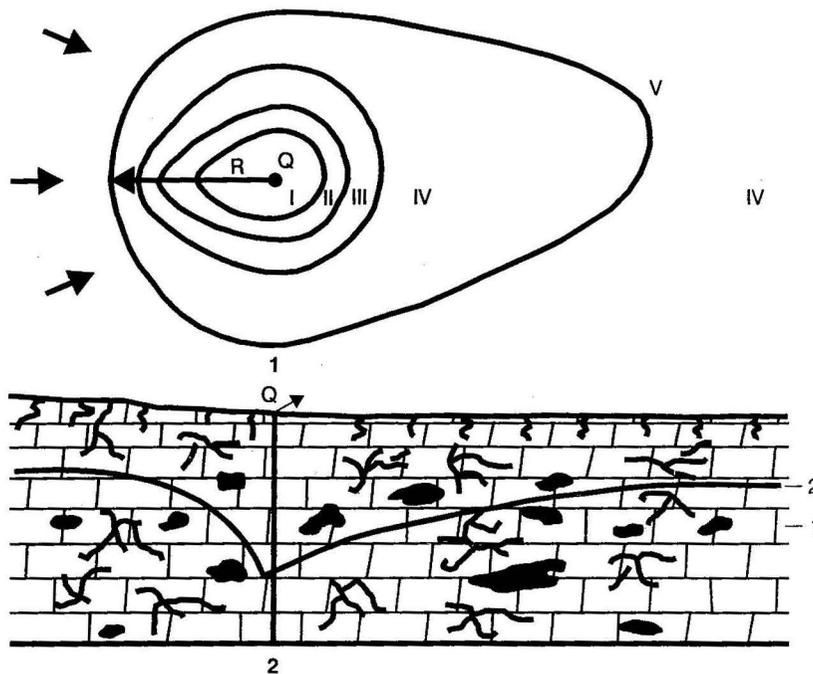


FIGURA 5.1. Desarrollo de las zonas con distinto régimen de filtración por alteración del régimen natural del flujo subterráneo. 1. Planta, 2. Perfil; O. Obra de toma de las aguas subterráneas con gasto Q ; R. Radio de influencia de la obra de toma; I. Zona de régimen turbulento; II, III. Zona de régimen transicional; IV. Zona de régimen lineal (laminar); V. Límite del radio de influencia (cono, depresivo); \rightarrow Dirección del flujo subterráneo; -1. Calizas agrietadas de alta permeabilidad; 2. Nivel de las aguas subterráneas en el proceso de bombeo.

4. Estrato semilimitado relacionado con ríos; limita y se encuentra hidráulicamente relacionado con un río, en el cual durante la explotación o drenaje de las aguas subterráneas no varía su presión en tiempo.
5. Estrato en banda desarrollado entre las zonas de alimentación y descarga en el que durante la explotación o drenaje de las aguas subterráneas, disminuyen las cargas paralelo al desarrollo de la influencia de la explotación de las aguas subterráneas.
6. Estrato en banda desarrollado entre una zona de alimentación con cargas constantes y un contorno de rocas impermeables, en el cual las cargas disminuyen durante la explotación o drenaje de las aguas subterráneas.
7. Estrato en banda desarrollado entre dos contornos impermeables y no presenta alimentación ni desde arriba ni desde abajo.
8. Estrato circular, que presenta un área limitada de desarrollo rodeado por contornos de alimentación (aguas superficiales o zonas acuíferas muy permeables en relación con la permeabilidad del estrato circular).
9. Estrato circular, que representa un área de desarrollo limitada y no recibe alimentación ni desde arriba ni desde abajo, rodeado por contornos de rocas impermeables.

Relacionándolos con una terminología radical, como planos se pueden denominar solamente los flujos planos con presión, pero a menudo con estos se relacionan también los flujos freáticos, cuando la desviación de la línea de flujo en perfil es pequeña o la misma se desarrolla en áreas pequeñas, de tal forma la mayoría de los flujos freáticos son espaciales (tridimensionales).

Con los flujos espaciales se relacionan la mayoría de los flujos de aguas subterráneas (tanto naturales como artificiales) que cambian en todas las direcciones. Generalmente los flujos espaciales se esquematizan y se reducen a planos o a lineales o a la combinación de estos.

Condiciones iniciales o de límites

La tarea de definir las condiciones de inicio y de límites se ejecuta mediante la idealización y esquematización de las condiciones hidrogeológicas, debido a que en la naturaleza las condiciones de los estratos acuíferos son muy complejas. El análisis de la simplificación depende no sólo de las condiciones naturales, sino también del carácter de la tarea a resolver.

La mayor importancia la presenta la esquematización de las condiciones de límites en los contornos de alimentación, ya que el aumento o disminución de la alimentación del flujo subterráneo se refleja directamente en el esquema de distribución de las cargas (presiones), y relacionado con esto en el abatimiento del nivel del agua en las tomas de agua. Por ello la esquematización de las condiciones hidrogeológicas en los límites de alimentación de los horizontes acuíferos deberá ser ejecutada lo más aproximadamente posible a las condiciones reales. De tal forma las condiciones hidrogeológicas naturales las podemos diferenciar por esquemas que correspondan a la siguiente clasificación:

1. **Condiciones límites de primer grado:** Responden a las leyes de cambio de cargas en los límites en función del tiempo:

$$h|_{y=y_0} = f(t) \quad \text{o} \quad S|_{y=y_0} = f(t) \quad (5.17)$$

A menudo estas condiciones se relacionan con límites con cargas constantes.

$$h|_{y=y_0} = \text{const.} \quad (5.18)$$

Las condiciones de la expresión (5.18) se mantienen en los límites de la alimentación del flujo.

Las cargas pueden ser características también para límites de flujos donde existen altas permeabilidades.

2. **Condiciones límites de segundo grado:** Responden a leyes de cambios del gasto del flujo en función del tiempo.

$$Q|_{y=y_0} = f(t) \quad (5.19)$$

donde:

Q : gasto del flujo, m³/día

Como ejemplo de estas condiciones puede citarse además la superficie de las aguas freáticas con una infiltración homogénea y constante de las

precipitaciones atmosféricas. En este caso en el límite del flujo con el lecho impermeable el gradiente de carga es igual a cero.

$$\left. \frac{\partial h}{\partial y} \right|_{y=y_0} = 0 \quad (5.20)$$

3. Condiciones límites de tercer grado: Representa una dependencia lineal la carga y la derivada de la misma en dirección normal al límite. Como ilustración del caso más simple esta condición puede ser representada de la siguiente forma:

$$\left. \frac{\partial h}{\partial z} \right|_{z=m_0} = \frac{h_0 - h}{m_0} \quad (5.21)$$

donde:

m_0 : potencia de un estrato relativamente poco permeable, que separa al estrato más permeable del lecho de un río, m;

h y h_0 : cargas en el techo y lecho del estrato aislante;

z : ordenada del lecho del estrato aislante, m.

4. Condiciones límites de cuarto grado: Son características para los flujos en límites de estratos de diferente permeabilidad. En dichos límites se conserva la igualdad de cargas en cualquiera de ellos para ambos estratos y la igualdad de las velocidades normales de filtración en este límite para los dos estratos. Estas condiciones se representan por la expresión siguiente:

$$h_1|_{y=y_0} = h_2 \quad (5.22)$$

$$K_1 \left. \frac{\partial h_1}{\partial y} \right|_{y=y_0} = K_2 \left. \frac{\partial h_2}{\partial y} \right|_{y=y_0} \quad (5.23)$$

donde:

K_1 y K_2 : coeficiente de filtración de las rocas de uno y otro estrato, m/día;

h_1 y h_2 : cargas en los estratos correspondientes, m.

Las líneas del flujo que pasan formando un ángulo por los límites entre ambos estratos presentan refracción, a la misma vez que la tangente del ángulo formado por las tangentes a la línea de flujo en el punto de intersección de estas con el límite entre ambos estratos, será inversamente proporcional al coeficiente de filtración de los estratos.

Las condiciones límites en la superficie libre del flujo, en movimientos estacionarios, cuando no existe infiltración y la influencia de la zona capilar se puede despreciar, se puede considerar que la trayectoria de las partículas del agua en la superficie libre del flujo son líneas del flujo, y que la presión en esta superficie es igual a la atmosférica, es decir, constante.

Si se considera el principio de las coordenadas en el nivel estático, tendremos en la superficie libre que:

$$S = Z \quad (5.24)$$

donde:

Z : ordenada de cualquier punto en la superficie libre; m;

S : descenso del nivel en un punto dado, m.

Las condiciones límites entre líquidos de distintas densidades lo representa, por ejemplo, el límite entre las aguas dulces y saladas. En tales límites se crea una variación de cargas que se pueden representar de la siguiente forma:

$$H_s - H_d = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} Z \quad (5.25)$$

donde:

H_s y H_d : cargas en el límite de aguas saladas y dulces, m;

γ_s y γ_d : densidad de las aguas saladas y dulces, kg/m³;

Z : coordenada del punto en el límite entre las aguas dulces y saladas.

Las condiciones de inicio caracterizan la distribución de las cargas o de las velocidades de filtración en un flujo estacionario en un momento dado antes del inicio de su perturbación. Por ejemplo, para un flujo plano la condición de inicio puede representarse como:

$$H(x, y)|_{t=0} = H_0(x, y) \quad (5.26)$$

donde:

$H_0(x, y)$: es la función de las cargas en un flujo estacionario en un momento antes del inicio de su perturbación ($t = 0$).

Si se considera la función del descenso de la carga relacionado con su situación en tiempo $t = 0$, entonces las condiciones de inicio estarán dadas por la expresión:

$$S(x, y)|_{t=0} = 0 \quad (5.27)$$

5.3. Principales ecuaciones diferenciales de filtración

Las ecuaciones diferenciales de la filtración están fundamentadas en la consideración del balance del agua (líquido) de masa o contenido de sales en un volumen elemental.

En los flujos no estacionarios con cargas, en condición de explotación de las aguas, la disminución de las cargas en los espacios ocupados por el agua (poros, grietas, etc.), conlleva a la dilatación del agua y a la vez a la consolidación de las rocas. Como el esqueleto de las rocas se considera incompresible su consolidación, se ejecuta principalmente por la disminución de la porosidad, agrietamiento, etc. El efecto resumen de la dilatación del agua y disminución de las cavidades de las rocas fue definido por primera vez por V. N. Shelkashov, como fuente de alimentación de las aguas subterráneas en condiciones dadas. Esta alimentación presenta un carácter volumétrico y es proporcional al cambio de carga en un punto dado. El movimiento del agua está subordinado a la ley de filtración lineal.

Caracterizando las condiciones señaladas, la ecuación diferencial de la filtración espacial (tridimensional) en un estrato homogéneo presenta la forma siguiente:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = \frac{1}{a} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.28)$$

donde:

$H = H(x, y, z)$: función de la carga para el flujo analizado, m;

t : tiempo, días;

a : coeficiente de piezoconductividad, m²/día.

El coeficiente de piezoconductividad representa la velocidad característica de las variaciones de carga en el estrato, y es proporcional al coeficiente de filtración e inversamente proporcional al coeficiente de capacidad elástica de las rocas acuíferas. Por eso, mientras mayor sea el coeficiente de filtración, es decir, mientras menor sea la resistencia interna de las rocas, más rápido ocurren los cambios de cargas; y al contrario, mientras mayor sea la capacidad elástica de las rocas menor será la disminución de las variaciones de carga, según lo demostró B. N. Shelkashov.

$$a = \frac{K}{\beta} \quad (5.29)$$

donde:

a : coeficiente de piezoconductividad, m²/día;

β : coeficiente de capacidad elástica de las rocas, L/m.

Para las aguas freáticas se puede utilizar la ecuación (5.28), considerando las condiciones límites en la superficie libre del agua en traslado en función del tiempo, para la cual no existe resolución.

Para una infiltración elástica plana (bidimensional) en un estrato homogéneo comprendido en la ecuación (5.28) la relación $\frac{\partial^2 H}{\partial z^2}$ es igual a cero, y para estas condiciones la ecuación diferencial será:

$$\frac{\partial H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \frac{1}{a} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.30)$$

Para estas condiciones F. M. Bochevier, por analogía con las aguas freáticas, introdujo el término de entrega de agua elástica del estrato, μ^* , siendo la misma una magnitud adimensional. De tal forma el coeficiente de conductividad elástica se expresa en la siguiente forma:

$$a = \frac{KM}{\mu^*} \quad (5.31)$$

donde:

M : potencia del estrato acuífero, m.

Para los flujos con cargas de ejes simétricos tendremos:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial H}{\partial r} = \frac{1}{a} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.32)$$

En las condiciones sin presión (aguas freáticas) la ecuación se transforma en no lineal, ya que en lugar de la carga H en ella se incluye h^2 , es decir, el cuadrado de la potencia variable del estrato acuífero, en condiciones que su lecho sea horizontal. La resolución de esta ecuación para las condiciones sin presión se ejecuta por la linealización. La linealización puede ejecutarse por dos vías:

- a) Introduciendo la función $\frac{h^2}{2}$ (Método de Verigin - Bagrov).
- b) Introduciendo en los cálculos la potencia media del estrato acuífero h_m por el período de tiempo analizado:

$$h_m = h - \frac{S}{2} \quad (\text{Método de N. N. Bindeman})$$

Considerando que la entrega de agua elástica es algunas veces menor que la entrega de agua natural de las rocas, incluyendo las rocas agrietadas, en condiciones sin presión puede desprejarse la entrega de agua elástica. El cálculo del coeficiente de conductividad de nivel se ejecuta por la fórmula (5.30), en la cual la magnitud M se cambia por h_m y μ^* por μ , que es el coeficiente de entrega de agua gravitacional de las rocas.

Para los flujos lineales la ecuación (5.28) se transforma en una forma más simple:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = \frac{1}{a} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.33)$$

En condiciones de movimiento estacionario $\frac{\partial H}{\partial t} = 0$, es decir, en las ecuaciones antes relacionadas la parte derecha se iguala a cero y su resolución se simplifica.

En espesores de rocas estratificadas el análisis hidromecánico de los procesos de filtración puede ser ejecutado mediante la resolución de sistema de ecuaciones. Con ella se relacionan:

- a) Ecuaciones diferenciales confeccionadas para cada estrato independientemente.

- b) Ecuaciones que respondan a condiciones límites de cuarto grado para los contactos entre los estratos de distinta permeabilidad.

- c) Ecuaciones que respondan a otras condiciones límites del espesor acuífero.

- d) Ecuaciones para las condiciones de inicio.

De tal forma, el número de ecuaciones será igual al número de incógnitas, y la resolución de las mismas es posible.

En la actualidad las ecuaciones diferenciales de la filtración para sistemas estratificados, notablemente se simplifican gracias a las proposiciones de Guirinsky Miatiev, las cuales consideran que en un espesor estratificado horizontalmente en los estratos relativamente permeables, el flujo es horizontal y en los estratos poco permeables es vertical.

Para estas ecuaciones F. M. Bochevier, considerando la desprejación de la entrega de agua elástica del estrato delimitante, presenta las siguientes expresiones:

$$a_1 \left(\frac{\partial S_1}{\partial x^2} + \frac{\partial S_1}{\partial y^2} \right) - b_1 (S_1 - S_2) = \frac{\partial S_1}{\partial t} \quad (5.34)$$

$$a_2 \left(\frac{\partial S_2}{\partial x^2} + \frac{\partial S_2}{\partial y^2} \right) - b_2 (S_2 - S_1) = \frac{\partial S_2}{\partial t} \quad (5.35)$$

donde:

- a_1 y a_2 : coeficientes de piezo-conductividad de los estratos superiores e inferiores respectivamente, $m^2/día$;

$$b_1 = \frac{K_0}{m_0 \mu_1^*} \quad \text{y} \quad b_2 = \frac{K_0}{m_0 \mu_2^*}$$

- K_0 : coeficiente de filtración del estrato intermedio (poco permeable), $m/día$;

- μ_1^* y μ_2^* : coeficientes de entrega de agua elástica de los estratos superiores e inferiores respectivamente;

- S_1 y S_2 : disminuciones de las cargas en los estratos superiores e inferiores respectivamente, m .

Por las investigaciones sobre una «porosidad doble» en toda una serie de rocas agrietadas, G. I. Brenblat y Y. P. Zheltov proponen un sistema a caracterizar, compuesto por los medios porosos (I, II) con distintas permeabilidades y capacidades. En condiciones de movimiento no estacionario ocurrirá el desbordamiento desde un medio (el de alta capacidad y poca permeabilidad) hacia el otro medio (con alta permeabilidad y poca capacidad).

Este sistema de dos ecuaciones tiene la siguiente forma:

$$\left. \begin{aligned} \frac{K_1}{\mu_{v_1}} \Delta H_1 &= (\beta_1 + n_1 \beta_l) \frac{\partial H_1}{\partial t} - \alpha (H_2 - H_1) \\ \frac{K_2}{\mu_{v_2}} \Delta H_2 &= (\beta_2 + n_2 \beta_l) \frac{\partial H_2}{\partial t} + \alpha (H_2 - H_1) \end{aligned} \right\} \quad (5.36)$$

donde:

H_1 y H_2 : carga en los medios porosos I y II, m;

K_1 y K_2 : permeabilidad de los medios I y II, m;

n_1 y n_2 : porosidad en los medios;

μ_{v_1} y μ_{v_2} : viscosidad del agua-centipuz;

β_l , β_1 y β_2 : compresibilidad de las rocas en los medios I, II y líquido (agua);

Δ : símbolo de Laplace;

α : coeficiente adimensional entre distintos medios porosos.

$$\alpha = K_2 \delta^2 = \frac{K_2}{l^2} \quad (5.37)$$

donde:

δ : superficie específica de las grietas, m;

l : dimensión media de un bloque dado, m.

En condiciones de cambios de cargas de forma paulatina, la intensidad del escurrimiento se puede considerar independiente al tiempo, es decir, el

proceso toma un carácter cuasi-estacionario. De tal forma la representación de la intensidad del desbordamiento será:

$$q = \frac{\gamma \alpha}{\mu_v} (H_2 - H_1) \quad (5.38)$$

donde:

γ : densidad del agua.

En los casos en que la permeabilidad de las rocas, debido a su agrietamiento o porosidad de un bloque, es considerablemente mayor al otro bloque ($k_1 \gg k_2$), y la porosidad es en uno de los bloques muy pequeña en comparación con el otro bloque ($n_1 \ll n_2$), entonces en el sistema de ecuaciones (5.36), se puede considerar $n_1 \approx 0$ y $K_2 \approx 0$, de tal forma:

$$\frac{\partial H_1}{\partial t} - n \frac{\partial (\Delta H_1)}{\partial t} = \alpha \Delta H_1 \quad (5.39)$$

$$y \quad a = \frac{K_1}{\mu_v (\beta_2 + n_2 \beta_l)} ; n = \frac{K_1}{\alpha_1} = \frac{K_1}{K_2} l^2 \quad (5.40)$$

Cuando $n \rightarrow 0$, el efecto de la doble porosidad no es sensible y la filtración toma el mismo carácter que en un medio poroso único. Por evaluaciones hechas por O.K. Langué, oscila entre 10^{-4} y 10^{-6} m.

El tiempo de retraso en el cual ocurrirá el desbordamiento de un medio poroso hacia otro estará dada por la expresión:

$$\tau = \frac{n}{a} \quad (5.41)$$

después del vencimiento de este tiempo, los cálculos pueden ejecutarse por las ecuaciones normales para medios porosos.

Capítulo 6

DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS

Los parámetros hidrogeológicos forman base para los cálculos hidrodinámicos, relacionados con el movimiento de las aguas subterráneas en los horizontes acuíferos, en la investigación y explotación de los yacimientos de aguas dulces, medicinales, industriales, termales, etc.

Con los parámetros hidrogeológicos se relacionan: el coeficiente de filtración (K), entrega de agua gravitacional μ y elástica μ^* , piezoconductividad (a), conductividad nivel (a_p), transmisividad (T) de horizonte artesiano ($T=KM$) y freático ($T=KH$).

El número de experimentos o pruebas necesarias para la obtención fundamentada de los valores medios de los parámetros de filtración depende de toda una serie de factores, siendo los principales de ellos el grado de complejidad de la estructura geológica y las condiciones hidrogeológicas, grado de homogeneidad de las propiedades de filtración de las rocas de los horizontes y complejos de estudio, y también el objetivo de los trabajos, es decir, tipo y escala de los objetivos por los cuales se proyectan las investigaciones.

Gran significado tiene también la transmisividad de los horizontes y complejos de estudio o zonas, ya que la exactitud exigida para la determinación de los parámetros está relacionada directamente con este factor y características del mismo.

Los principios establecidos para definir los volúmenes necesarios de los trabajos hidrogeológicos experimentales son muy complejos, y actualmente están elaborados de forma insuficiente. En la práctica hidrogeológica el volumen de experimentos que se realizan resultan insatisfactorios por la fundamentación de los mismos y en casos de condiciones hidrogeológicas complejas son pobres debido a la falta de financiamiento para la ejecución

de todo el complejo de trabajos necesarios, y en ocasiones la falta de los recursos técnico-materiales.

En la Tabla 6.2 se dan volúmenes de perforación y pruebas experimentales que deben ser ejecutados en dependencia de la categoría del estudio y complejidad hidrogeológica. Dichos volúmenes son tomados como volúmenes medios, aproximadamente por los resultados obtenidos en toda una serie de investigaciones realizadas.

Las condiciones hidrogeológicas como norma se clasifican en simples, complejas y muy complejas.

Condiciones hidrogeológicas simples: Los horizontes de estudio están representados por rocas porosas o con agrietamiento homogéneo. No existen dislocaciones tectónicas. Por el grado de variaciones de la transmisividad, estos horizontes se relacionan con el grupo de «constantes» (homogéneas) y poco variables; la forma de yacencia es suave.

Condiciones hidrogeológicas complejas: Los horizontes y complejos de estudios están representados por rocas variadas según su génesis, que yacen suavemente y dislocadas por zonas tectónicas y fallas con transmisividad media. El grado de variaciones no supera el grupo de heterogeneidades, pero en cantidades subordinadas se encuentran rocas y estratos muy heterogéneos (preferiblemente agrietados o con poco carso). La permeabilidad de las rocas predominantes es media, y en pequeños tramos puede ser alta. Estas condiciones pueden ser también debido al desarrollo de rocas de distintos orígenes, edades y composición, entre ellas magmáticas; dichas condiciones pueden encontrarse en zonas premontañas y en áreas de sistemas plegados.

Condiciones muy complejas: Los horizontes, complejos y zonas de estudio están representados por distintos tipos de rocas, entre ellas rocas muy carsificadas y agrietadas que presentan una alta y muy alta permeabilidad, desarrollada de forma heterogénea. Las rocas pueden estar fuertemente dislocadas y cortadas por fallas con alta transmisividad. Por el grado de variación de las condiciones de filtración estas rocas se relacionan con las extremadamente heterogéneas. Los tramos con muy alta permeabilidad están relacionados con dislocaciones tectónicas, contactos y zonas de valles profundos de los ríos y también con zonas agrietadas y carsificadas.

Las condiciones hidrogeológicas son muy características para complejos de rocas variadas por su origen y composición, fuertemente dislocadas, representadas desde el punto de vista hidrogeológico como una unidad única; también para las representadas por espesores de sedimentos contrarios, que contienen estratos y lentes de material grueso con alta y muy alta permeabilidad.

TABLA 6.1. Clasificación de las rocas por la variabilidad del coeficiente de permeabilidad (de filtración)

Grupo	Características de las rocas por el grado de variación	Coefficiente de variación	Magnitud relativa de la variación de la permeabilidad
1	Homogénea	< 0,25	< 0,25
2	Débilmente variable	0,25-0,5	0,25-1,5
3	Variable (heterogénea)	0,5-1,0	1,5-3,0
4	Fuertemente variable	1,0-2,0	4,0-6,0
5	Extremadamente variable	> 2,0	> 6,0

4 y 5 predominan en rocas muy agrietadas y carsificadas

6.1. Caracterización de los principales métodos de determinación de los parámetros hidrogeológicos

En la actualidad los parámetros hidrogeológicos se determinan principalmente por datos de trabajos experimentales de filtración; también, aunque en menor grado, por los resultados de tomas de aguas en explotación.

Los métodos actuales de determinación de los parámetros hidrogeológicos están fundamentados por ecuaciones del movimiento no estacionario, en casos concretos en el movimiento de régimen estacionario y cuasi-estacionario.

Todos los métodos de determinación de parámetros hidrogeológicos por resultados de trabajos experimentales de filtración pueden ser divididos en dos grupos:

TABLA 6.2. Volúmenes aproximados de trabajos hidrogeológicos experimentales

Objetivo de la investigación	Investigación preliminar		Investigación detallada			Tipos principales de trabajos experimentales	
	Condiciones hidrogeológicas			Tipos principales de trabajos experimentales			
	Simples	Complejas	Muy complejas	Simples	Complejas		Muy complejas
Fundamentación de proyecto de presas altas	1-3 0,4-5 20-40 500-200	3-10 5-30 40-60 200-100	10 30 60 100	2-10 5-30 30-50 200-100	10-40 30-150 50-70 100-50	> 40 150 70 50	1. Inyecciones y aforos por intervalo 2. En rocas agrietadas en condiciones complejas, aforos e inyecciones con satélites, con determinación de la velocidad real de filtración utilizando indicadores 3. Inyecciones de aire en las rocas secas
Cálculo de gasto de obras de tomas (incluye obras mineras)	1-2 0,05-0,3 20-30 2 000-1 000	2-8 0,3-0,9 30-50 1 000-750	8 0,9 50 750	2-5 0,2-1 20-30 1 000-500	5-20 1-8 30-50 500-250	20 8 50-100 250	1. Aforos unitarios de prueba por estratos 2. En acuíferos muy permeables, aforos en calas de observaciones 3. Carotage con determinación de gastos y otros parámetros 4. En evaluación de reservas Aforos experimentales de explotación
Fundamentación de proyectos de mejoramiento	1-2 0,1-1 10-20 1 000-500	2-8 1-3 20-50 500-400	8 3 50 500-300	2-5 1-3 20-30 300-100	5-2 3-5 30-50 100	2 5 50 < 50	1. Aforos unitarios de prueba por estratos 2. Vertimiento en calas y calicatas en zonas de aeración por estratos 3. Carotage con determinación de coeficiente de percolación entre estratos (coeficiente de relación)

1ra línea: Número de calas con pruebas de filtración por km²

2da línea: Número total de calas por km²

3ra línea: Relación del número de calas con pruebas experimentales en calas totales. %

4ta línea: Distancia media entre las calas, m

Nota: Los volúmenes previstos pueden ser disminuidos hasta un 50 % si se ejecutan trabajos geofísicos detallados que aportan los datos necesarios para ello.

1er grupo: Se relaciona con los datos obtenidos durante el período de aforos, de vertimientos o de inyección, en el transcurso de los cuales no influyen los límites en planta y perfiles del estrato en prueba en las variaciones de los niveles. En este caso las leyes de variación de los niveles se determinan solamente por las propiedades de filtración y de capacidad acuífera de las rocas.

2do grupo: Son los métodos basados en los datos de trabajos experimentales, durante los cuales el régimen de variación de los niveles de las aguas subterráneas en tiempo y espacio dependen no sólo de las propiedades de filtración y capacidad de las rocas acuíferas, sino también de las condiciones de límites del estrato en plantas y perfiles. Con ayuda de los métodos de estos grupos, además de los principales parámetros hidrogeológicos, pueden ser determinados parámetros tales como: coeficiente de desbordamiento y parámetros que caracterizan la resistencia de filtración de sedimentos en los cauces de ríos y lechos de embalses superficiales.

Para la determinación de los parámetros hidrogeológicos por datos de trabajos experimentales de filtración, se utilizan ecuaciones que describen las leyes del movimiento de las aguas subterráneas hacia los puntos en prueba, ubicados en horizontes acuíferos ilimitados (métodos del primer grupo) o considerando los límites del horizonte en estudio, tanto en planta como en perfil (método del segundo grupo).

Durante la determinación de los parámetros hidrogeológicos se utilizan datos sobre el abatimiento del nivel del agua en distintos puntos del estrato, en momentos de tiempo determinados o datos sobre las variaciones del abatimiento del nivel de las aguas en el tiempo en un punto determinado del estrato.

La veracidad de los parámetros que se determinan será mayor mientras mayores sean los puntos con datos sobre los abatimientos del nivel.

Como anteriormente se mencionó, las pruebas de filtración pueden ser por aforos (bombeos), vertimiento o inyección en calas, pozos y calicatas; las fórmulas y métodos de cálculos adoptados para la determinación de los parámetros hidrogeológicos presentan sus características específicas que responden al tipo de prueba ejecutada y esquema de cálculos que se asume;

estos últimos dentro de lo posible deberán representar las características hidrogeológicas y de límites del área donde se ejecuta la prueba.

Para los cálculos de parámetros hidrogeológicos existen dos grupos de métodos fundamentales:

1. Métodos grafo-analíticos
2. Métodos analíticos

~ *Los métodos grafo-analíticos* por sus características representan ser los más exactos, ya que en los mismos se conjugan los resultados obtenidos en las pruebas, representados en gráficos, de los que se obtienen parámetros que luego se aplican en fórmulas analíticas establecidas para los cálculos.

— *Los métodos analíticos* presentan una amplia variedad de fórmulas en dependencia de las condiciones hidrogeológicas y características propias de las pruebas de filtración.

6.2. Aforos y principales características de los mismos

Los aforos en calas y pozos representan ser los principales trabajos experimentales de filtración en las investigaciones hidrogeológicas. Los aforos experimentales de pozos y calas se ejecutan con el objetivo de determinar los parámetros hidrogeológicos de los horizontes acuíferos.

En dependencia de la tarea a resolver y exigencias de la precisión que se requiera, los aforos pueden ser unitarios, con medidas del gasto y niveles solamente en el pozo o cala que se afora; de grupos con medidas del gasto y niveles en la cala o pozo que se afora, y medidas de los niveles en calas que se perforan con el objetivo de observación de dichos niveles experimentales de explotación; con medidas del gasto y niveles en varios pozos o calas, y medidas de los niveles en calas de observación.

Según el objetivo de los aforos estos pueden ser: de prueba de 1-6 turnos de trabajo, experimentales de 10-30 turnos de trabajo y experimentales de explotación de 30-540 turnos de trabajo (cada turno se considera de ocho horas). La duración de los aforos depende también de las condiciones hidrogeológicas del horizonte acuífero que se prueba y período del año en que se ejecuta el aforo.

Durante la investigación del acuífero, con el fin de abasto del agua como regla, la duración de los aforos es mucho mayor que en investigaciones de estudio de las condiciones hidrogeológicas en yacimientos minerales o para fines de construcción hidrotécnica y de mejoramiento. En el estudio de los horizontes acuíferos con aforos para fines de abasto, no solo es necesario definir las propiedades de filtración del acuífero, sino también su acuosidad, variación posible de la composición química del agua durante su explotación y otras características del acuífero.

Cuando se investiga un acuífero que presenta condiciones hidrogeológicas muy complejas y hay que definir las reservas de explotación de las aguas subterráneas, es necesario que los aforos se ejecuten desde un pozo o cala o grupo de ellos, durante un período de tiempo prolongado, en ocasiones se requiere extender los aforos en condiciones similares a las del proceso de explotación (experimentales de explotación hasta 540 turnos). En estructuras acuíferas formadas por varios estratos, cuando es necesario determinar los parámetros de los distintos estratos, será necesario considerar para los aforos construcciones especiales de las calas o pozos que se aforan y las de observación, con la tecnología de perforación que corresponda.

Durante la proyección de calas y pozos unitarios o de grupos es necesario por anticipado tener una idea de las metodologías y fórmulas que se emplearán en los cálculos en cada caso en específico. De acuerdo al objetivo y tarea del aforo, a las condiciones hidrogeológicas y litológicas del acuífero, por los datos que se obtengan con trabajos especiales de prospección y búsqueda, se selecciona el tipo y método de aforo, previendo el procesamiento necesario de los mismos por las fórmulas que se emplearán para su procesamiento; después, y en correspondencia con esto, se define la necesidad de ejecutar aforos unitarios o de grupos y también la cantidad racional y ubicación de las calas de observación, construcción de los pozos, tipo y ubicación de los filtros, considerando el posible gasto del aforo y equipos con que se cuenta para el bombeo.

La ubicación y cantidad de turnos en que se ejecutan los aforos se selecciona de acuerdo con la tarea y objetivo de estos y el grado de detallamiento necesario; se considera también el relieve, estructura geológica y propiedades hidrogeológicas de los tramos. Cada uno de los tramos donde se realicen los aforos debe ser representativo del territorio que se investiga.

Para ello, dentro de las posibilidades, no deberán seleccionarse tramos donde varíe de forma brusca la potencia acuífera. Se recomienda también seleccionar aquellos tramos donde el relieve del terreno facilite una rápida evacuación de las aguas bombeadas. Si esto no es posible deberá considerarse la evacuación de las aguas bombeadas a través de tuberías (en acuíferos freáticos), hasta distancias mayores al radio de influencia del aforo.

Los aforos unitarios experimentales se ejecutan, preferentemente, en aquellos casos en que es necesario determinar el coeficiente de filtración o gasto específico en pozos o calas construidos sin filtros o con filtros que garanticen la entrega de agua máxima de las rocas (rocas muy agrietadas, carsificadas, cantos rodados y gravas, arenas gruesas y medias).

Cuando es necesario determinar el radio de influencia, coeficiente de filtración y otros parámetros, se recomienda ejecutar aforos de grupos. Las calas de observación se ubican en forma de rayos, normales a la dirección del flujo subterráneo y coincidentes con ella.

Los aforos de grupo formados por varias calas de observación responderán a la ubicación de estas calas en rayos perpendiculares entre sí. La cantidad de calas y rayos dependerá del grado de heterogeneidad de las características litológicas y de límites del acuífero.

Con un rayo se ejecutan aforos en rocas que presentan una litología relativamente homogénea y sin ningún límite de alimentación o impermeable próximo. Las calas de observación se ubican paralelamente a la dirección del flujo subterráneo.

➔ Con dos rayos se ejecutan aforos en las rocas siguientes:

- a) En rocas agrietadas donde esté bien definida la dirección del agrietamiento, un rayo se ubica en dirección coincidente con la dirección del agrietamiento, y otro normal a la dirección del mismo.
- b) En rocas de estructura heterogénea, un rayo paralelo a la dirección del flujo y otro normal al mismo. Cuando existe una fuente superficial de alimentación próxima un rayo se ubica paralelo al límite de alimentación y otro normal al mismo.

Con cuatro rayos se ejecutan aforos para una composición litológica muy variable cuando la transmisividad varía en distintas direcciones y es necesario determinar los parámetros hidrogeológicos en los límites de influencia del aforo. Para ello dos rayos se ubican normales al flujo, uno para-

lelo al flujo en dirección con el mismo y otro paralelo a la dirección del flujo en sentido contrario.

La cantidad de calas de observación y distancia entre ellas, en los rayos, se determinan ante todo por el objetivo de la investigación y también por la profundidad de yacencia del horizonte acuífero y condiciones hidrogeológicas del territorio.

En las Tablas 6.3 y 6.4 se presentan las distancias entre las calas de observación y duración de los afloros más recomendables para distintas condiciones hidrogeológicas (distancias orientativas).

6.3. Cálculo de parámetros hidrogeológicos por afloros de calas y pozos en acuíferos artesianos

Las calas o pozos presentan la característica de atravesar toda la potencia acuifera, y la entrada de agua es a través de todo el espesor acuífero.

Los afloros deben ejecutarse con un gasto constante, con el cual se producirá un abatimiento como resultado de la aparición del régimen elástico de las aguas subterráneas. La dependencia durante el aforo se representa por la fórmula de Teiss:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} E_i \left(\frac{r^2}{4at} \right) \quad (6.1)$$

donde:

- S : descenso del nivel (carga) en la distancia r desde la cala o pozo que se afora en el tiempo t a partir del inicio del aforo, m;
- Q : gasto estabilizado del aforo, m³/día;
- KM : transmisividad, m²/día;
- K : coeficiente de filtración, m/día;
- M : potencia acuífera, m;
- a : piezoconductividad, m²/día;
- E_i : función integral.

TABLA 6.3. Ubicación de las calas de observación para afloros de pozos perfectos y duración del aforo

Tipos de rocas	Coeficiente de filtración m/día	Tipo de acuífero	Distancia de la cala central hasta las de observación, m			Duración del aforo por abatimiento en turnos de trabajo		
			1ra	2da	3ra	Unitario de prueba	Unitario experimental	
Arenas finas y de granulometría variada arcillosa	1-5	Freático artesiano	1-3	4-8	20-30	5-6	6-8	7-20
			2-4	6-12	25-40	4-5	5-7	7-20
Arena de granulometría variada	5-20	Freático artesiano	2-6	8-60	30-60	4-5	5-7	7-20
			3-6	6-20	40-75	3-4	4-6	6-18
Sedimentos gravosos con relleno de arenas finas y media	20-60	Freático artesiano	3-6	10-20	40-75	3-4	4-6	6-18
			5-15	20-30	50-100	2-3	3-5	10-20
Sedimentos gravosos con poco relleno de arena homogénea	> 60	Freático artesiano	4-10	15-30	75-125	2-3	3-5	10-18
			8-15	20-40	100-150	1-2	2-4	10-20
Rocas agrietadas	> 60	Freático artesiano	5-10	15-30	75-150	4-6	5-6	10-24
			6-15	20-40	100-200	3-4	4-5	10-30
Rocas agrietadas con carso	> 60	Freático artesiano	10-20	20-60	200-300	2-3	3-8	10-30
			15-30	40-80	250-400	2-3	3-6	10-30

Observaciones: En afloros con abatimientos en la cala o pozo central mayor de 10 m, la distancia entre las calas se aumentará 1,5 veces (según recomendaciones de I. A. Skavlanovich). En afloros experimentales de explotación la duración del aforo por cada abatimiento deberá aumentarse no menos de tres veces a los relacionados con la tabla anterior.

TABLA 6.4. Ubicación de las calas de observación para afloros de pozos imperfectos

Tipos de rocas	Coeficiente de filtración, m/día	Distancia de la cala central hasta la de observación, m			Observaciones
		1ra	2da	3ra	
Arenas y de granulometría variada y fina arcillosa	1-5	0,31	1	25-40	1- longitud de los filtros en calas o pozos centrales, m La ubicación de los filtros en las calas de observación deberá considerarse con los esquemas de cálculo expuestos en el Anexo 2. La distancia de ubicación de la tercera cala de observación aumentará proporcionalmente con el aumento de la permeabilidad
Arenas heterogéneas finas, gruesas y de granulometría variada	5-20	0,31	1	40-75	
Gravas y cantos rodados, con relleno 30 % de arenas finas y medias	20-60	0,31	1	50-100	
Gravas y cantos rodados, con relleno 30 % de arenas finas o gruesas	> 60	0,31	1	100-150	
Rocas agrietadas	> 60	0,31	1	25-150	
Rocas muy agrietadas y cavernosas	> 60	0,31	1	100-200	

Dentro de un tiempo determinado (el cual será mayor mientras mayor sea la distancia (r)), la función integral E_i puede ser aproximada a una función logarítmica, y la fórmula 6.1 toma la forma siguiente:

$$\text{Cuando: } \frac{r^2}{4at} \leq 0,03$$

$$S = \frac{0,183Q}{KM} \lg \frac{2,25 at}{r^2} \quad (6.2)$$

Para determinar los parámetros hidrogeológicos durante afloros con gastos constantes, C. E. Jacob, por el comportamiento del abatimiento, propone un método muy original, basado en la utilización de la dependencia (6.2) y con método de selección de la curva típica correspondiente a la dependencia de (6.1).

Método de C. E. Jacob: La fórmula 6.2 se transforma en una ecuación de línea recta en los gráficos $S = f(\lg t)$; $S = f(\lg r)$; y $S = f \lg \left(\frac{t}{r^2} \right)$. En dependencia del gráfico que se seleccione se desprenden tres métodos grafo-analíticos para el procesamiento de los datos de las pruebas experimentales de filtración.

a) Método de seguimiento del abatimiento del nivel en tiempo:
Este método consiste en la confección del gráfico:

$$S = f(\lg t) \quad (6.3)$$

Quando $r = \text{const.}$, el gráfico presenta una línea recta (como puede considerarse el radio de la cala o pozo que se afora o la distancia hasta la cala de observación en la que se miden los niveles con los que confecciona el gráfico).

$$S = A_1 + C_1 \lg t \quad (6.4)$$

Del gráfico se determina el coeficiente angular C_1 y el intervalo correspondiente al eje de S cortado por la línea recta que presenta A_1 (ver Figura 6.1).

Conociendo las magnitudes A_t y C_t se puede calcular la transmisividad (T) y la piezoconductividad (a) por la fórmulas siguientes:

$$T = K M = \frac{0,183Q}{C_t} \quad (6.5)$$

$$\lg a = 2 \lg r - 0,35 \frac{A_t}{C_t} \quad (6.6)$$

donde:

$$C_t = \frac{S_2 - S_1}{\lg t_2 - \lg t_1}$$

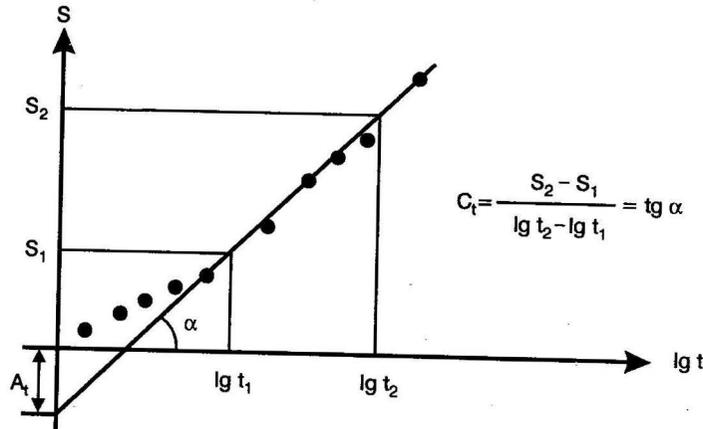


FIGURA 6.1. Gráfico $S = f(\lg t)$

b) Método de seguimiento del abatimiento en área

En este método se construye el gráfico de dependencia del abatimiento en calas (puntos) de observación del logaritmo de la distancia, desde este punto hasta el pozo que se afora.

$$S = f(\lg r) \quad (\text{Ver Figura 6.2})$$

Este gráfico con $t = \text{const.}$ responde a la ecuación:

$$S = A_r - C_r \lg r \quad (6.7)$$

Determinando los coeficientes A_r y C_r del gráfico $S = f(\lg r)$ se puede determinar la transmisividad T y la piezoconductividad por las fórmulas siguientes:

$$T = K M = \frac{0,366Q}{C_r} \quad (6.8)$$

$$\lg a = \frac{2A_r}{C_r} - 0,35 - \lg t \quad (6.9)$$

$$C_r = \frac{S_2 - S_1}{\lg r_2 - \lg r_1}$$

El gráfico $S = f(\lg r)$ puede construirse para distintos momentos de tiempo que respondan a la condición:

$$t \geq \frac{2,5r^2}{a}$$

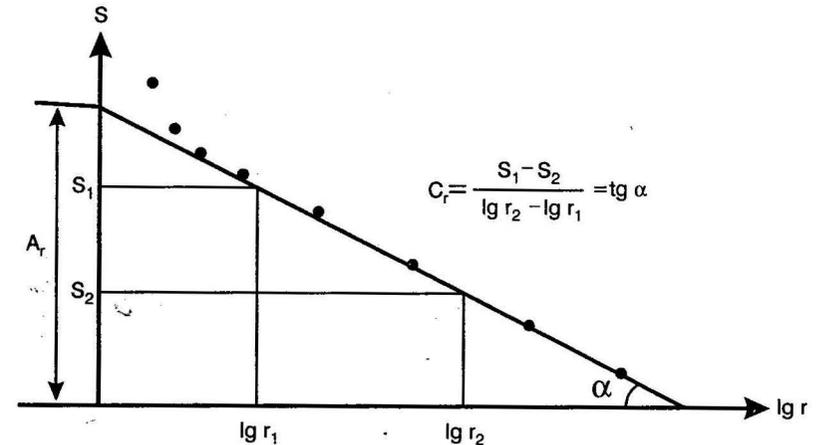


FIGURA 6.2. Gráfico $S = f(\lg r)$

Del gráfico $S = f(\lg r)$ puede calcularse otro parámetro importante como lo es el radio de influencia durante el aforo; el mismo puede determinarse por la intersección de la línea recta del gráfico con el eje $\lg r$.

c) Método de seguimiento combinado del abatimiento

Este método responde al seguimiento de las variaciones del abatimiento con la construcción y procesamiento del gráfico $S = f\left(\lg \frac{t}{r^2}\right)$, Figura 6.3, de donde:

$$S = A_c + C_c \lg \frac{t}{r^2} \quad (6.10)$$

Igual que en los métodos anteriores, se determinan los coeficientes A_c y C_c de la Figura 6.3, y conociendo los mismos se calcula la transmisividad T y la piezoconductividad a por las fórmulas siguientes:

$$T = K M = \frac{0,183Q}{C_c} \quad (6.11)$$

$$\lg a = \frac{A_c}{C_c} - 0,35 \quad (6.12)$$

y

$$C_c = \frac{S_2 - S_1}{\lg\left(\frac{t}{r^2}\right)_2 - \lg\left(\frac{t}{r^2}\right)_1}$$

La característica de la Figura (6.3) es que en un mismo punto se plotean datos de todos los puntos de observación.

De los métodos antes analizados, el denominado *seguimiento en tiempo* puede ser utilizado en aforos unitarios, es decir, sin punto de observación. Los otros dos métodos deben ser empleados con no menos de dos puntos de observación.

En los gráficos $S = f(\lg t)$ y $S = f\left(\lg \frac{t}{r^2}\right)$, generalmente se observan tres tramos: el primer tramo no responde a dependencias logarítmicas entre el abatimiento y el tiempo al trazarse la línea recta; los puntos de este tramo coinciden con la misma. El segundo tramo responde a una dependencia logarítmica; la mayoría de los puntos de este tramo coinciden con la línea recta que se traza. En el tercer tramo ocurre una desviación de la dependencia

logarítmica, y los puntos de este tramo no coinciden con la línea recta trazada. Esta desviación puede ser motivada por la influencia de los límites del acuífero.

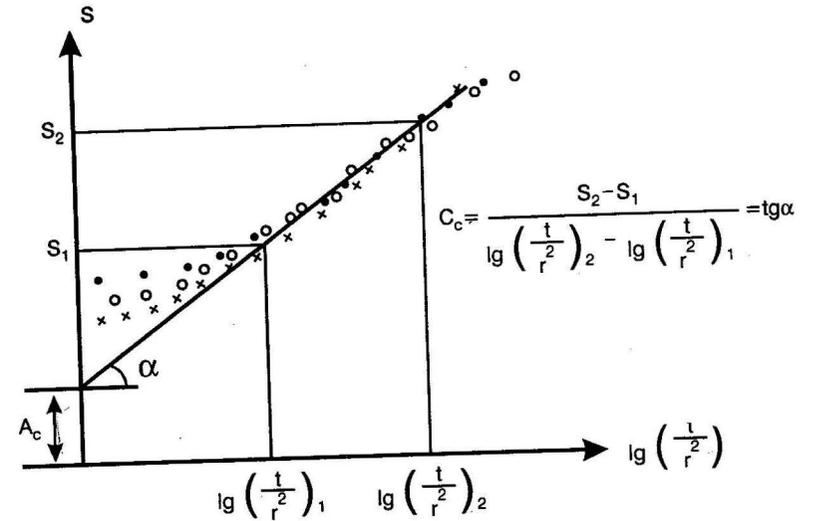


FIGURA 6.3. Gráfico $S = f\left(\lg \frac{t}{r^2}\right)$ o, x - Datos de abatimiento S y $\lg \frac{t}{r^2}$ de tres puntos de observación

En el gráfico $S = f(\lg r)$ la desviación de la línea recta generalmente aparece al final, ya que los puntos de observación más alejados pueden quedar fuera del área de desarrollo de la zona de régimen cuasi-estacionario, en el cual está basada la metodología de C. E. Jacob.

El radio de influencia de la zona de desarrollo del régimen cuasi-estacionario alrededor del pozo en prueba está dado por la expresión:

$$R_c = 0,63\sqrt{at} \quad (6.12)$$

donde:

a : piezoconductividad, m/día;

t : tiempo de aforo, días.

En los casos donde los aforos se ejecutan con gasto variable y descenso constante, los gráficos antes relacionados se construyen con las dependencias siguientes:

$$\frac{S}{Q} = f(\lg t) ; \frac{S}{Q} = f(\lg r) \text{ y } \frac{S}{Q} = f\left(\lg \frac{t}{r^2}\right)$$

los coeficientes C_t , C_r y C_c se calculan para distintos períodos de tiempo con el abatimiento estabilizado, y la transmisividad se calcula por las siguientes fórmulas:

Para seguimiento del abatimiento en tiempo:

$$T = KM = \frac{0,183}{C_t} \quad (6.13)$$

Para seguimiento del abatimiento en área:

$$T = KM = \frac{0,366}{C_r} \quad (6.14)$$

Para seguimiento combinado del abatimiento:

$$T = KM = \frac{0,183}{C_c} \quad (6.15)$$

Los métodos antes relacionados para los cálculos de parámetros hidrogeológicos de forma grafo-analíticos por seguimiento del abatimiento (S), pueden ser utilizados para los cálculos de parámetros por observaciones de la recuperación del nivel (Δh) posterior a la culminación del aforo (bombeo). En estos casos en lugar del abatimiento se toma la magnitud del ascenso del nivel registrado en el momento de parada del aforo, y como gasto se considera el del aforo en el momento en que se para el mismo, debido a que por esta metodología no se consideran los procesos que se originan durante el desarrollo del abatimiento; la misma puede ser utilizada por el transcurso de un período de tiempo limitado por la siguiente relación: $t_1 \leq 1,1t_0$ y $t_2 \leq 1,1t_1$.

donde:

t_0 : tiempo desde el inicio hasta la terminación del aforo;

t_1 y t_2 : momento inicial y final del período que puede ser utilizado para el cálculo de parámetros, y se toman a partir del momento de culminación del bombeo.

De forma general por la recuperación del nivel los cálculos se ejecutan bajo la condición:

$$\frac{r^2}{4a(t-t_0)} \leq 0,1 \quad (6.16)$$

por lo que el abatimiento en un momento de tiempo dado t será:

$$S = \frac{0,183Q}{KM} \lg \frac{t}{t-t_0} \quad (6.17)$$

donde:

t : tiempo desde el inicio del aforo hasta el momento para el que se calcula el abatimiento del nivel;

t_0 : duración del aforo.

Para determinar el coeficiente de transmisividad se construye el gráfico $S = f\left(\lg \frac{t}{t-t_0}\right)$, en el cual debe reflejarse una línea recta que pase por el inicio de las coordenadas (Figura 6.4), y el cálculo de la transmisividad se ejecuta por la fórmula:

$$T = KM = \frac{0,183Q}{C} \quad (6.18)$$

donde:

C : coeficiente angular.

El coeficiente C se calcula por los valores de dos puntos tomados de la línea recta del gráfico $S = f\left(\lg \frac{t}{t-t_0}\right)$ por la fórmula:

$$C = \frac{S_1 - S_2}{\lg\left(\frac{t}{t-t_0}\right)_1 - \lg\left(\frac{t}{t-t_0}\right)_2}$$

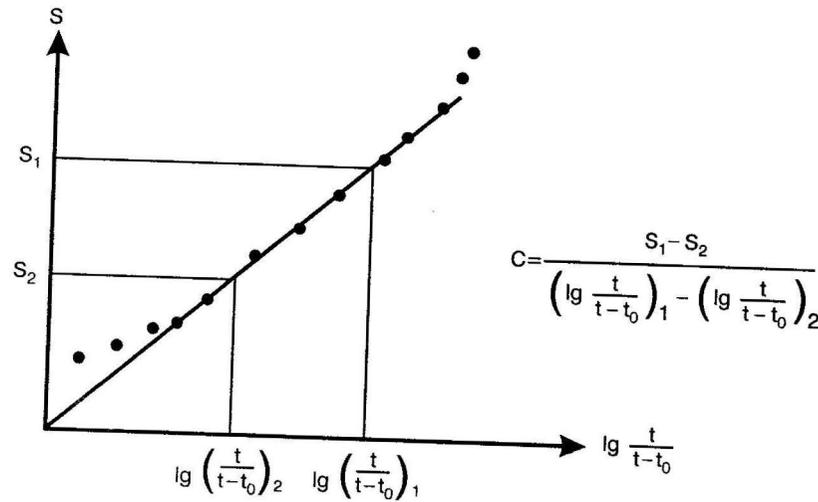


FIGURA 6.4. Gráfico $S = f\left(\lg \frac{t}{t-t_0}\right)$

En los casos de aforos cortos se recomienda calcular los parámetros hidrogeológicos sobre la base de datos tomados de la recuperación del nivel en las colas o pozos bombeados. En este caso la ecuación está dada por la expresión:

$$S = \frac{0,183Q}{T} \lg \frac{t_0 + t}{t} \quad (6.19)$$

donde:

Q : gasto de aforo, $m^3/día$;

T : transmisividad, $m^2/día$;

t_0 : tiempo de bombeo;

t : tiempo de recuperación del nivel con abatimiento S , a partir del instante en que se detiene el bombeo, días.

Para obtener los datos necesarios se construye el gráfico $S = f\left(\lg \frac{t_0 + t}{t}\right)$ (ver Figura (6.5)).

De este gráfico se calcula el coeficiente angular C por la expresión:

$$C = \frac{S_2 - S_1}{\lg \left(\frac{t_0 + t}{t}\right)_1 - \lg \left(\frac{t_0 + t}{t}\right)_2} \quad (6.20)$$

de donde la transmisividad será:

$$T = KH = \frac{0,183 Q}{C} \quad (6.21)$$

y la conductividad del nivel o piezoconductividad será:

$$\lg a = 2 \lg r - 0,35 + \frac{S_{\max}}{C} - \lg t_c \quad (6.22)$$

donde:

r : radio de la cala o pozo, m ;

S_{\max} : se toma de la Figura (6.5) representado por el tramo de eje de ordenadas cortado por la recta que une los puntos en coordenadas:

$$S_1 - \lg \frac{t_0 + t_1}{t_1}; S_2 - \lg \frac{t_0 + t_2}{t_2}$$

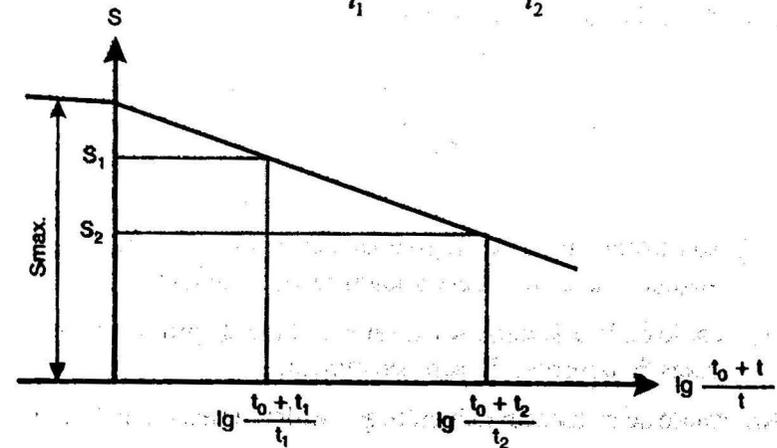


FIGURA 6.5. Gráfico $S = f\left(\lg \frac{t_0 + t}{t}\right)$

La magnitud S representa el abatimiento del nivel en tiempo a partir del nivel estático; pero a menudo es más cómodo y presenta mejores resultados tomar los valores de S por el ascenso del nivel a partir del nivel dinámico en el momento de detenerse el bombeo.

• **Aforos en calas o pozos perfectos con un régimen estacionario del movimiento de las aguas subterráneas**

En este caso se considera que en la zona de influencia del aforo existe un régimen cuasi-estacionario, y en cada momento de tiempo la distribución de las cargas se describe por ecuaciones del movimiento de filtración estacionario. Esto permite utilizar las fórmulas de Dupuy para los cálculos de la transmisividad.

- Para la cala o pozo central:

$$T = KM = \frac{0,366 Q \lg \frac{R_r}{r_0}}{S_0} \quad (6.23)$$

- Para cala central y una cala o punto de observación:

$$T = KM = \frac{0,366 Q \lg \frac{r_1}{r_0}}{S_0 - S_1} \quad (6.24)$$

- Para dos calas de observaciones:

$$T = KM = \frac{0,366 Q \lg \frac{r_2}{r_1}}{S_2 - S_1} \quad (6.25)$$

donde:

S_0, S_1 y S_2 : son los abatimientos registrados en la cala central, primera y segunda calas de observaciones respectivamente;

r_0, r_1, r_2 : radio de la cala central y distancias hasta la primera y segunda calas de observación respectivamente.

R_r : radio de influencia reducido, que se determina por la fórmula:

$$R_r = 1,5\sqrt{at} \quad (6.26)$$

donde:

a : piezoconductividad, $m^2/día$;

t : tiempo de aforo, día.

En las fórmulas (6.23) y (6.24) interviene el abatimiento en la cala central (cala que se bombea), en el cual influyen procesos hidrodinámicos que provocan resistencias complementarias a la penetración del agua en la cala, por lo que en la mayoría de los casos el abatimiento registrado no es real, y los valores que se obtienen para la transmisividad son aproximados. Debido a ello, y considerando que en el proceso de aforo el radio reducido de influencia del mismo varía en magnitudes no considerables y en la fórmula (6.23) el mismo aparece bajo el signo de logaritmo, la misma puede ser transformada de la forma siguiente:

$$T = KM = A q \quad (6.27)$$

donde:

q : gasto específico de aforo, $q = \frac{Q}{S_0}$;

Q : gasto de aforo en l/s ;

S_0 : abatimiento de aforo, m ;

A : coeficiente que se determina por la fórmula:

$$A = 0,366 \lg \frac{R_r}{r_0} \quad (6.28)$$

Por toda una serie de experimentos se ha demostrado que el coeficiente A oscila entre 100 y 150 para rocas poco permeables a muy permeables respectivamente con un valor medio de 130. Por ello, como los cálculos en este caso son aproximados, conociendo la litología perforada se puede escoger el valor del coeficiente A que corresponda aproximadamente con la permeabilidad de la roca perforada. En este caso también puede utilizarse la fórmula (6.23) determinando el valor de (R_r) por cálculo del mismo en función del descenso específico de aforo (S_0) donde

$R = f(S_e)$ y $S_e = \frac{S_0}{Q}$ (S_0 , m; Q , L/s), para las cuales se han obtenido los valores que aparecen en la siguiente tabla:

➤ **TABLA 6.5. Valores de radio reducido en función del descenso específico $S_e = \frac{S}{Q}$**

S_e (m/L · s)	R (m)
< 0,5	>300
0,5-1,0	100-300
1,0-2,0	50-100
2,0-3,0	25-50
3,0-5,0	10-25
> 5,0	<10

El coeficiente de piezoconductividad puede ser calculado en dependencia del método empleado para el cálculo del radio reducido para cala central por despeje de la fórmula (6.26):

$$a = \frac{(0,667R_r)^2}{t} \quad (6.29)$$

R_r por Tabla (6.1)

Para los casos de cala central con una cala o dos calas de observación, R se determina por la fórmula de Dupuy, donde:

$$\ln R = \frac{2\pi K M S}{Q} + \ln r \quad (6.30)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- M: potencia acuífera, m;
- S: abatimiento en la cala de observación, m;
- Q: gasto de aforo, m³/día;
- r: distancia hasta la cala de observación, m.

• **Aforos en calas o pozos imperfectos con un régimen no estacionario del movimiento de las aguas**

Las dependencias que caracterizan las variaciones del nivel en los momentos iniciales o pozos imperfectos son muy complejas. Por eso los cálculos de los parámetros hidrogeológicos en estos casos se ejecutan para los períodos de tiempo posteriores al inicio del régimen cuasi-estacionario. En este caso el abatimiento del nivel durante el aforo con gasto constante puede ser representado por la ecuación:

$$S = \frac{0,183Q}{KM} \left(\lg \frac{2,25t}{r^2} + 0,434\xi \right) \quad (6.31)$$

donde:

- ξ : resistencia de filtración que considera la imperfección de la cala o pozo;
- M: posición del filtro y distancia desde la cala central hasta el punto en que se determina el abatimiento r .

La resistencia ξ depende de la relación que exista entre el largo del filtro l en la cala central con la potencia acuífera M .

Los valores de ξ pueden ser obtenidos de la Tabla (6.6), donde los valores de la resistencia están dados en dependencia de la relación $\frac{l}{M}$ y $\frac{M}{r}$, donde:

- l: largo del filtro en la cala o pozo central;
- M: potencia acuífera;
- r: radio de la cala central o distancia hasta la cala de observación, según donde se ejecutan las mediciones del nivel.

Los valores de ξ dados en la Tabla 6.6 responden a la ubicación de los filtros en la cala central, próximo al techo o al lecho del acuífero. Con la ubicación de los filtros en el centro del acuífero los valores de ξ por recomendaciones de F. M. Bochevier con $\frac{l}{M} = 0,3$ deberán ser disminuidos en 1,5 y con $\frac{l}{M} = 0,5$ en 0,7.

TABLA 6.6. Valores de la resistencia ξ en dependencia de la relación $\frac{l}{M}$ y $\frac{M}{r}$

$\frac{l}{M}$	$\frac{M}{r}$									
	0,5	1,0	3,0	10,0	30,0	100,0	200,0	500,0	1000,0	2000,0
0,1	0,00391	0,122	2,04	10,4	24,3	42,8	53,8	69,5	79,6	90,9
0,3	0,00297	0,0908	1,29	4,79	9,2	14,5	17,7	21,8	24,9	28,2
0,5	0,00165	0,0494	0,656	2,26	4,21	6,5	7,86	9,64	11,0	12,4
0,7	0,000546	0,0167	0,237	0,879	1,69	2,67	3,24	4,01	4,58	5,19
0,9	0,000048	0,0015	0,0251	0,128	0,3	0,528	0,664	0,846	0,983	1,12

La determinación de parámetros correspondientes a la dependencia (6.31) es recomendable ejecutarla por el método de seguimiento del abatimiento en tiempos basados en el gráfico de la Figura 6.1, de donde la transmisividad T se calcula por la fórmula (6.3), y el coeficiente de piezoconductividad en estos casos se determina por la fórmula:

$$\lg a = 2 \lg r - 0,35 \frac{A_1}{C_1} - 0,434 \xi$$

• Afors en calas o pozos imperfectos con un régimen estacionario del movimiento de las aguas

Durante los afors de calas o pozos imperfectos, tal y como lo es para los perfectos, en la zona de desarrollo de régimen cuasi-estacionario, para la determinación de parámetros pueden ser utilizadas las fórmulas de filtración estacionaria (fórmulas de Dupuy) con la inclusión en estas fórmulas de la corrección de N. N. Veriguin que corresponden a la imperfección de las calas, transformándose las mismas de la siguiente forma:

- Para la cala central:

$$T = KM = \frac{0,366 Q \left(\lg \frac{R}{r_0} + 0,217 \xi \right)}{S_0} \quad (6.33)$$

- Para la cala central con una cala de observación:

$$T = KM = \frac{0,366 Q \left(\lg \frac{r_1}{r_0} + 0,217 (\xi_0 - \xi_1) \right)}{S_0 - S_1} \quad (6.34)$$

- Para cala central con dos calas de observación:

$$T = KM = \frac{0,366 Q \left(\lg \frac{r_2}{r_1} + 0,217 (\xi_1 - \xi_2) \right)}{S_2 - S_1} \quad (6.35)$$

donde:

ξ_0 ; ξ_1 ; ξ_2 : coeficientes de resistencia de filtración de la cala central, primera y segunda calas de observación respectivamente.

Los demás símbolos son los mismos que en los casos anteriores analizados.

En los casos en que la parte de acción de la cala o longitud de los filtros sea considerablemente menor que la potencia acuífera, se calcula el coeficiente de filtración en lugar de la transmisividad por las fórmulas siguientes:

- Con la ubicación de los filtros o tramos de acción de la cala próximos al techo o lecho del acuífero.

$$K = \frac{0,366 Q \lg \frac{1,32l}{r_0}}{l S_0} \quad (6.36)$$

- Con la ubicación de los filtros en el centro del acuífero.

$$K = \frac{0,366 Q \lg \frac{0,66l}{r_0}}{l S_0} \quad (6.37)$$

6.4. Cálculo de parámetros hidrogeológicos por aforos de calas y pozos en acuíferos freáticos

• Aforos en calas o pozos perfectos con régimen no estacionario del movimiento de las aguas

Durante los aforos en horizontes acuíferos freáticos los abatimientos del nivel de las aguas se forman bajo la influencia del desecamiento del horizonte, y para ellos son características las mismas leyes existentes en horizontes artesianos aislados. Sin embargo, en los primeros periodos del aforo el régimen de filtración de las aguas es muy complejo debido a factores específicos de los horizontes freáticos, representados principalmente por la variación de la porosidad activa en tiempo, relacionado con la influencia de las fuerzas capilares, además por la aparición de vectores verticales de la velocidad de filtración; en dependencia del abatimiento en tiempo $S = f(\lg t)$ de las aguas freáticas pueden aparecer tres tramos en la línea que se construya (ver Figura 6.5). Durante los primeros momentos del aforo el abatimiento se comporta similar al abatimiento en horizontes artesianos con entrega de agua elástica. Teóricamente este tramo del gráfico debe contar con dos partes: la primera coincide con una dependencia exponencial y la segunda con una dependencia logarítmica. Sin embargo, generalmente en la práctica la prolongación de este tramo del gráfico alcanza algunos minutos solamente; por eso en la confección del gráfico en dependencia de la escala que se ejecute, este tramo puede no aparecer; solamente aparecerá la parte con dependencia logarítmica.

En la segunda parte del gráfico ocurre un brusco cambio debido a la disminución del ritmo del descenso del nivel en el proceso de formación de la entrega de agua gravitacional. Este período se denomina de *yacencia estacionaria del régimen*, ya que para el mismo es característico una estabilización relativa del nivel. La duración de este período puede prolongarse por varios días.

El tercer tramo del gráfico corresponde a una aproximación logarítmica de la fórmula de Theis con una entrega de agua gravitacional. De tal forma en las aguas freáticas el régimen cuasi-estacionario con una entrega de agua gravitacional se forma con un determinado retraso.

Es necesario aclarar que por las investigaciones y experimentos ejecutados, los dos primeros tramos del gráfico no aparecen en todos los casos

debido a las incógnitas existentes aún sobre la formación y actualización de la entrega de agua. No es posible por anticipado determinar las condiciones en las cuales puede aparecer el retardo del régimen cuasi-estacionario.

Otra característica específica de las aguas freáticas es la variación de la potencia durante el proceso de aforo; sin embargo, este factor puede despreciarse siempre y cuando el abatimiento al finalizar el aforo no sea mayor del 20 % de la potencia acuífera inicial. En tales casos los cálculos de parámetros hidrogeológicos pueden basarse en los mismos tipos de gráficos que para aguas artesianas: $S = f(\lg t)$; $S = f(\lg r)$ y $S = f(\lg \frac{t}{r^2})$; cuando el abatimiento registrado es mayor del 20 % de la potencia acuífera inicial entonces los gráficos se transformarán sustituyendo S por $(2H-S) S$, de donde en dependencia del método de seguimiento del nivel se construirán los gráficos: $(2H-S) S = f(\lg t)$; $(2H-S) \cdot S = f(\lg r)$ y $(2H-S) \cdot S = f \lg \frac{t}{r^2}$.

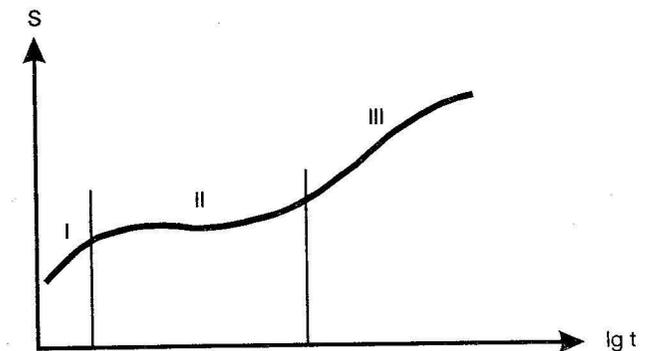


FIGURA 6.6. Configuración típica del gráfico $S = f(\lg t)$ para aforos en horizontes freáticos.

En ambos casos el coeficiente de conductividad del nivel podrá ser calculado por las fórmulas (6.4); (6.7) y (6.11), y el coeficiente de filtración por las fórmulas:

- Para seguimiento del nivel en tiempo:

$$K = \frac{0,366Q}{C_t} \quad (6.38)$$

- Para seguimiento del nivel en área:

$$K = \frac{0,73 Q}{C_r} \quad (6.39)$$

- Para seguimiento combinado del nivel:

$$K = \frac{0,366 Q}{C_c} \quad (6.40)$$

donde:

Q : gasto de aforo, m³/día;

C_r ; C_c : coeficientes angulares idénticos a los expuestos en las Figuras (6.1); (6.2) y (6.3).

En aquellos casos donde en los gráficos de dependencia $S = f(\lg t)$ o $(2H-S) \cdot S = f(\lg t)$ se forman los tres tramos explicados y expuestos en la Figura (6.5), los cálculos del coeficiente de filtración deberán fundamentarse por datos del primer o tercer tramo, y el coeficiente de conductividad de nivel por datos del tercer tramo.

El método exacto para el cálculo de parámetros es el de seguimiento combinado del nivel con dos o más calas de observación. En la confección del gráfico por este método aparecerá una recta tangencial a las líneas de puntos ploteados por observaciones del nivel en las calas (ver Figura (6.7)).

Esta recta que es parte común del gráfico será la que se utiliza para los cálculos.

• **Aforos en calas o pozos perfectos con régimen no estacionario del movimiento de las aguas**

Al igual que en horizontes acuíferos artesianos, el cálculo del coeficiente de filtración por datos de aforos experimentales para el período de régimen cuasi-estacionario se ejecuta por las fórmulas de Dupuy para movimiento estacionario:

- Para cala central:

$$K = \frac{0,73 Q \lg \frac{R}{r_0}}{(2H - S_0) S_0} \quad (6.41)$$

- Para cala central y una observación:

$$K = \frac{0,73 Q \lg \frac{r_1}{r_0}}{(2H - S_0 - S_1)(S_0 - S_1)} \quad (6.42)$$

- Para dos calas de observación:

$$K = \frac{0,73 Q \lg \frac{r_2}{r_1}}{(2H - S_1 - S_2)(S_1 - S_2)} \quad (6.43)$$

donde:

H : potencia acuífera al inicio del aforo. Los demás parámetros son idénticos a los casos anteriormente analizados.

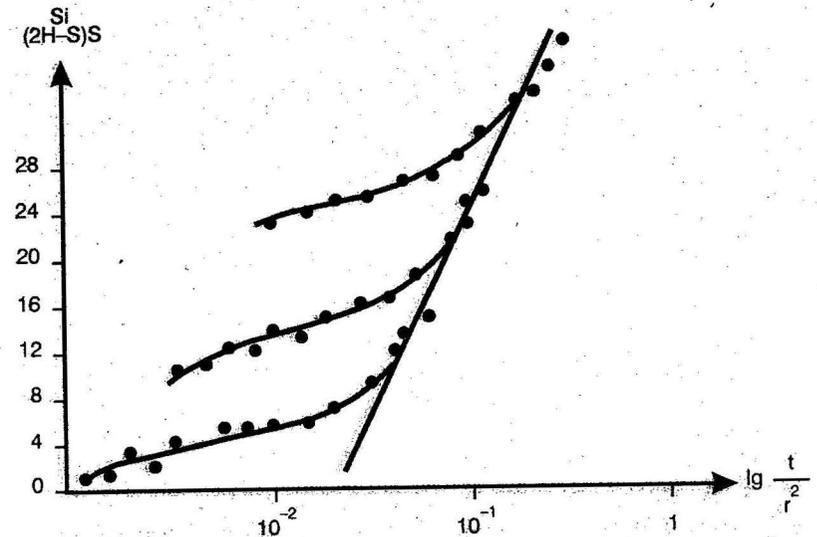


FIGURA 6.7. Gráfico del seguimiento combinado del abatimiento del nivel en aguas freáticas.

En los casos en que la determinación del coeficiente de filtración o la transmisividad admitan un error de $\pm 10 \%$, el cálculo puede ejecutarse por la fórmula siguiente:

$$T = KH = \frac{Aq}{1 - \frac{S_o}{2H}} \quad (6.44)$$

donde:

- T : coeficiente de transmisividad de horizontes acuíferos freáticos;
- A : coeficiente constante, $A = 100$;
- q : gasto específico de aforo, $L/s \cdot m$;
- S_o : abatimiento estabilizado en la cala o pozo central.

• **Aforos de calas o pozos imperfectos con régimen estacionario**

En estos casos los cálculos de parámetros hidrogeológicos se ejecutan por la misma metodología analizada para aforos en horizontes artesianos, considerando la propuesta de N. N. Veriguin para la determinación del coeficiente de resistencia de filtración. Para ello se considera la potencia acuífera $M = H$ y H ; a su vez deberá ser disminuida en magnitudes iguales a la mitad del abatimiento. En los casos cuando el filtro en la cala central no esté totalmente cubierto por el agua al culminar el aforo, su longitud l se disminuirá en la mitad de la longitud fuera del agua q_o , es decir, para determinar el coeficiente ξ de la Tabla 6.1 para horizontes freáticos $M = H - \frac{S_o}{2}$ y $l = \frac{l_o}{2}$.

6.5. Cálculo de parámetros hidrogeológicos por aforos de calas y pozos en acuíferos estratificados

La tarea de determinar los parámetros hidrogeológicos en potencias acuíferas estratificadas es sumamente compleja, debido a las distintas condiciones hidrodinámicas que pueden presentar los estratos que forman el complejo, el cual puede estar formado por dos, tres o más estratos, pudiéndose encontrar casos de estratos de alta permeabilidad separados por estratos de muy baja permeabilidad o relativamente impermeables.

En las condiciones de complejos estratificados analizaremos los casos que con más frecuencia se encuentran en la naturaleza.

- Complejo acuífero formado por dos horizontes semilimitados.

Se consideran horizontes semilimitados (en potencia) cuando los horizontes que forman el complejo acuífero presentan potencias similares $\left(\frac{m_1}{m_2} \approx \frac{m_2}{m_1} \right)$.

En este caso el método más exacto para determinar el coeficiente de filtración y la transmisividad está fundamentado en la utilización de datos obtenidos de la cala central y dos calas de observación, para lo cual existen tres variantes de cálculos, para acuíferos artesianos y freáticos.

Ira variante: Para acuíferos artesianos y freáticos.

Los filtros de la cala central y de observación se instalan en la mitad del estrato que se encuentra próximo a la frontera entre los dos estratos. La longitud de los filtros de la cala central y de observación hasta la cala central no deberán ser mayor de $\frac{1}{3}$ de la potencia del estrato en que están instalados los filtros (Figura 6.8).

Los cálculos del coeficiente de filtración se ejecutan por las fórmulas establecidas por V. D. Babushkin, donde:

$$K_1 = \frac{Q(A_1 - A_2 B)}{4\pi l(S_1 - S_2 B)} \quad (6.45)$$

$$A_1 = \text{arcsh} \frac{c+l+Z_1}{r_1} - \text{arcsh} \frac{c-Z_1}{r_1} \quad (6.46)$$

$$A_2 = \text{arcsh} \frac{c+l+Z_2}{r_2} - \text{arcsh} \frac{c-Z_2}{r_2} \quad (6.47)$$

$$B = \frac{\text{arcsh} \frac{c+l+Z_1}{r_1} - \text{arcsh} \frac{c+Z_1}{r_1}}{\text{arcsh} \frac{c+l+Z_2}{r_2} - \text{arcsh} \frac{c+Z_2}{r_2}} \quad (6.48)$$

y
$$K_2 = K_1 \frac{1 - \alpha_{1,2}}{1 + \alpha_{1,2}} \quad (6.49)$$

$$\alpha_{1,2} = \frac{\frac{4\pi K_1 l S_1}{Q - A_1}}{\operatorname{arcsh} \frac{c+l+Z_1}{r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{c+Z_1}{r_1}} \quad (6.50)$$

$$\alpha_{1,2} = \frac{4\pi K_1 l S_2}{\operatorname{arcsh} \frac{c+l+Z_2}{r_2} - \operatorname{arcsh} \frac{c+Z_2}{r_2}} \quad (6.51)$$

donde:

K_1 : coeficiente de filtración del estrato donde están instalados los filtros (puede ser en el estrato superior o en el inferior), m/día;

Q : gasto de aforo, m³/día;

l : longitud de los filtros de la cala central, m;

S_1 y S_2 : abatimiento registrado en la primera y segunda cala de observación, m;

C : distancia desde el final de los filtros en la cala central hasta la frontera entre los estratos, m;

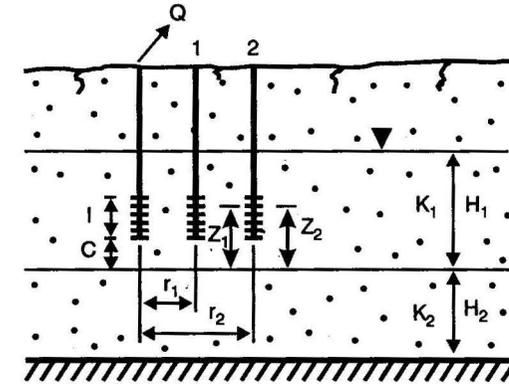
Z_1 y Z_2 : distancia desde el centro de los filtros en la primera y segunda cala de observación hasta la frontera entre los estratos, m;

r_1 y r_2 : distancia desde la cala central hasta la primera y segunda cala de observación, m.

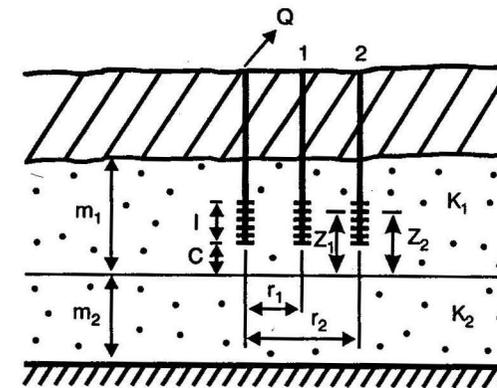
Por la metodología antes descrita los resultados más efectivos se obtendrán cuando la instalación de los filtros se ejecute en el estrato de mayor permeabilidad, lo cual puede definirse en el proceso de perforación por la litología que se perfore.

2da variante: Para acuíferos artesianos y freáticos.

En esta variante se considera la instalación de los filtros a partir del techo del acuífero superior, manteniéndose las mismas condicionales para la longitud de los filtros y distancias entre las calas central y de observación.



a)



b)

FIGURA 6.8. Complejo acuífero con dos estratos: a) complejo freático; b) complejo artésiano.

Los cálculos del coeficiente de filtración se ejecutan por las fórmulas establecidas para estratos homogéneos semilimitados, para el acuífero superior.

- Para la cala central:

$$K_1 = \frac{Q}{2 \pi S_0 l} \ln \frac{1,32 l}{r_0} \quad (6.52)$$

- Para la cala central y una cala de observación:

$$K_1 = \frac{Q}{2 \pi l S_1} \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_1} \quad (6.53)$$

- Para la cala central con dos calas de observación:

$$K_1 = \frac{Q}{2 \pi l (S_1 - S_2)} \left(\operatorname{arcsh} \frac{l}{r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_2} \right) \quad (6.54)$$

El coeficiente de filtración del acuífero inferior se determina de forma aproximada con un por ciento de error de $\pm 10\%$ por la fórmula (6.49).

3ra variante: Para acuíferos artesianos y freáticos.

En esta variante el acuífero superior es el de mayor permeabilidad, y los filtros se ubican en el centro del mismo, manteniéndose las condicionales en cuanto a longitud de los filtros y distancia de las calas de observación hasta la cala central.

Las fórmulas de cálculos responden a condiciones de estratos acuíferos ilimitados, y el coeficiente de filtración se determina para el acuífero superior por las fórmulas siguientes:

- Para cala central:

$$K_1 = \frac{0,5 Q}{2 \pi S_0 l} \ln \frac{1,32 l}{2 r_0} \quad (6.55)$$

- Para cala central y una cala de observación:

$$K_1 = \frac{0,5 Q}{2 \pi S_1 l} \operatorname{arcsh} \frac{l}{2 r_1} \quad (6.56)$$

- Para cala central y dos calas de observaciones:

$$K_1 = \frac{0,5 Q}{2 \pi l (S_1 - S_2)} \left(\operatorname{arcsh} \frac{l}{2 r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{l}{2 r_2} \right) \quad (6.57)$$

Idéntico a los casos anteriores, el coeficiente de filtración del estrato inferior se determina de forma aproximada por la fórmula (6.45).

• Complejo acuífero artesiano o freático formado por un estrato semilimitado y uno limitado.

En este caso se considera que el estrato limitado por la magnitud de su potencia en relación con la potencia del acuífero semilimitado se encuentra en la parte inferior del complejo.

Las fórmulas establecidas para este cálculo consideran la ecuación del aforo con una cala central y no menos de tres calas de observación (Figura 6.10). Los cálculos se ejecutan por la fórmula establecida por V. D. Babuskin, a la cual corresponden las siguientes condicionales:

(m_1 : potencia del acuífero superior; m_2 : potencia del acuífero inferior), y $\frac{robs}{m_1 - m_2} \leq 0,5$ (*robs*: distancia de las calas de observación hasta la cala central), para valores similares de la permeabilidad de ambos estratos.

$$K_1 = \frac{Q(E_1 - E_2)}{2 \pi l (S_1 - S_2)} \quad \text{o} \quad K_1 = \frac{Q(E_2 - E_3)}{2 \pi l (S_2 - S_3)} \quad (6.58)$$

$$E_1 - E_2 = \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_2} + N(\bar{e}, \bar{r}_1, \alpha_{1,2}) - N(\bar{e}, \bar{r}_2, \alpha_{1,2}) \quad (6.59)$$

$$E_2 - E_3 = \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_2} - \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_3} + N(\bar{e}, \bar{r}_2, \alpha_{1,2}) - N(\bar{e}, \bar{r}_3, \alpha_{1,2})$$

donde:

E : coeficiente de equilibrio hidrodinámico;

Q : gasto de aforo, $m^3/\text{día}$;

l : longitud del filtro en la cala central, m ;

r_1, r_2, r_3 : distancias desde la cala central hasta las calas de observación, m ;

$N(\bar{e}, \bar{r}_2, \alpha_{1,2})$: función que se determina por tabla de Anexo 4.

donde:

$$\bar{e} = \frac{l}{2m_1}; \quad \bar{r}_1 = \frac{r_1}{2m_1}; \quad \bar{r}_2 = \frac{r_2}{2m_1}; \quad \bar{r}_3 = \frac{r_3}{2m_1} \quad (6.60)$$

$\alpha_{1,2}$: coeficiente que se determina por tanteo de la función N sobre la base de los valores $\bar{e}, \bar{r}_1, \bar{r}_2$ y \bar{r}_3 hasta que se iguale la siguiente expresión:

$$\frac{S_1 - S_2}{S_2 - S_3} = \frac{E_1 - E_2}{E_2 - E_3} \quad (6.61)$$

Cuando el estrato inferior es menos permeable que el estrato superior, es requisito indispensable que la cala más distante de la cala central esté ubicada a una distancia 2-3 veces mayor que la potencia del estrato superior, y la relación de la distancia de la primera y segunda cala de observación sea mayor de 5; $\frac{r_2}{r_1} > 5$.

Cuando el estrato superior que se afora es menos permeable que el inferior, entonces la selección de $\alpha_{1,2}$ por tanteo con la función N debe responder a la ecuación de equilibrio:

$$\frac{S_2}{S_1} = \frac{\text{arcsch} \frac{l}{r_2} + N(\bar{e}, \bar{r}_2, \alpha_{1,2})}{\text{arcsch} \frac{l}{r_1} + N(\bar{e}, \bar{r}_1, \alpha_{1,2})} \quad (6.62)$$

En este último caso los cálculos del coeficiente de filtración pueden ejecutarse por datos de una sola cala de observación por la fórmula:

$$K_1 = \frac{Q}{2\pi l S_1} \left[\text{arcsch} \frac{l}{r_1} + N(\bar{e}, \bar{r}_1, \alpha_{1,2}) \right] \quad (6.63)$$

El coeficiente de filtración para el estrato superior K_2 se calcula por la fórmula (6.49) para todos los casos analizados.

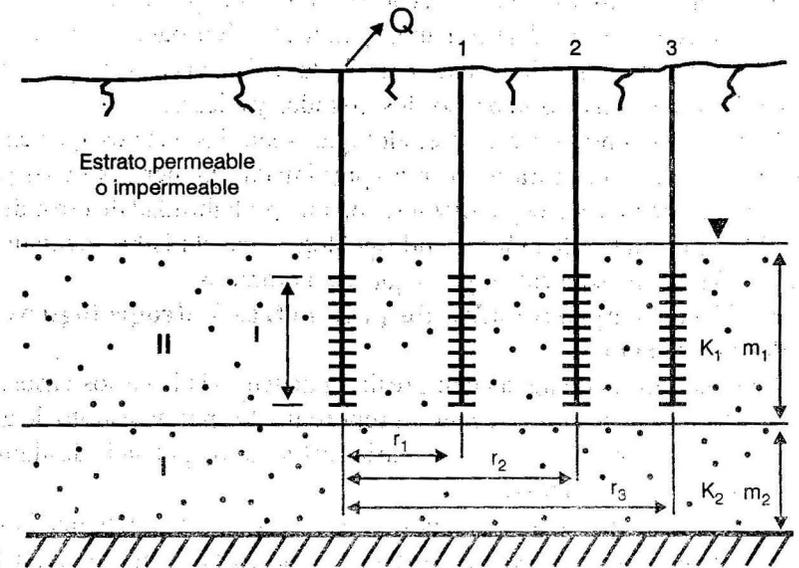


FIGURA 6.9. Complejo acuífero formado por un estrato limitado (I) y uno semilimitado (II).

6.6. Cálculo de los valores medios de calas o pozos en estratos ilimitados o acuíferos estratificados

En la práctica hidrogeológica con fines de evaluación de reservas, recurso de explotación o para evaluaciones de los gastos de explotación de pozos o calas, en muchas ocasiones no es posible ejecutar todo el volumen de trabajo que se requiere para la obtención de resultados exactos de los parámetros hidrogeológicos; frecuentemente se dificulta, incluso, la determinación de los parámetros aunque sea de forma aproximada por los métodos antes expuestos, como por ejemplo, durante la perforación de las calas o pozos para explotación en horizontes acuíferos de grandes potencias, en los cuales se perfora sólo una parte de su potencia; o por perforaciones en complejos acuíferos compuestos por varios estratos de permeabilidades similares o distintos, en los cuales se perfora toda la potencia del complejo y se ejecutan aforos unitarios o con calas satélites con ubicación de filtros en toda la potencia acuífera o en parte de ella.

Por lo antes expuesto en la mayoría de los casos planteados es sumamente difícil o imposible determinar los parámetros hidrogeológicos del estrato aforado (estrato semilimitado o ilimitado) o de cada estrato que forma el complejo acuífero en prueba, por los métodos ya descritos.

En tales casos proponemos metodologías sencillas que nos aporten los elementos necesarios, para de forma aproximada obtener los datos para ejecutar los cálculos correspondientes, con una probabilidad de error de un $\pm 10-20\%$, lo cual en la práctica hidrogeológica es admisible mediante la perforación de una sola cala o pozo que sean aforados.

• **Cálculos aproximados de parámetros hidrogeológicos de acuíferos artesianos**

En condiciones de aguas con presión pueden existir varios casos; de ellos analizaremos los más frecuentes representados por un estrato de gran potencia o un complejo acuífero con varios estratos con potencia de algunos metros o decenas de metros.

En el caso de que se tenga un horizonte artesiano de gran potencia y se desconozca esta por haberse perforado una cala o pozo imperfecto, deberán ubicarse filtros (si la litología lo requiere) en toda la parte acuífera perforada, y ejecutar un aforo con abatimiento no menor del 70% de la potencia acuífera perforada.

Cuando la perforación se ejecute en un complejo acuífero formado por varios estratos de pequeñas potencias, la perforación deberá ejecutarse hasta atravesar toda la potencia acuífera, debiéndose perforar como mínimo 10 m en el estrato impermeable que se considere como lecho del complejo acuífero.

En ambos casos el porcentaje de ranuración de los filtros deberá ser igual a la porosidad de las rocas que se perforen; la duración del aforo manteniendo el gasto y abatimiento estabilizado deberá ser no menos de tres veces el tiempo de bombeo en que se mantuvo sin estabilizar el nivel (régimen no estacionario).

El cálculo de la transmisividad se ejecutará por la fórmula (6.24) y el coeficiente de piezoconductividad por la fórmula (6.29), tomando los valores de R de la Tabla 6.1.

• **Cálculos aproximados de parámetros hidrogeológicos de acuíferos freáticos**

En estos casos los métodos de perforación y aforo son los mismos que en el caso anterior. Los cálculos de los parámetros

hidrogeológicos en estos casos se ejecutan basados en fórmulas establecidas por métodos de correlación entre la transmisividad y el gasto específico de aforos en distintos tipos de rocas. La determinación de la transmisividad o del coeficiente de filtración por las fórmulas que a continuación presentamos pueden tener una amplia utilización en investigaciones regionales que no requieran un alto grado de detallamiento, como por ejemplo, en la evaluación de los recursos regionales de explotación para esquemas (categoría pronóstico P, incluso en categoría C). La utilización de estas fórmulas evitaría la ejecución de voluminosos trabajos de perforación y aforos, ya que para los mismos y por los requerimientos de detallamiento serían necesario solamente aforos cortos con 4-6 horas de bombeos con gastos y batimientos estabilizados, sin necesidad de calas satélites.

- Para rocas friables (acuíferos porosos).

$$T = KH = 125 (q - 0,1) \tag{6.64}$$

donde:

q : gasto específico de aforo, L/s, m.

- Para rocas agrietadas:

$$T = KH = 143 (q - 0,19) \tag{6.65}$$

- Para rocas con desarrollo de carso:

$$T = KH = 122 q \tag{6.66}$$

Los cálculos del coeficiente de conductividad de nivel a se ejecutarán de igual forma que para acuíferos artesianos por la fórmula (6.24) o mediante la determinación del coeficiente de entrega de agua de donde:

$$a_v = \frac{T}{\mu} = \frac{KH}{\mu} \tag{fórmula 2.8}$$

El coeficiente de entrega de agua podrá ser determinado por una de las fórmulas siguientes:

- Rocas de alta permeabilidad por la fórmula de P. A. Beltsinsky.

$$\mu = 0,117 \sqrt[3]{K} \quad (\text{fórmula 2.15})$$

donde:

K: coeficiente de filtración, m/día.

- Rocas de permeabilidad baja y media por fórmula de K. P. Lundin y L. Daml.

$$\mu = 0,13 + 0,07 \lg K \quad (\text{fórmula 2.16})$$

donde:

K: coeficiente de filtración, m/día.

- Para todos los casos el coeficiente de entrega de agua de las rocas puede ser calculado por la expresión siguiente:

$$\mu = \frac{KH_m}{a} \quad (6.67)$$

donde:

K: coeficiente de filtración, m/día;

H_m : potencia acuífera media, m;

a : coeficiente de piezoconductividad o conductividad del nivel, m²/día.

En los casos en que se requieren detalles del cálculo de la entrega de agua de las rocas, la metodología de los cálculos deberá estar fundamentada por datos de observación de los niveles durante el aforo en dos puntos (calas) de observación de los mismos. Para este cálculo se utiliza la fórmula siguiente (según metodología de V. N. Shelkachov).

$$\mu = 0,824 \frac{Qt}{r_1^2 (S_1 - S_2)} \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^{2S_1} S_1 - S_2 \lg \frac{r_2}{r_1} \quad (6.68)$$

donde:

Q: gasto constante del aforo, m³/día;

t: tiempo transcurrido desde el inicio del aforo con Q constante hasta el momento en que se miden los abatimientos S_1 y S_2 en las calas de observación;

S_1 : abatimiento en la cala más próxima con distancia hasta la cala que se bombea, m.

S_2 : abatimiento en la cala más distancia con distancia r_2 hasta la cala que se bombea, m.

6.7. Cálculo de parámetros hidrogeológicos de horizontes acuíferos con alta anisotropía por agrietamiento y cavernosidad

Los cálculos analizados en el epígrafe 6.5 se relacionan con estratos u horizontes acuíferos que presentan una porosidad, agrietamiento o cavernosidad homogénea o relativamente homogénea.

En la naturaleza las rocas agrietadas y carsificadas, sobre todo estas últimas, presentan generalmente una alta anisotropía debido a los procesos que se desarrollan en la formación de los sistemas de grietas, cavernas, canales, etc., por lo que estas rocas se caracterizan por una alta anisotropía tanto en planta como en perfil, de sus propiedades de filtración y de almacenamiento del agua. En estas rocas a menudo se puede observar una «doble porosidad» (grietas y cavernas), que pueden ser analizadas como dos medios de filtración dispuestos uno dentro del otro. Las microgrietas y también zonas aisladas de fallas, franjas carsificadas y canales cársicos en el macizo de las rocas representan los principales conductores de las aguas subterráneas y determinan de forma general la permeabilidad de las rocas en el límite de desarrollo de los mismos. Los sistemas de estas cavidades se caracterizan por una alta transmisividad, una relativa pequeña capacidad de almacenamiento y una piezoconductividad o conductividad de nivel (medio poroso I).

Los bloques con cavidades de segundo grado se caracterizan por una pequeña transmisividad, una alta capacidad de almacenamiento y una relativamente baja piezoconductividad o conductividad de nivel. Estos bloques determinan la capacidad de almacenamiento predominante de las rocas agrietadas o carsificadas (medio poroso II).

Además de lo antes expuesto para las condiciones analizadas, es característico la presencia de distintas fronteras de permeabilidad y de heterogeneidad, generalmente representadas tanto por una cierta regularidad como por una presencia caótica de las mismas, lo cual es una propiedad prácticamente única de los horizontes acuíferos de alto agrietamiento y desarrollo de carso. Todo lo antes expuesto hace muy difícil el procesamiento de los datos obtenidos en trabajos experimentales de filtración (aforos), y paralelo a esto la determinación de los parámetros hidrogeológicos y en condiciones de bruscos cambios de agrietamiento y cavernosidad cuando durante los aforos ocurre una desviación considerable del flujo radial, debido a la existencia de grandes grietas y canales cársicos que representan drenes de agua subterránea, la determinación de los parámetros de filtración prácticamente es imposible.

En los casos en que no se presente desviación del flujo radial como lo han demostrado G. I. Barenblatt y Y. P. Zhéltov, en las rocas con «doble porosidad» las leyes de filtración presentan propiedades similares a las de rocas (sedimentos) granulares, y las ecuaciones de Theis-Jacob se presentan con cierto retraso (τ). Esta condición requiere un control especial durante el análisis de los resultados de aforos experimentales en los horizontes acuíferos agrietado-cársicos.

En los casos de rocas agrietadas y cársicas con régimen de flujo radial, para la determinación de los parámetros hidrogeológicos es el grafo-analítico de Jacob con la utilización de las partes asintóticas de las variaciones del nivel representadas en el gráfico de dependencia del tiempo, que superan el tiempo de retraso (τ). En tales casos, en dependencia de las condiciones presentes, pueden ser utilizadas las tres variantes del método de Jacob o alguno de ellos (seguimiento en tiempo, en área o combinado de las variaciones del nivel).

Durante la interpretación de los gráficos de seguimiento de las variaciones del nivel, es necesario considerar las características de las estructuras del medio agrietado cársico y de la filtración del agua en este medio que conllevan a la desviación de la forma de estos gráficos, para medios de filtración en rocas granulares. Las principales características son las siguientes:

1. Las rocas agrietadas y carsificadas en la mayoría de los casos se caracterizan por una «porosidad doble», lo que conlleva a cambios de la porosidad activa en el proceso de las pruebas.

En relación con esto, los tramos asintóticos de las curvas experimentales de la variación del nivel pueden ser aproximadas con las ecuaciones de Theis-Jacob, y se forman como ya se mencionó con cierto tiempo de retraso (τ) en comparación con estratos granulares. El tiempo de retraso en la aparición de los gráficos de los tramos asintóticos varía en amplios márgenes, y es una magnitud prácticamente no pronosticable.

En relación con esto, los gráficos $S = f(lgt)$ durante aforos de estratos con «doble porosidad» presentan una deformación característica; generalmente de ellos se desprenden tres tramos (I, II, III) ver Figura (6.10). El tercer tramo (III) está relacionado con la macroheterogeneidad del horizonte acuífero o con la influencia de fronteras externas del estrato, lo que conlleva a cambios en el gradiente del gráfico en dependencia del carácter de los factores presentes.

La presencia en el gráfico de los primeros dos tramos (I y II), puede estar relacionada con una influencia variada de las grietas y poros (macro y microgrietas) en el proceso de filtración del agua o por el efecto de una «doble porosidad». La deformación de los primeros tramos del gráfico es característica no sólo para las calas que se bombean, sino también para las de observación, lo que puede estar relacionado con resistencia a la filtración en las paredes de las calas o filtros (*skin-efecto*). De tal forma la existencia en el gráfico $S = f(lgt)$ de los dos primeros tramos (I y II) testifica que el estrato investigado con la ausencia de otros factores de formación (rebasamiento de otros estratos acuíferos, fronteras próximas, etc.), se caracteriza por tener una «porosidad doble».

El primer tramo (I) de gráfico típico (Figura 6.10) corresponde a una filtración supuestamente estacionaria; teóricamente este tramo debe presentar un inicio con gradiente brusco (Ia), que corresponde al período de filtración con entrega de agua dependiente de las grietas grandes o canales cársicos. En este sector del gráfico pueden ser determinados la transmisividad y piezoconductividad o conductividad de nivel de medio poroso I; en la práctica este sector del gráfico se observa raramente. A menudo el sector del gráfico (Ia) se presenta reflejado en un escalonamiento brusco del nivel en las calas de observación durante el inicio del aforo. La duración del tramo I en el gráfico puede prolongarse desde algunos minutos hasta cientos de horas.

El tramo II corresponde a una asíntota que responde a las condiciones de filtración de un medio de filtración corriente. Por este tramo deben determinarse los parámetros de los horizontes acuíferos en rocas agrietadas-cársicas que caracterizan las propiedades medias (predominantes) de filtración y de almacenamiento de las rocas acuíferas.

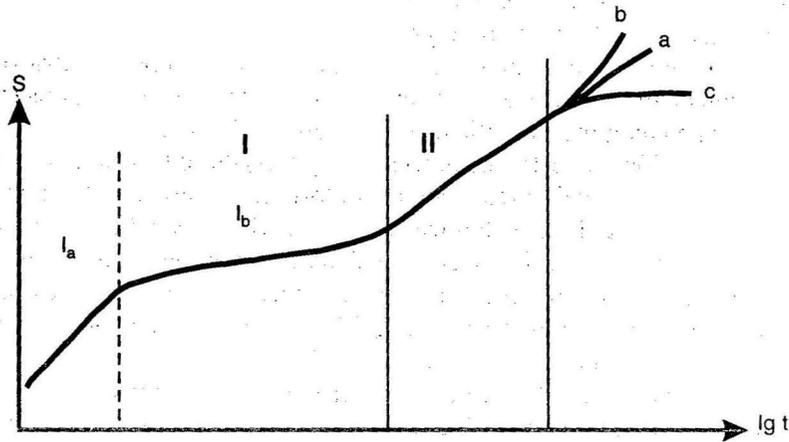


FIGURA 6.10. Forma característica del gráfico $S = f(\lg t)$ durante afloros en rocas agrietadas-cársicas.

2. Los mejores resultados en análisis de tramos de cálculos de gráficos los aporta el método de seguimiento combinado de las variaciones del nivel. Los gráficos combinados en dependencia de la estructura del medio agrietado o agrietado-cársico y la relación de las propiedades de filtración y de almacenamiento de los distintos tipos de vacíos o cavidades pueden ser presentados de la forma siguiente:

- a) Por un gráfico semilogarítmico, que se forma generalmente sin retraso, cuando el efecto de la «doble porosidad» está ausente o prácticamente no se refleja (Figura 6.11a).
- b) Por un gráfico análogo al gráfico de Bolton con una asíntota común a los gráficos de variación de niveles de la cala central y de observaciones (Figura 6.11b).
- c) Por una familia de gráficos con tramos de asíntotas paralelas, formadas con retrasos (Figura 6.11c).

El procesamiento de los resultados en los dos primeros casos se ejecuta de forma similar a lo expuesto en el epígrafe 6.4 para acuíferos homogéneos o relativamente homogéneos. En estos casos los resultados de la determinación de parámetros por gráfico del seguimiento del nivel combinado y en área coinciden; en el último caso los cálculos por gráficos en área dan resultados aumentados, y ese aumento puede ser en varias veces; tales

gráficos son característicos para rocas intensamente agrietadas o carsificadas. El coeficiente de conductividad de nivel o piezoconductividad en este caso puede ser considerablemente aumentado o disminuido en dependencia del carácter del agrietamiento del estrato y lugar de ubicación de las calas de observación en relación con la cala central.

En las cercanías de la cala central se obtienen resultados reducidos de la piezoconductividad o conductividad del nivel, y en las más distantes los resultados son aumentados. De tal forma en calidad de datos para los cálculos deben tenerse los datos de calas ubicadas en distancias hasta la cala central en magnitudes 1,5; dos veces la potencia acuífera [$r_{obs} = (1,5 - 2) H$]; las observaciones no deben ejecutarse en un número menor de tres calas, y los datos para los cálculos de los parámetros hidrogeológicos deberán ser tomados por las calas que aporten los valores menores.

El cálculo de los parámetros hidrogeológicos de horizontes acuíferos agrietados y carsificados puede ejecutarse también por la metodología expuesta, considerando la recuperación del nivel en las calas de observación a partir del momento de suspensión del bombeo de la cala central por el método de recuperación de niveles; los datos que se obtengan son más exactos y en estas condiciones se pueden considerar ausentes los procesos de resistencia en los filtros y zonas próximas a las calas, tanto central como de observación que se originan en el proceso de bombeo.

Con la existencia de un régimen de flujo radial hacia la cala central durante el proceso de afloro, con una ubicación de las calas de observación en distintas direcciones en relación con la ubicación de la cala central, a menudo se tiene que por los datos de observación en las calas durante el afloro o por recuperación de niveles en distintas direcciones existen distintas permeabilidades, o sea, existe anisotropía en distintos ejes del espacio acuífero. En estas condiciones E. C. Rommon mediante resoluciones de ecuaciones diferenciales ha demostrado que en un estrato con anisotropía en condiciones de régimen estacionario o cuasi-estacionario, el ritmo de abatimiento del nivel no depende de la dirección de las permeabilidades, y el mismo está determinado por los valores geométricos medios del coeficiente de filtración, por lo que:

$$K_m = \sqrt{K_x \cdot K_y} \quad (6.69)$$

donde:

- K_m : coeficiente de filtración geométrico medio, m/día;
- K_x, K_y : coeficiente de filtración en distintos ejes del acuífero anisotrópico, m/día.

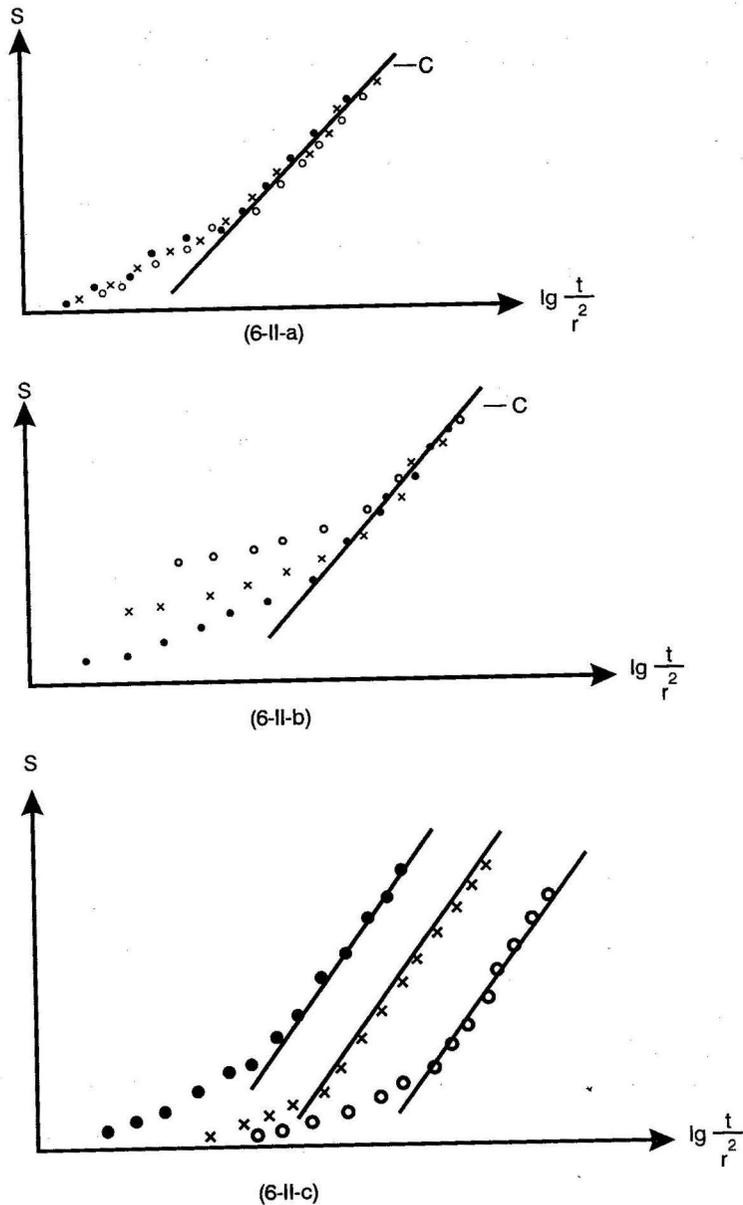


FIGURA 6.11. Gráfico típico de $S = f(\lg \frac{t}{r^2})$ de afloros en rocas agrietado-cársicas. o: datos de nivel de la primera cala de observación; x: datos de nivel de la segunda cala de observación; •: datos de nivel de la tercera cala de observación.

6.8. Otros métodos de cálculo de parámetros hidrogeológicos principalmente para acuíferos freáticos

En gran número de investigaciones hidrogeológicas con fines de abasto, mejoramiento o hidrotécnicos, se ejecutan pruebas experimentales de poca duración en calas (cubeteos y afloros cortos). Para estos casos existe gran número de métodos de cálculos y fórmulas; aquí expondremos los más representativos.

1. Cubeteos en calas.

Estas pruebas se ejecutan generalmente en calas unitarias, por lo que la veracidad de los datos depende directamente de la construcción de las calas y método de cubeteo, el cual debe ejecutarse con gasto constante. En este caso el coeficiente de transmisividad o de filtración del acuífero freático se puede ejecutar sobre la base del gasto específico de la cala por las fórmulas (6.64, 6.65 y 6.66), para las cuales el gasto específico del cubeteo se determina por la fórmula:

$$q = 18,1 \frac{D^2}{T} \lg \left(\frac{S_o + l \frac{d^2}{D^2}}{S_o} \right) \quad (6.70)$$

donde:

- q : gasto específico, L/s · m;
- D : diámetro de la cala, dm;
- t : duración del ciclo de extracción de la cubeta, s;
- S_o : descenso medio del cubeteo, cuando no se estabiliza el nivel, deben considerarse como mínimo tres mediciones del nivel, en este caso:

$$S_o = \frac{S_1 + S_2 + S_3}{3}, \text{ m} \quad (6.71)$$

donde:

- d : diámetro de la cubeta, dm;
- l : largo de la cubeta, mm .

2. Aforos cortos y cubeteos intensivos.

Se consideran como aforos cortos las pruebas (aforos) que se realizan con una corta ejecución de las mismas con abatimientos estabilizados en régimen cuasi-estacionario por un período de tiempo no mayor de 4-6 horas; por los cálculos de la transmisividad o coeficiente de filtración, en estos casos pueden ser empleadas las fórmulas (6.64 y 6.66), con datos del gasto específico de la cala en prueba.

En casos en que el aforo se ejecute sin estabilización del abatimiento, con un gasto constante, se recomienda emplear el método grafo-analítico propuesto por A.P. Erquin por datos de recuperación del nivel para el cual:

$$K = \frac{3,5r^2 \cdot U}{L + 2r} \quad (6.72)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- r: radio de la cala, cm;
- L: profundidad del nivel estático, cm;
- U: coeficiente

$$U = \frac{\lg \frac{Y_0}{Y_{t_1}} + \lg \frac{Y_{t_1}}{Y_{t_2}} + \dots + \lg \frac{Y_{t_{n-1}}}{Y_{t_n}}}{t_1 + t_2 + \dots + t_n} \quad (6.73)$$

donde:

- y₀: abatimiento al finalizar el aforo, cm;
- y_t: abatimiento (cm) en tiempo t(min) a partir del instante en que se paraliza el bombeo (ver Figura 6.12).

Durante la recuperación se ejecutan varias mediciones de los niveles de la siguiente forma: cada un minuto durante los primeros 15 minutos, posteriormente cada cinco minutos, hasta finalizar las mediciones del nivel, las cuales no deben suspenderse hasta que la recuperación alcanzada sea mayor del 80 % del abatimiento inicial y₀.

En la sumatoria logarítmica, la primera expresión logarítmica de y se toma y₀ y y_t para el tiempo t₁ a partir del inicio de la recuperación, para la segunda expresión logarítmica y₀ = y₁, y y₂ se toma para el tiempo t₂ a partir de t₁, y así sucesivamente hasta la última expresión de cálculo.

Los cálculos pueden ejecutarse por método grafo-analítico, haciendo U = tgα para ello se construye el gráfico y_t = f lgt, en el cual se obtendrá una curva, cuyo centro representa una línea recta (Figura 6.13), con ángulo α en la intersección de la misma con el eje de log t.

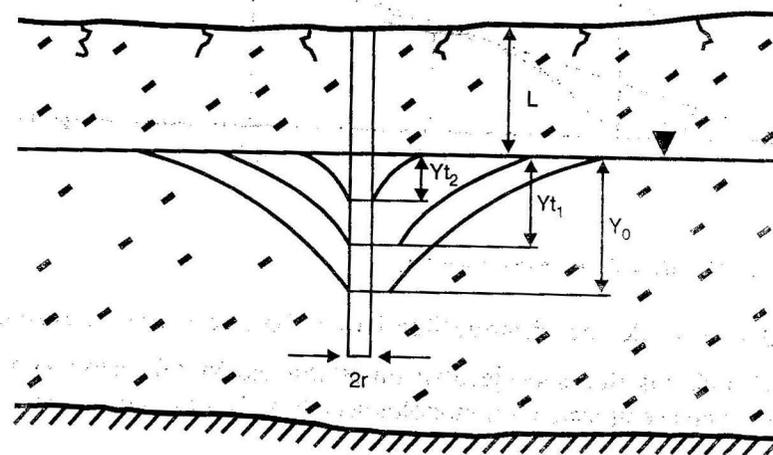


FIGURA 6.12. Esquema de recuperación de niveles a partir de la suspensión del bombeo.

En casos de aforos cortos con gastos constantes y abatimientos sin estabilizar, puede utilizarse también la metodología propuesta por F. M. Bochevier, con datos tomados durante el aforo en la cala central, de donde:

$$K = \frac{Q}{2H \left(\frac{h_1^2 - h_2^2}{\ln t_2 - \ln t_1} \right)} \quad (6.74)$$

de donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- Q: gasto de aforo, m/día;
- h₁ y h₂: columna de agua en la cala (m) en los tiempos t₁ y t₂ (días) respectivamente a partir del inicio del aforo.

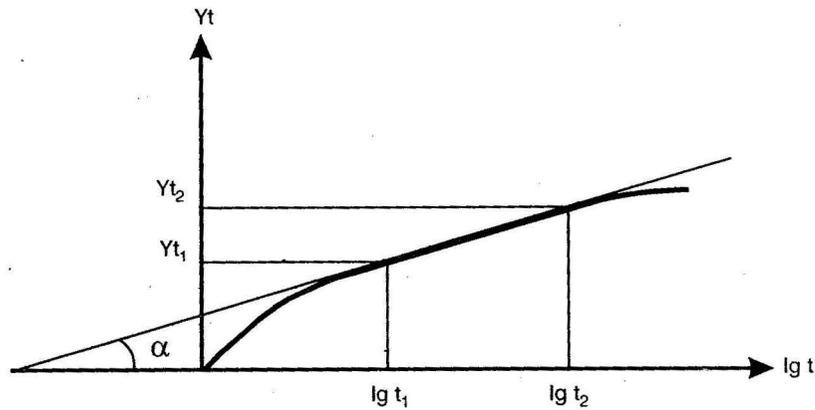


FIGURA 6.13. Gráfico de dependencia $y_t = f(\lg t)$

3. Cálculos del coeficiente de filtración de afloros o cubeteos sin estabilizar.

Cuando los afloros se ejecutan sin estabilización del gasto y el abatimiento, puede emplearse la metodología de E. E. Kerkys, por la cual:

$$K = \frac{r_0}{2,6t} \left(\lg \frac{S_2}{S_1} + \lg \frac{3H - S_1}{3H - S_2} \right) \quad (6.75)$$

de donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- r_0 : radio de la cala, m;
- t: intervalo de tiempo (días) entre las mediciones de los abatimientos S_1 y S_2 , m;
- H: potencia acuífera en calas perfectas o columna de agua en la cala antes de iniciar el aforo en calas imperfectas, m.

Para cálculos del coeficiente de filtración por recuperación del nivel en calas imperfectas, debe considerarse también la forma de penetración del agua a la cala, la cual puede ser por el fondo de la cala cuando esta se

encuentra encamisada sin filtros y el horizonte acuífero en toda la profundidad de perforación presenta una litología relativamente homogénea. En este caso el coeficiente de filtración puede ser calculado por la fórmula:

$$K = 1,8 \frac{r}{t} \lg \left(\frac{S_1}{S_2} \right) \quad (6.76)$$

donde:

- r: radio de la cala, cm;
- t: período de tiempo (s) entre las mediciones de los ascensos S_1 y S_2 , cm;
- K: coeficiente de filtración, $\text{cm/s} \cdot 864 = \text{m/día}$.

— Cuando la cala es imperfecta y a la misma se le ubican filtros en toda la longitud del intervalo acuífero perforado o en un intervalo de la potencia acuífera perforada, independientemente de la ubicación de los mismos en perfil y de que la penetración del agua a la cala ocurra solamente de forma lateral, el coeficiente de filtración se calcula por la fórmula:

$$K = \frac{r^2 (S_1 - S_2)}{(S_1 + S_2) t \sqrt{ld}} \quad (6.77)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- r: radio de la cala o filtro, m;
- S_1 : primer ascenso del nivel, m;
- S_2 : segundo ascenso del nivel, m;
- t: intervalo de tiempo transcurrido entre dos ascensos S_1 y S_2 , días;
- l: largo de acción del filtro, m;
- d: diámetro del filtro, m.

6.9. Cálculo del coeficiente de filtración por aforos en pozos de grandes diámetros

En la práctica hidrogeológica a menudo es necesario determinar los parámetros hidrogeológicos por aforos de pozos de grandes diámetros ($d > 1,0$ m), tanto para dar solución a solicitudes de abastos de pequeños gastos o para fines de construcciones mineras, hidrotécnicas, etc.

En los casos que a continuación analizaremos, es requisito que el aforo se ejecute con un régimen de movimiento de las aguas estacionario o cuasi-estacionaria, condición que nos permite obtener valores de permeabilidad de forma efectiva con menos de un $\pm 10\%$ de error en los resultados. ;

1er caso: Pozos perforados en acuíferos artesianos o freáticos de grandes potencias y con desconocimiento de la misma y por el grado de penetración en el acuífero (menos de 1 m), puede considerarse que los pozos solo descubren el acuífero; en este caso en los cálculos debe considerarse la configuración del fondo del pozo: semiesférico o plano, por metodología de F. Forgheimer.

- Fondo del pozo semiesférico:

$$K = \frac{0,16Q}{Sr_0} \quad (6.78)$$

- Fondo del pozo plano:

$$K = \frac{0,08Q}{Sr_0} \quad (6.79)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- Q: gasto de aforo, m/día;
- r: radio del pozo, m;
- S: abatimiento estabilizado del aforo, m.

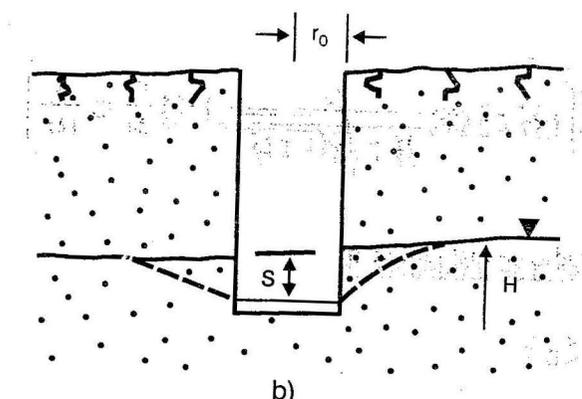
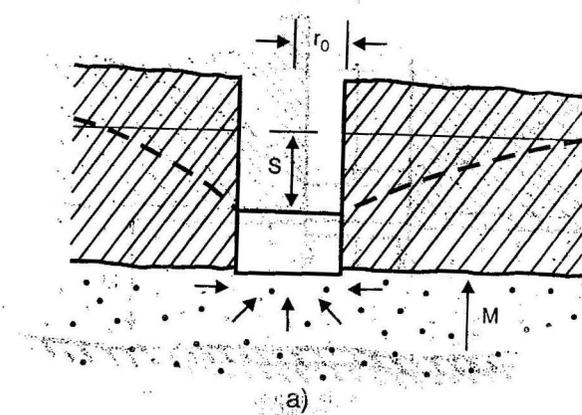


FIGURA 6.14. Pozos que sólo descubren el acuífero: a) artesiano; b) freático.

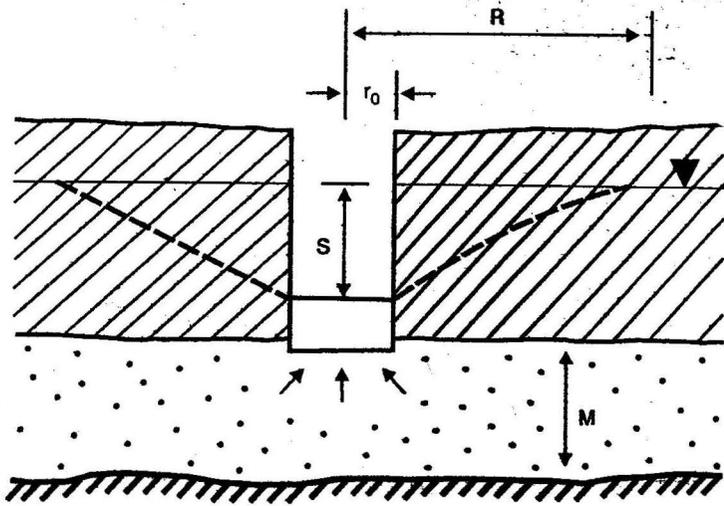


FIGURA 6.15. Pozos en acuíferos artesianos limitados, que no penetran en el acuífero.

2do caso: Pozos perforados en acuíferos artesianos de potencias limitadas sin que la perforación penetre el acuífero (según B. D. Babushkin).

cuando: $0,5 < \frac{r_0}{M} < 1$

$$K = \frac{0,16 Q}{Sr_0} \left(1,57 + 2 \arcs \frac{r_0}{M + \sqrt{M^2 + r_0^2}} + 1,185 \frac{r_0}{M} \lg \frac{R}{4M} \right) \quad (6.80)$$

donde:

R: radio de influencia, m.

cuando: $\frac{r_0}{M} < 0,5$

$$K = \frac{0,16}{Sr_0} \left[1,52 + \frac{r_0}{M} \left(1 + 1,185 \lg \frac{R}{4M} \right) \right] \quad (6.81)$$

3er caso: Pozos con fondo plano en acuífero freático limitado penetrando algunos metros en el acuífero (según B. D. Babushkin).

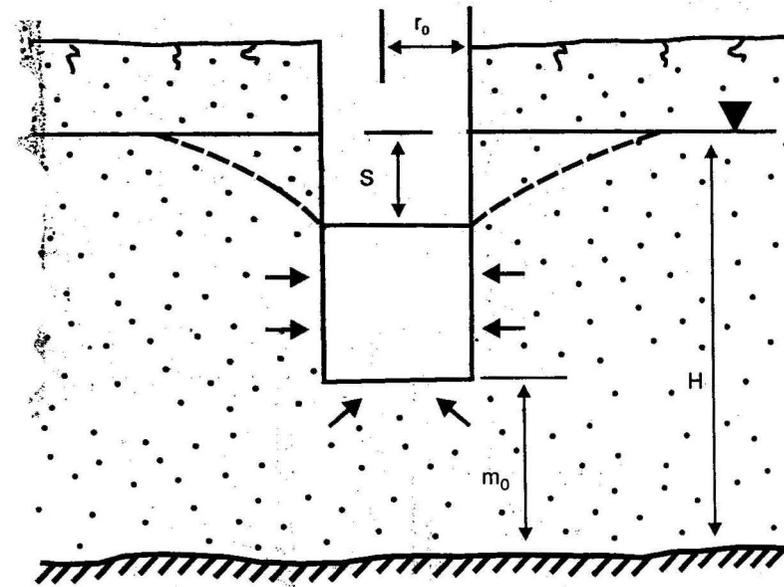


FIGURA 6.16. Pozo que penetra en acuífero freático limitado.

cuando: $0,5 < \frac{r_0}{M} < 1,0$

$$K = \frac{0,16 Q}{Sr_0} \left(1,57 + 2 \arcs \frac{r_0}{m_0 + \sqrt{m_0^2 + r_0^2}} + 1,185 \lg \frac{R}{4M} \right) \quad (6.82)$$

cuando: $\frac{r_0}{M} < 0,5$

$$K = \frac{0,16 Q}{Sr_0} \left[1,57 + \frac{r_0}{m_0} \left(1 + 1,185 \lg \frac{R}{4M} \right) \right] \quad (6.83)$$

donde:

m_0 : magnitud de la penetración en el acuífero, m.

4to caso: Pozo con secciones cuadradas.

La configuración de la sección de los pozos de grandes diámetros puede influir en los gastos de los mismos en determinadas condiciones hidrogeológicas, según propuesta de F. Forgheimer y V. D. Babushkin en las fórmulas (6.76) y (6.81); en lugar de r_0 debe utilizarse el valor $0,55 b$, donde b es la longitud de los lados de la sección cuadrada del pozo ($r_0 = 0,55 b$).

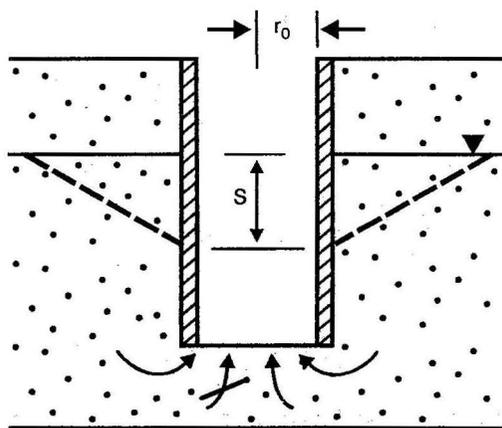


FIGURA 6.17. Pozos con paredes selladas.

5to caso: Pozos con paredes selladas.

En acuíferos artesianos los cálculos del coeficiente de filtración se ejecutan en correspondencia con los esquemas de cálculos y fórmulas de los casos 1ro y 2do.

En acuíferos freáticos el cálculo del coeficiente de filtración se ejecuta según I. A. Skabalanovich por la fórmula:

$$K = \frac{0,25Q}{S r_0} \quad (6.84)$$

6.10. Cálculo del coeficiente de filtración en calas donde se utilicen explosivos para su desarrollo y análisis de los resultados

Durante las investigaciones de aguas subterráneas en acuíferos agrietados, agrietados porosos y agrietado-cársicos, a menudo las calas perforadas en un mismo estrato acuífero presentan distintas permeabilidades, pudiéndose presentar algunas calas prácticamente sin agua; esto se explica por el cambio de agrietamiento de las rocas y variación del mismo en el perfil y área, motivado por la presencia o ausencia en algunos lugares o tramos del acuífero de dislocaciones disyuntivas, aislamiento de las grietas o cavidades, un relleno irregular de las grietas y cavidades con material arenarcilloso, o por relleno arcilloso de las grietas debido a la perforación con utilización de agua o lodo.

En los casos antes mencionados, se ha demostrado en la práctica que en las calas o pozos que presentan poca acuosidad (o permeabilidad), después de la ejecución de explosiones con elementos explosivos (E.E.) o con la utilización de torpedos, en las mismas aumenta la acuosidad (o permeabilidad), debido a la destrucción de las rocas en áreas aledañas a las calas o pozos.

En esta ocasión analizaremos el caso de utilización de E. E., ya que para el torpedaje de calas la metodología de cálculos y técnica de ejecución es muy compleja, y para la misma existe literatura especializada.

Generalmente las explosiones con E. E. se ejecutan próximas al fondo de la cala o pozo, alrededor de la cual se forman tres zonas de distribución de las rocas relacionadas entre sí (ver Figura 6.17). Para los cálculos de las zonas de destrucción y formación de grietas en las rocas, se utilizan fórmulas probadas en la práctica, y recomendadas por F. A. Baum; B. I. Shextier.

$$R_a = \sqrt{\frac{Q}{q}} \quad (6.85)$$

donde:

R_a : radio de agrietamiento, m;

Q : masa de la carga de E. E. en kg;

q : gasto específico de E. E. por metros, kg/m^2 .

DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS

La fórmula (6.85) es aplicable cuando $l < 4d$, donde l es el largo de la carga y d es el diámetro de la carga.

Cuando $l = (4-30)d$, el radio de agrietamiento se calcula por la fórmula:

$$Ra = 10d \sqrt[3]{\frac{\lambda}{\gamma}} \quad (6.86)$$

Cuando $l > 30d$, el radio de agrietamiento se calcula por la fórmula:

$$Ra = 30d \sqrt[3]{\frac{\lambda}{\gamma}} \quad (6.87)$$

donde:

$$\lambda = \frac{l}{d}$$

γ : densidad de la roca, t/m^3 .

En todo caso, antes de la utilización de E. E., debe ejecutarse el aforo en las calas o pozos para poder ejecutar el análisis de la efectividad de la explosión.

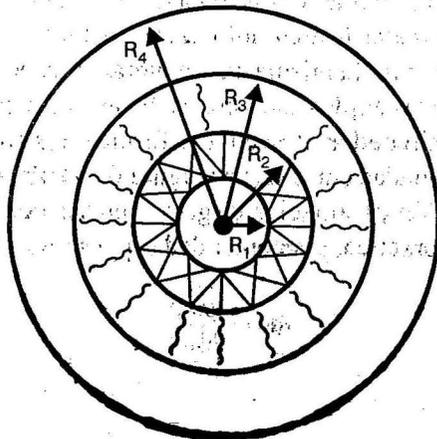


FIGURA 6.18. Esquema de destrucción de las rocas por el empleo de E.E. R_1 : área con productos de la detonación; R_2 : área de destrucción de las rocas; R_3 : área de formación de grietas radiales, R_4 : área de deformaciones elásticas.

Con la ejecución de explosiones en calas y pozos los cálculos del coeficiente de filtración para la zona de influencia de la explosión, se ejecuta tanto para regímenes de movimiento estacionario como no estacionario de las aguas subterráneas.

• **Acuífero freático**

a) Régimen estacionario:

$$K_{i.a} = \frac{0,73 Q \lg \frac{R}{r_0}}{S(2H - S)} \quad (6.88)$$

b) Régimen no estacionario:

$$K_{i.a} = \frac{0,73 Q \lg \frac{2,25 a_y t}{r_0^2}}{S(2H - S)} \quad (6.89)$$

• **Acuífero artesiano:**

a) Régimen estacionario:

$$K_{i.a} = \frac{0,45 Q \lg \frac{R}{r_0}}{MS} \quad (6.90)$$

b) Régimen no estacionario:

$$K_{i.a} = \frac{0,08 Q E_i \left(-\frac{r_0^2}{4at} \right)}{MS} \quad (6.91)$$

$$K_{i.a} = \frac{0,08 Q \ln \left(\frac{2,25 at}{r_0^2} \right)}{MS} \quad (6.92)$$

Los parámetros de las fórmulas son las siguientes:

K_{fa} : coeficiente de filtración de la zona de trituración y agrietamiento, m/día;

Q : gasto del aforo ejecutado posteriormente a la explosión, m/día;

R : radio de influencia durante el período de aforo, m;

r_o : radio de la cala o pozo, m;

S : abatimiento de aforo, m;

H y M : potencia acuífera de horizontes acuíferos freáticos y artesianos respectivamente, m;

E_i : función integral, se determina del Anexo 3;

a y a' : coeficientes de conductividad de nivel y de piezoconductividad para acuíferos freáticos y artesianos respectivamente, m/día;

t : tiempo de aforo, días.

La fórmula (6.88) es aplicable cuando $\frac{r_o^2}{4at} > 0$ (de 0,1 a 0,5) y la fórmula (6.92) cuando $\frac{r_o^2}{4at} < 0,15 - 0,1$.

Cuando se ejecutan explosiones potentes por las que se forman grandes radios de agrietamiento, en las fórmulas (6.89) y (6.91), en lugar de R se utilizan los valores de R_a determinados por las fórmulas (6.85), (6.86) y (6.87).

Los gastos de las calas o pozos poco productivos, después de la explosión, generalmente aumentan 1,5 a 16 veces al gasto de aforo ejecutados antes y después de esta, con el mismo abatimiento, y se determina por el coeficiente de efectividad ef por la relación:

$$ef = \frac{Q_2}{Q_1} \quad (6.93)$$

$$ef = \frac{q_2}{q_1} \quad (6.94)$$

donde:

Q_1 y Q_2 : gastos de aforos ejecutados antes y después de la explosión respectivamente, L/s;

q_1 y q_2 : gastos específicos de aforos ejecutados antes y después de la explosión respectivamente, L/s · m.

Por los valores del coeficiente de efectividad pueden definirse cuatro casos:

1er caso: $ef = 0$ La explosión conlleva a la total pérdida del gasto; esto se explica por las condiciones litológicas de las rocas acuíferas, las cuales no son propicias para ejecutar en las mismas explosivos (son rocas con alto contenido de partículas arcillosas, lentes y estratificaciones de arcilla).

2do caso: $1 > ef > 0$ La explosión presenta un resultado negativo por las mismas causas que en el 1er caso.

3er caso: $ef = 1$ La explosión no da los resultados requeridos por distintos motivos (una carga insuficiente de E. E., una mala limpieza de la cala antes del aforo, colmatación arcillosa de las grietas, etc.)

4to caso: $ef > 1$ La explosión presenta un efecto positivo, lo que testifica la buena ejecución de la misma.

En el 1ro y 2do casos las explosiones de repetición no conllevan a efectos positivos o dan muy pequeño aumento del gasto de la cala o pozo; en el 3er caso a menudo la repetición de la explosión conlleva a efectos positivos con el respectivo aumento del gasto de las calas o pozos.

La efectividad de las explosiones se puede evaluar también por los gráficos $S = f(\lg t)$; $S = f(\lg r)$; $S = f(\lg \frac{t}{r})$. Los gráficos se construyen en una misma escala para los aforos antes de la explosión y después de la misma.

Con efectividad positiva de la explosión, las curvas construidas por aforos ejecutados antes de la explosión, en el gráfico se presentan en posiciones inferiores a las curvas por datos de aforos ejecutados después de la explosión.

Paralelo a la comprobación de la efectividad de la explosión por la acuosidad de la cala o pozo, en casos de ejecutarse estos trabajos con fines de abasto de agua para distintos objetivos, deben verificarse las consecuencias hidroquímicas de la explosión; esto se ejecuta normalmente referente a la mineralización y contenido en el agua de Cl, SO₄, Ca y Mg por muestras de aguas tomadas en períodos de culminación de los aforos ejecutados antes y después de la explosión. Las evaluaciones de los cambios hidroquímicos se ejecutan por las siguientes fórmulas:

• Mineralización $\alpha = \frac{M_{d.e}}{M_{a.e}}$

$$\begin{aligned} \beta_{Cl} &= \frac{Cl_{d.e}}{Cl_{a.e}} & \beta_{SO_4} &= \frac{SO_{4d.e}}{SO_{4a.e}} \\ \beta_{Ca} &= \frac{Ca_{d.e}}{Ca_{a.e}} & \beta_{Mg} &= \frac{Mg_{d.e}}{Mg_{a.e}} \end{aligned}$$

En el numerador, valores de elementos determinados en aforo ejecutados después de la explosión; en el denominador, valores de elementos determinados en aforos ejecutados antes de la explosión.

Las consecuencias químicas de la explosión en relación con las normas establecidas para distintos elementos se evalúan por las fórmulas siguientes:

$$\begin{aligned} \varphi_{Cl} &= \frac{Cl_{d.e}}{Cl_{a.e}} & \varphi_{SO_4} &= \frac{SO_{4d.e}}{SO_{4a.e}} \\ \varphi_{Ca} &= \frac{Ca_{d.e}}{Ca_{a.e}} & \varphi_{Mg} &= \frac{Mg_{d.e}}{Mg_{a.e}} \end{aligned}$$

En el numerador, los valores de elementos químicos determinados en aforos ejecutados después de la explosión; en el denominador, valores de elementos según normas para distintos objetivos de abasto.

Cuando $\alpha = 1$ no ocurren cambios en la mineralización.

Cuando $\alpha < 1$ ocurrió una dulcificación de las aguas, debido a la penetración, superficiales o subterráneas.

Cuando $\alpha > 1$ la mineralización aumenta generalmente por la influencia de aguas con mayor mineralización de acuíferos de mayor profundidad, aguas de la capa vegetal (del suelo) o de fuentes superficiales salinizadas.

De forma análoga se ejecuta la evaluación de los coeficientes β y φ . Cuando $\beta = 1$ y $\varphi = 1$, la explosión no influyó en la composición química del agua; cuando $\beta \neq 1$ y $\varphi \neq 1$, ocurren cambios de la calidad del agua, en algunos de los elementos o en todos. Por normas las aguas mejoran su calidad cuando $\varphi < 1$, y empeora su calidad cuando $\varphi > 1$.

Considerando que durante la utilización de explosivos se emplean trotilo y amonita, materias que contienen en su composición NO_2^- , NO_3^- y NH_4^+ , estos elementos deben determinarse en los aforos ejecutados después de la explosión, y comparar los valores que se obtengan con los valores normados.

La evaluación de la calidad del agua al igual que para los elementos señalados puede ejecutarse para cualquier otro elemento contenido en el agua.

6.11. Cálculo del coeficiente de filtración en calas o pozos sin filtros perforados en sedimentos friables

La construcción de estas calas o pozos se ejecuta principalmente en acuíferos formados principalmente por arenas, tanto en acuíferos freáticos como artesianos, cuando sobre las arenas yacen rocas estables.

Para estas condiciones existen tres casos principales, según M. E. Altovky.

1er caso: Cuando la potencia sin filtro es mucho menor que la potencia acuífera.

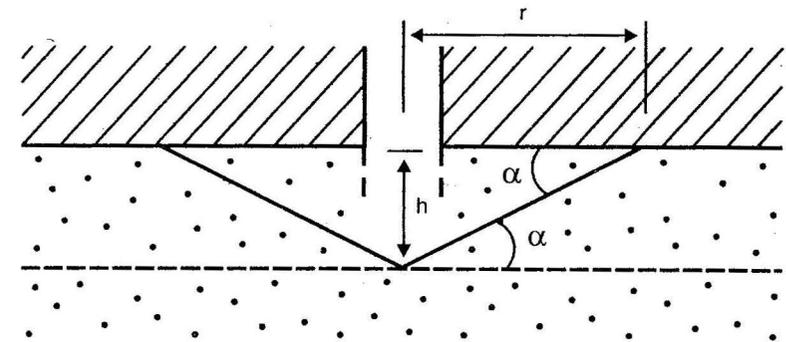


FIGURA 6.19. Pozos sin filtros, 1er caso.

$$K = \frac{\text{sen } \alpha \cdot Q}{\pi h S} \tag{6.95}$$

2do caso: Cuando la potencia sin filtro es aproximadamente igual a $\frac{2}{3}$ de la potencia acuífera.

$$K = \frac{Q \text{ sen } \alpha \ln \frac{R}{r}}{\pi h S} \tag{6.96}$$

3er caso: Cuando en la parte sin filtro de la cala se forma una caverna que se desarrolla en toda la potencia acuífera:

$$K = \frac{Q \text{ sen } \alpha \ln \frac{2R}{r_1 + r_2}}{\pi M S} \tag{6.97}$$

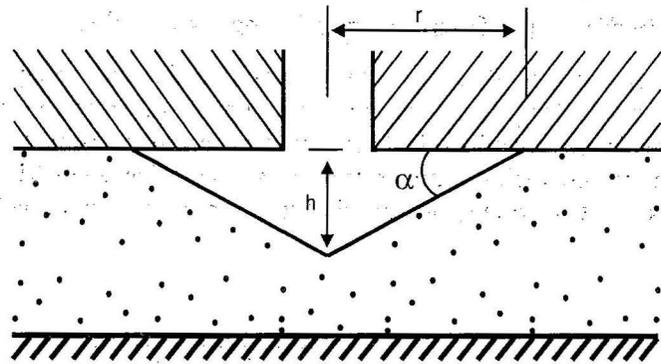


FIGURA 6.20: Pozos sin filtros, 2do caso.

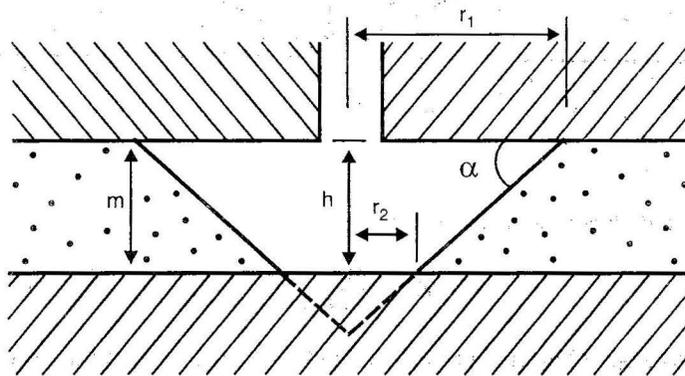


FIGURA 6.21. Pozos sin filtros, 3er caso.

En las fórmulas (6.95), (6.96), y (6.97) los parámetros son los siguientes::

- Q: gasto del aforo, m³/día;
- h: profundidad de la caverna con forma de embudo en las arenas, m;
- S: abatimiento del aforo en la cala o pozo, m;
- α: ángulo del talud natural de arenas acuíferas (aproximadamente igual al ángulo de fricción interna de las arenas);

- M: potencia del horizonte acuífero artesiano (H de acuíferos freáticos), m;
- R: radio de influencia de la cala o pozo, m;
- r: radio de la caverna con forma de cono en las arenas, m;
- r₁: radio del techo de la caverna, m;
- r₂: radio de la base de la caverna, m.

El radio de influencia se considera 1,5 veces del radio que se origina durante aforos con filtros del mismo tipo de roca.

La suma r₁ + r₂ se puede igualar a dos veces la potencia acuífera cuando esta es de 1 a 3 m, cuando la potencia es menor de un metro se considera igual a la potencia acuífera.

Según N. N. Bindeman, en cualquiera de los tres casos analizados el coeficiente de filtración se calcula por la fórmula:

$$K = \frac{Q \left(\frac{M}{n} + \ln \sqrt{1,5 \frac{R}{M} - 1} \right)}{2 \pi S M} \quad (6.98)$$

donde:

$$n = \frac{Q}{\sqrt{S}}$$

La fórmula (6.98) es efectiva cuando $\frac{R}{M} > 10$

Para que en procesos de explotación de estos tipos de calas o pozos se mantengan estables los taludes de las cavernas, es necesario cumplir la siguiente condicional:

$$Q < \pi K r^2 \left(1 - \frac{h}{2 \operatorname{tg} \varphi} \right) \quad (6.99)$$

donde:

- φ: ángulo de fricción interna de las arenas.

Uno de los métodos más apropiados para lograr la extracción de las arenas del horizonte acuífero y obtener cavernas con magnitudes apropiadas es la ejecución de los aforos con *airlift*, ejecutando el aforo con el descenso paulatino de las columnas de aire y agua de la instalación, según lo permita la extracción de arena. El mejor método para determinar las dimensiones de las cavernas y sus parámetros lo representa la determinación del volumen de arena extraído durante el aforo.

Los métodos antes analizados presentan gran eficacia en la explotación de acuíferos arenosos de pequeñas potencias, siempre y cuando las rocas o sedimentos que yacen sobre el techo del acuífero sean suficientemente estables para garantizar la no provocación de derrumbes durante el proceso de explotación del acuífero. Cuando los pozos con estas características se proyectan para la explotación de las aguas subterráneas, se recomienda determinar el coeficiente de filtración de las arenas acuíferas por uno de los métodos analizados en otros epígrafes, y el coeficiente o ángulo de fricción interna de las arenas por métodos de laboratorio.

En la mayoría de los métodos anteriormente analizados para la determinación de parámetros hidrogeológicos por aforos, se exponen fórmulas de cálculo y dependencias donde se incluye el parámetro *R* (radio de influencia del bombeo o cono depresivo); al respecto es necesario recalcar que el radio de influencia no representa un parámetro de filtración, ya que su magnitud depende de toda una serie de factores no relacionados con las propiedades de las rocas acuíferas, como por ejemplo intensidad y duración del aforo.

La influencia de los aforos se desarrolla hasta los límites del horizonte en estudio o hasta distancias considerables desde el pozo en bombeo, y sus dimensiones o desarrollo pueden detenerse cuando el agua bombeada del acuífero es equilibrada por la alimentación del horizonte o tramo influenciado por el bombeo. El radio de influencia que aumenta en tiempo se denomina *no estacionario*, y el que estabiliza su desarrollo estacionario.

En la práctica a menudo es conveniente utilizar el término de *radio de influencia calculado*, el cual se determina por las fórmulas aproximadas.

En la Tabla 6.7 se exponen algunas fórmulas que conjuntamente con las ya expuestas en este capítulo, nos dan resultados aproximados a las magnitudes medias de la existencia del radio de influencia.

TABLA 6.7. Fórmulas para determinar el radio de influencia *R*

Fórmulas	Autor	Condiciones para su utilización
$\lg R = \frac{S_2 \lg \tau_1 - S_1 \lg \tau_2}{S_1 - S_2}$	Dupuy	Con dos calas de observación en aguas con presión. S_1, S_2, τ_1, τ_2 abatimiento y distancia de las calas de observación (régimen estacionario)
$R = 2L$	F. Forgümer	Para pozos o calas ubicados próximos a ríos u otras fuentes superficiales de alimentación. <i>L</i> : Distancia hacia el río (régimen estacionario)
$R = 0,34 \sqrt{\frac{Q}{W}}$	E. E. Kerkis	Cuando la alimentación es por infiltración desde la superficie del terreno <i>W</i> : infiltración en m/día (régimen estacionario)
$R = \frac{1,12}{\sqrt{\phi}}$	N. K. Guirinsky A. N. Matiev	Cuando la alimentación es por goteo o parcelación de aguas desde horizontes vecinos (régimen estacionario) ϕ : coeficiente de percolación $\phi = \frac{1}{T} \left(\frac{k_1}{m_1} + \frac{k_2}{m_2} \right)$ <i>T</i> : transmisividad del horizonte que se bombea k_1 y m_1 : coeficiente de filtración y potencia del horizonte acuífero superior k_2 y m_2 : lo mismo, del horizonte acuífero inferior

TABLA 6.7. (continuación)

Fórmulas	Autor	Condiciones para su utilización
$\log R - \log r = \frac{S}{2i}$	E. E. Kerkis	Por datos de recuperación al pararse el bombeo en acuíferos con presión; i : gradiente de la recta del gráfico de recuperación en escala logarítmica (régimen estacionario)
$R = \sqrt{\frac{Qt}{\mu H}}$	N. N. Pobiedonosev	Acuíferos freáticos. Q : gasto de afero estabilizado; t : tiempo de aforo; μ : entrega de agua; H : potencia acuífera
$R_e = \sqrt{r^2 + R^2 \frac{S_0(2H - S_0)}{S(2H - S)}}$	E. E. Kerkis	Radio de influencia de explotación de un grupo de pozos, r : radio de influencia de explotación de un grupo de pozos, R : radio de influencia medio, calculado en los aforos experimentales; S_0 : abatimiento de explotación en el centro del grupo de pozos; S : abatimiento medio obtenido en los aforos experimentales; H : potencia acuífera
$R_e = \sqrt{r^2 + \alpha \frac{K}{\mu} (H - 0,5S_0)}$	F. M. Bochevier I. N. Beringuin	Quando la alimentación es pequeña y puede despreciarse en acuífero sin presión; r, R, H : idem al caso anterior; K : coeficiente de filtración medio del tramo; r : tiempo previsto de explotación, α : coeficiente que depende del régimen de bombeo (oscila entre 2-2,5 a 4 con bombeo permanente $\alpha = 4$); μ : entrega de agua de las rocas
$R_e = r + 2S_0 \sqrt{KH}$	I. P. Kusakin	Aguas sin presión en sedimentos friables con coeficiente de porosidad $n = 0,2-0,3$; para $S_0 < 40$ m (r, S_0, K, H : idem a los casos anteriores)
$R_e = \sqrt{r^2 + 30KHS_0(1 + 0,0015r^2)}$	I. P. Kusakin E. E. Kerkis	Aguas sin presión cuando la alimentación es por infiltración desde la superficie del terreno (r, K, H, S_0 : idem a los casos anteriores)

6.12. Cálculo del coeficiente de filtración por vertimiento en calas y calicatas

El objetivo de estos tipos de pruebas es determinar el coeficiente de filtración de rocas y sedimentos poco permeables de la zona acuífera o de rocas y sedimentos de la zona de aereación.

En la práctica hidrogeológica estos trabajos se ejecutan principalmente en investigaciones para fines de construcciones de obras hidrotécnicas y de mejoramiento de suelo, aunque en general tienen amplio desarrollo en investigaciones ingeniero-geológicas.

En la zona de aereación, en dependencia de la profundidad que se requiere investigar, se utilizan calicatas y calas. En la zona de saturación se utilizan calas. Dada la diferencia en las metodologías para la ejecución de vertimientos en calas y en calicatas, las analizaremos de forma independiente, presentando los métodos y fórmulas más usuales y prácticos.

• Vertimiento en calicatas

Se ejecutan para determinar el coeficiente de filtración en la zona de aereación hasta profundidades no mayores de 3-5 m.

Este tipo de pruebas ofrece resultados muy efectivos en sedimentos arenosos, areno-arcillosos, arcillas y rocas poco agrietadas, siendo prácticamente inaplicable para la evaluación de la permeabilidad en rocas muy agrietadas, en las cuales en la mayoría de los casos aporta resultados irreales.

A continuación se exponen los métodos más usuales.

1. Método de A. K. Boldiriev.

Este método presenta supremacía sobre los otros que se analizarán, por la sencillez del mismo.

En el centro del fondo de la calicata, que se excava hasta la profundidad requerida, se perfora un orificio preferentemente cuadrado con una profundidad de 15-20 cm; mientras mayor sea el área del orificio, mayor será la veracidad de los datos que se obtengan, por lo que su sección no debe ser menor 0,3 x 0,3 m. Las paredes y fondo del orificio se aplanan sin que se compacten las mismas, para no romper la estructura (densidad) de las rocas. Junto a una de las paredes del orificio se instala una regla en la que se señala un nivel a una altura de 10-12 cm sobre el fondo del orificio.

En el fondo del orificio se deposita una lámina de arena gruesa con espesor 1-2 cm (ver Figura 6.22).

La prueba se ejecuta manteniendo un nivel estabilizado del agua en el orificio en la señal 10-12 cm sobre el fondo del mismo, y se controla el gasto de vertimiento hasta que se logre un régimen de filtración próximo al estacionario, lo cual se puede determinar del gráfico $Q = f(t)$ (ver Figura 6.23).

El coeficiente de filtración se determina por la fórmula de Darcy:

$$Q_e = K F Y \quad (6.100)$$

donde:

Q_e : gasto estabilizado de vertimiento, m³/día

F : área del orificio, m²;

Y : gradiente de carga.

$$Y = \frac{H_o + l}{l} = 1 + \frac{H_o}{l} \quad (6.101)$$

H_o : Altura del nivel del agua sobre el fondo del orificio (10-12 cm).

l : profundidad de penetración del agua al finalizar la prueba, m.

Durante un tiempo relativamente largo con Q estabilizado (2-4 horas), se puede considerar que la profundidad de penetración del agua l es varias veces mayor que H_o de donde $Y \approx 1$, por lo que despejando K de la fórmula (6.100) tenemos:

$$K = \frac{Q_e}{F} \quad (6.102)$$

El gasto de vertimiento se mide manteniendo un nivel estabilizado en el envase de agua 1, Figura 6.22, vertiendo en el mismo agua con un recipiente de determinado volumen, dicho volumen y vertido V cuidadosamente en un tiempo determinado t (5-40 min), de donde; $Q = \frac{V}{\Delta t}$. Se considera el gasto estabilizado Q_e , cuando el mismo en el gráfico $Q = f(t)$ se mantenga estable o con oscilaciones no mayores de $\pm 10\%$.

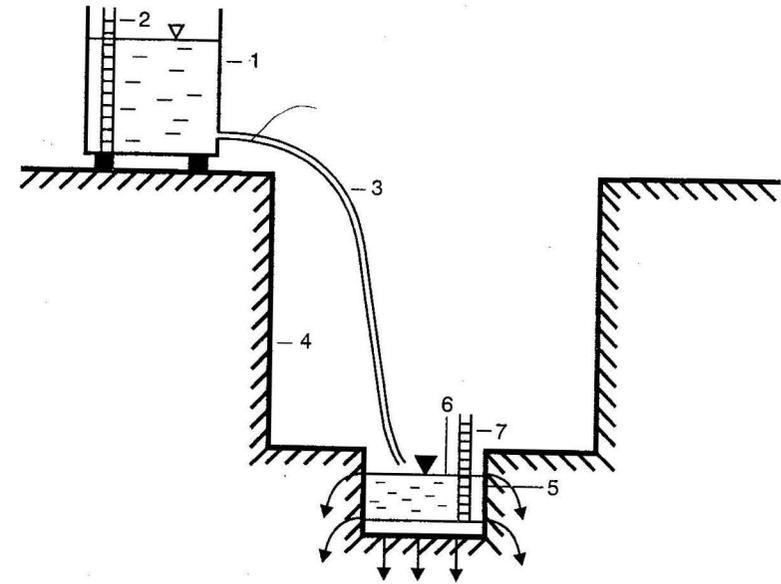


FIGURA 6.22. Esquema de instalación para vertimiento en calicata por el método de A. K. Boldiriev. 1. Envase de agua; 2. Regla para control del nivel de agua; 3. Manguera con llave para regular el volumen de vertimiento; 4. Pared de la calicata; 5. Orificio en el centro del fondo de la calicata; 6. Nivel del agua en el orificio; 7. Regla con marca para mantener el nivel estabilizado en esta.

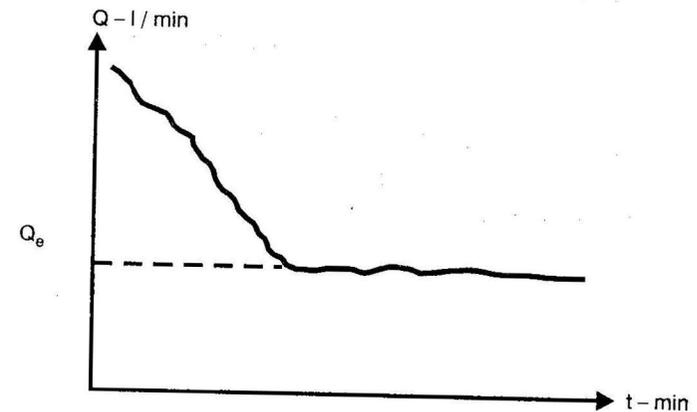


FIGURA 6.23. Gráfico característico de $Q = f(t)$

2. Método de G. N. Kamiensky

Este método se diferencia al de A. K. Boldiriev porque permite considerar la filtración lateral por la influencia de las fuerzas capilares. Se diferencia del método anterior en que en lugar de excavar un orificio en el fondo de la calicata, sobre este se deposita un anillo metálico (de diámetro 0,3 - 0,5 m y altura 0,2-0,25). En el fondo del mismo se deposita una capa de arena gruesa o grava fina con un espesor de 1-2 cm y el área circundante al anillo dentro de la calicata se rellena con material arcilloso. La prueba se ejecuta manteniendo un nivel estabilizado dentro del anillo metálico, midiéndose el volumen que se vierte en el envase 1, de la Figura 6.24; la prueba se ejecuta hasta que el gasto de vertimiento se mantenga estabilizado por un espacio de 2-4 horas, lo cual se controla con la construcción del gráfico $Q = f(t)$, Figura 6.23.

El coeficiente de filtración se calcula por la fórmula:

$$K = \psi Q_e \quad (6.103)$$

donde:

K: coeficiente de filtración, m/día;

ψ : coeficiente de correlación de N. K. Guirinsky, se determina por la Tabla 6.8.

$\psi = f[(H_0 + H_c); d] - H_c$: ascenso capilar, m;

Q_e : volumen que se vierte al envase regulador 1 (Figura 6.24), en periodos de tiempo, t;

d: diámetro del anillo, cm.

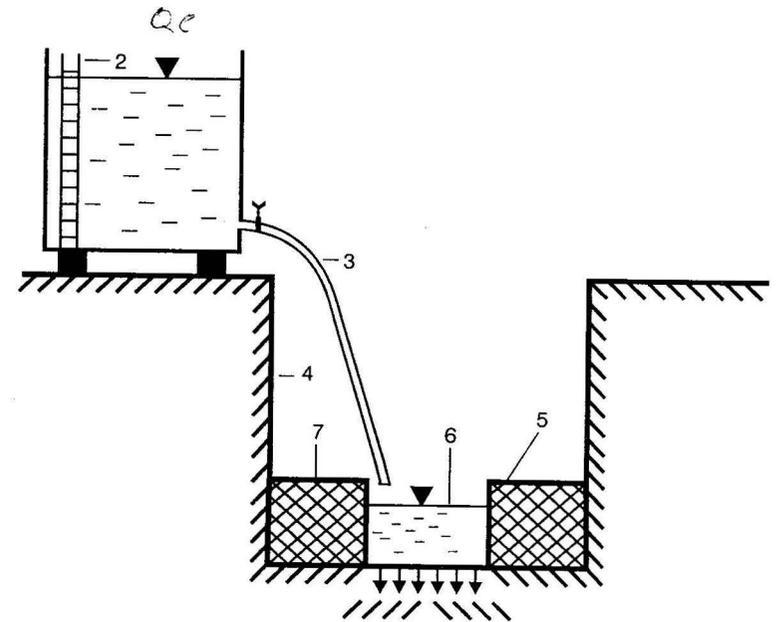


FIGURA 6.24. Esquema de instalaciones para vertimiento en calicatas por el método de G. N. Kamiensky. 1. Envase de agua; 2. Regla para control del nivel del agua; 3. Manguera con llave reguladora; 4. Pared de la calicata; 5. Anillo; 6. Nivel estabilizado del agua dentro del anillo; 7. Material arcilloso vertido alrededor del anillo (débilmente compactado).

TABLA 6.8. Coeficiente de corrección ψ , según N. K. Guirinsky

$H_0 + H_c$ m	Diámetro del anillo, cm										
	30	32	34	36	38	40	42	44	46	48	50
1,0	1,08	1,00	0,94	0,88	0,84	0,80	0,76	0,72	0,89	0,66	0,63
0,95	1,12	1,05	0,99	0,93	0,88	0,84	0,79	0,76	0,72	0,69	0,68
0,90	1,18	1,11	1,04	0,98	0,93	0,88	0,84	0,80	0,76	0,73	0,70
0,85	1,75	1,17	1,10	1,04	0,98	0,93	0,88	0,84	0,80	0,72	0,73
0,80	1,33	1,24	1,17	1,10	1,04	0,99	0,94	0,89	0,85	0,81	0,77
0,75	1,41	1,32	1,24	1,17	1,10	1,05	1,00	0,95	0,90	0,80	0,82
0,70	1,51	1,41	1,33	1,25	1,18	1,12	1,06	1,00	0,96	0,91	0,82
0,65	1,62	1,52	1,42	1,34	1,26	1,19	1,21	1,15	1,10	1,05	0,93
0,60	1,75	1,64	1,54	1,44	1,36	1,28	1,31	1,25	1,18	1,13	1,00
0,55	1,90	1,78	1,66	1,58	1,46	1,38	1,43	1,35	1,28	1,22	1,07

TABLA 6.8 (continuación)

$H_o + H_c$ m	Diámetro del anillo, cm										
	30	32	34	36	38	40	42	44	46	48	50
0,50	2,08	1,93	1,80	1,70	1,60	1,51	1,45	1,35	1,28	1,22	1,16
0,45	2,28	2,12	1,98	1,87	1,75	1,64	1,55	1,47	1,40	1,33	1,27
0,40	2,53	2,36	2,20	2,00	1,92	1,81	1,71	1,62	1,54	1,46	1,38
0,35	2,84	2,60	2,45	2,29	2,14	2,02	1,90	1,80	1,70	1,61	1,53
0,30	3,22	2,99	2,78	2,59	2,42	2,27	2,13	2,01	1,91	1,81	1,72
0,25	3,74	3,44	3,19	2,97	2,77	2,60	2,45	2,21	2,17	2,05	1,94
0,20	4,42	4,07	3,78	3,50	3,24	3,03	2,84	2,67	2,52	2,28	2,26
0,15	5,38	4,94	4,56	4,24	3,94	3,67	3,41	3,18	2,99	2,91	2,65
0,10	6,03	6,30	5,78	5,33	4,94	4,60	4,28	3,29	3,71	3,47	3,25

Los valores del ascenso capilar H_c se toman de acuerdo con el tipo de roca donde se ejecuta la prueba; pueden tomarse de la tabla siguiente:

TABLA 6.9. Valores del ascenso capilar H_c según N. N. Bindeman

Sedimento	Ascenso capilar - H_c , m
Arcilla poco arenosa	1,0
Arcilla arenosa	0,8
Arena muy arcillosa	0,6
Arena arcillosa	0,4
Arena fina poco arcillosa	0,3

3. Método de N. K. Guirinsky.

Este método, al igual que el de G. N. Kamiensky, considera la filtración lateral por la influencia de las fuerzas capilares.

La prueba consiste en que en el fondo de la calicata se excava un orificio de diámetro 0,4-0,6 m y profundidad 10-12 cm. En el centro del orificio se instala un anillo con diámetro 0,3-0,5 m con altura 0,2-0,25 m, debiendo penetrar su extremo inferior en el fondo del orificio 1-2 cm. En el fondo del anillo se deposita una capa de grava fina o arena gruesa con espesor 1-2 cm; en el espacio entre el anillo y la pared del orificio, así como el fondo de la calicata hasta la altura del extremo superior del anillo, se rellena con material arcilloso.

El vertimiento de agua se ejecuta a través del denominado *envase de Mariott*, el cual se instala sobre el anillo, después de verter agua en este hasta un nivel de unos 10-12 cm sobre el fondo del anillo, el «envase de Mariott» se deposita sin estar totalmente lleno de agua, se regulan los tubos de agua y aire en relación con el nivel del agua en el anillo, debiéndose colocar el tubo de agua a 1,5-1 cm por debajo del nivel y el tubo de aire con su extremo inferior rozando el nivel del agua, de forma que pueda penetrar el aire; se comprueba el funcionamiento del envase de Mariott; posterior a ello se cierra la llave del tubo de agua y se vierte agua a dicho envase, cerrando la tapa del mismo; posterior a esto se vierte también agua en el cilindro hasta el nivel inicial de estabilización con el que se ejecute la comprobación; inmediatamente se abre la llave del tubo de agua y se comienza el experimento, tomando anotaciones del nivel del agua en el envase de Mariot. Cada 10 min se calcula el gasto y se contruye el gráfico $Q = f(t)$; durante el experimento sistemáticamente se vierte agua en el envase de Mariott hasta el nivel inicial. El experimento debe prolongarse manteniendo el nivel estabilizado en el anillo hasta que se logre un gasto estabilizado durante cuatro horas.

El tiempo que se invierte en el llenado del envase no se considera en el tiempo para el cálculo del gasto. Para mantener el nivel estabilizado en el cilindro el vertimiento de agua se regula por la llave de entrada de agua.

Terminando el experimento el coeficiente de filtración se calcula por la fórmula 6.103.

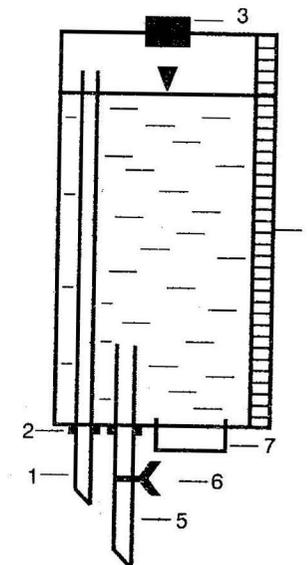


FIGURA 6.25. Esquema del envase de Mariott. 1. Tubo de aire; 2. Junta de ajuste; 3. Tapa con roscas; 4. Envase cilíndrico con regla graduada; 5. Tubo de agua; 6. Llave reguladora; 7. Anillo para traslado del equipo.

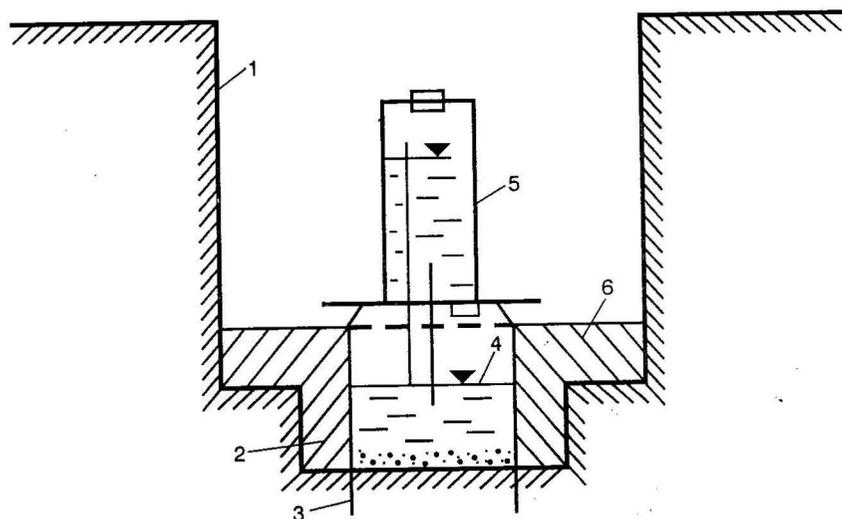


FIGURA 6.26. Esquema de instalación para vertimiento en calicata por el método de N. K. Guirinsky. 1. Pared de la calicata, 2. Orificio en el fondo de la calicata, 3. Anillo, 4. Nivel del agua estabilizada dentro del anillo, 5. Envase de Mariott, 6. Relleno arcilloso.

4. Método de N. S. Nesterov

Este método permite considerar la filtración lateral bajo la influencia de las fuerzas capilares, pero no incluido en cálculos, sino directamente por la metodología de ejecución del experimento. Esta prueba se ejecuta por la misma metodología que la de N. K. Guirinsky, aunque se diferencia por la utilización de dos anillos, uno exterior y uno interno, utilizándose también dos envases de Mariott. Las mediciones se ejecutan solamente por el envase instalado en el anillo interior. El gasto de agua en el espacio entre anillos no se considera, pero sí es necesario mantener el nivel del agua en el espacio entre los anillos a la misma altura que el anillo interior, a una altura del fondo del orificio de 10-12 cm. El cálculo del coeficiente de filtración se ejecuta por la fórmula (6.102)

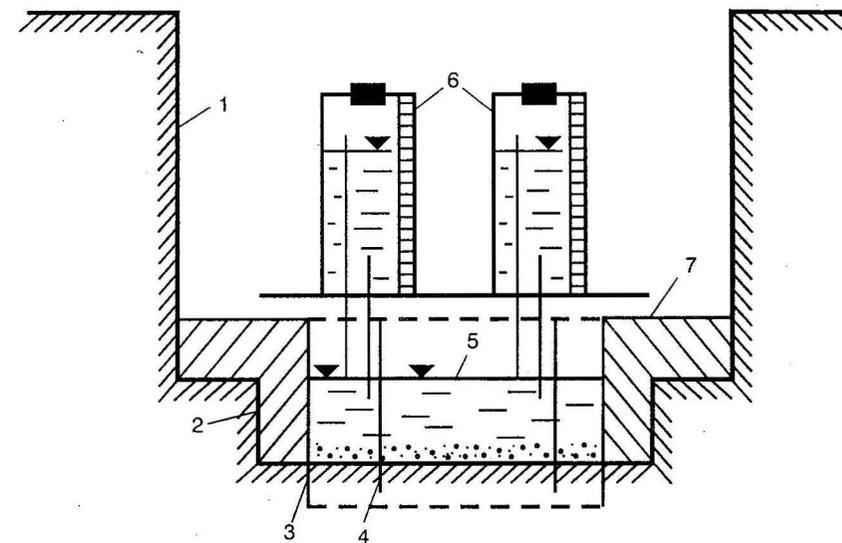


FIGURA 6.27. Esquema de instalaciones por vertimiento en calatas por el método de N. S. Nesterov. 1. Pared de la calicata; 2. Orificio en el centro de la calicata; 3. Anillo exterior; 4. Anillo interior; 5. Nivel del agua dentro de los anillos; 6. Envases de Mariott; 7. Relleno arcilloso.

• Vertimiento en calas en acuíferos freáticos.

Analizaremos los principales métodos de vertimiento en zona de saturación y zona de aereación.

1. Vertimiento en zona de saturación: Generalmente se ejecutan cuando las rocas son poco permeables y por las características de las calas perforadas la ejecución de aforos o cubeteos intensivos no aportan resultados efectivos. Por las condiciones hidrodinámicas se pueden definir dos casos principales: 1. Cuando el horizonte acuífero presenta una potencia pequeña; 2. Cuando el horizonte acuífero presenta una potencia considerable.

1er caso: Acuífero con pequeña potencia (1-5 m).

La perforación de la cala debe ejecutarse hasta el lecho impermeable del acuífero, ubicándose los filtros en la cala desde 1-2 m por encima del nivel del agua hasta el lecho del acuífero (ver Figura 6.28). La prueba del vertimiento se ejecuta vertiendo el agua a la cala desde un envase con regla graduada manteniendo un nivel estabilizado en la cala. El gasto (Q) de vertimiento se calcula en el envase por las mediciones en la regla y volumen que se vierte al envase en un tiempo determinado (t), que puede ser cada 5-10 min. El nivel estabilizado en la cala se regula por la llave, en manguera que va del envase a la cala. La prueba debe prolongarse hasta que

se logre un gasto estabilizado durante 2-4 horas. Esto se verifica durante la ejecución de la prueba por la construcción del gráfico $Q = f(t)$ (Figura 6.21).

El coeficiente de filtración se calcula por la fórmula:

$$K = \frac{0,733 Q \lg \frac{R}{r_0}}{H^2 - h^2} \quad (6.104)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- Q: gasto estabilizado del vertimiento, m³/día;
- R: radio del cono del vertimiento (m) puede calcularse sobre la base del ascenso específico del nivel de la Tabla 6.3 o por calas.
- r₀: radio de la cala, m;
- h: columna de agua en la cala, m;
- H: potencia acuífera, m.

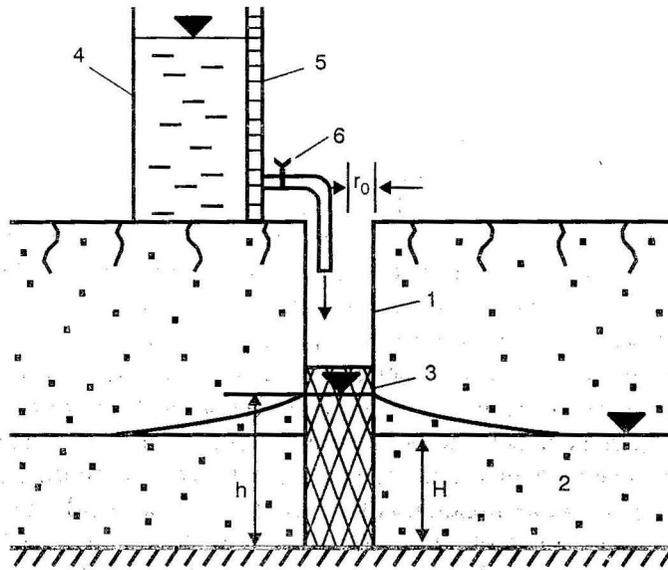


FIGURA. 6.28. Esquema de vertimiento en estrato freático de poca potencia. 1. Cala; 2. Horizonte acuífero; 3. Filtros; 4. Envase de agua; 5. Regla graduada; 6. Manguera con llave reguladora.

2do caso: acuífero con potencia considerable (> 5 m).

En este caso generalmente las calas se perforan sin alcanzar el lecho impermeable del acuífero. Los filtros se ubican a partir del nivel del agua hasta el final de la cala. Sobre el nivel del agua a la cala se le instalan camisas sin ranuración (ciegas). El vertimiento se ejecuta por la metodología explicada en el caso anterior, pero manteniendo el nivel estabilizado en la cala varios metros por encima del extremo superior de los filtros (5-10 m) (ver Figura 6.29). El coeficiente de filtración se determina considerando la carga hidrostática sobre el nivel inicial del horizonte acuífero por la fórmula:

$$K = 0,525 q \lg \frac{0,66 l_0}{r_0} \quad (6.105)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- q: absorción específica, m/día · m.

$$q = \frac{Q}{l_0 H_0} \quad (6.106)$$

- Q: gasto estabilizado de vertimiento;
- l₀: largo del tramo en prueba (largo de filtro), m;
- H₀: carga hidrostática sobre el nivel del agua natural, m.

Para comprobar la efectividad de la prueba pueden ejecutarse vertimientos con dos o tres niveles estabilizados y con la confección del gráfico $Q_0 = f(H_0)$ verificar la efectividad de la misma.

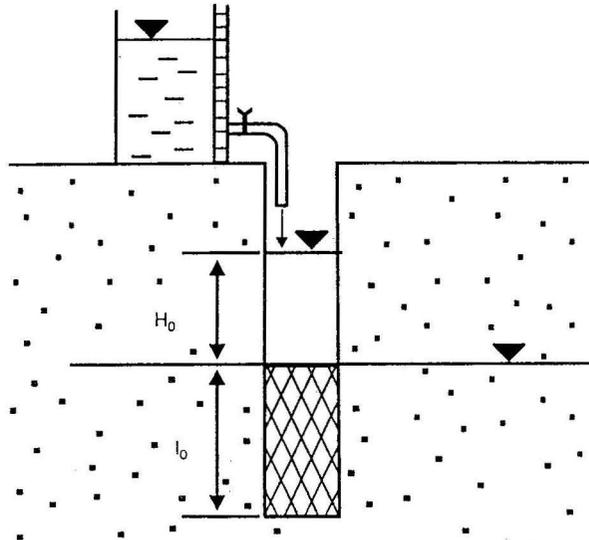


FIGURA 6.29. Esquema de vertimiento en estratos acuíferos de potencias considerables.

2. **Vertimiento en la zona de aireación.** El vertimiento en la zona de aireación se ejecuta cuando es de interés investigar una potencia considerable (> 5 m) o cuando en esta zona existen varios estratos para los cuales los vertimientos en calicatas no presentan resultados efectivos, también depende del objetivo de la investigación. Para estas condiciones analizaremos los casos:

• **Cala perforada en zona de aireación:** Donde se desconoce la profundidad de yacencia del nivel de las aguas subterráneas, y cuando se conoce su profundidad de yacencia.

1er caso: Cala perforada en zona de aireación con desconocimiento de la profundidad de yacencia del nivel del agua subterránea. La metodología de ejecución del vertimiento es similar a la expuesta en el primer caso de la zona de saturación. El vertimiento debe ejecutarse con no menos de cuatro horas con el nivel en la cala estabilizado. El coeficiente de filtración se calcula por la fórmula:

$$K = 0,423 \frac{Q}{l_0^2} \lg \frac{2 l_0}{r_0} \quad (6.107)$$

donde:

K : coeficiente de filtración, m/día;

Q : gasto estabilizado de vertimiento, m³/día;

l_0 : columna de agua sobre el extremo inferior del filtro, m;

r_0 : radio de la cala, m.

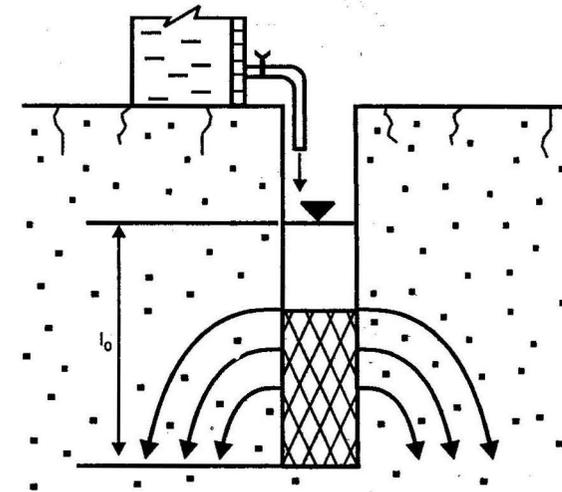


FIGURA 6.30 Esquema de vertimiento en calas en zona de aireación donde se desconoce la profundidad de yacencia del nivel del agua subterránea.

2do caso: Cala perforada en zona de aireación donde se conoce la profundidad de yacencia del nivel de las aguas subterráneas.

Para la metodología de cálculos que a continuación exponemos es requisito que el extremo inferior de los filtros se encuentre a una altura sobre el nivel del agua ≥ 3 veces el largo del intervalo a prueba. El nivel del agua en la cala durante la prueba se deberá mantener estabilizado por encima del extremo superior de los filtros. El proceso de vertimiento se ejecuta de forma idéntica a las antes expuestas (Figura 6.31).

El coeficiente de filtración puede ser calculado por dos variantes. La variante a ejecutar se define por el gráfico de la Figura 6.32.

1ra variante de cálculo:

$$K = \frac{Q}{C_1 r h} \quad (6.108)$$

2da variante de cálculo:

$$K = \frac{2Q}{r(C_2 + 4)(T + h - l)} \quad (6.109)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración, m/día;
- Q: gasto estabilizado del vertimiento, m³/día;
- r: radio de la cala;
- h: columna de agua sobre el extremo inferior del filtro con nivel estabilizado en la cala, m;
- T: columna de agua desde el nivel estabilizado en la cala hasta el nivel del agua subterránea, m;
- l: longitud de filtros, m;
- C₁: coeficiente $C_1 = f\left(\frac{l}{h}; \frac{h}{r}\right)$ se determina del gráfico de la Figura 6.33;
- C₂: coeficiente $C_2 = f\left(\frac{l}{r}\right)$, se determina del gráfico de la Figura 6.34;

El método antes expuesto fue elaborado por el Buró de Mejoramiento de los Suelos de los Estados Unidos de América, y por su gran efectividad para las condiciones analizadas presenta una amplia utilización a escala internacional.

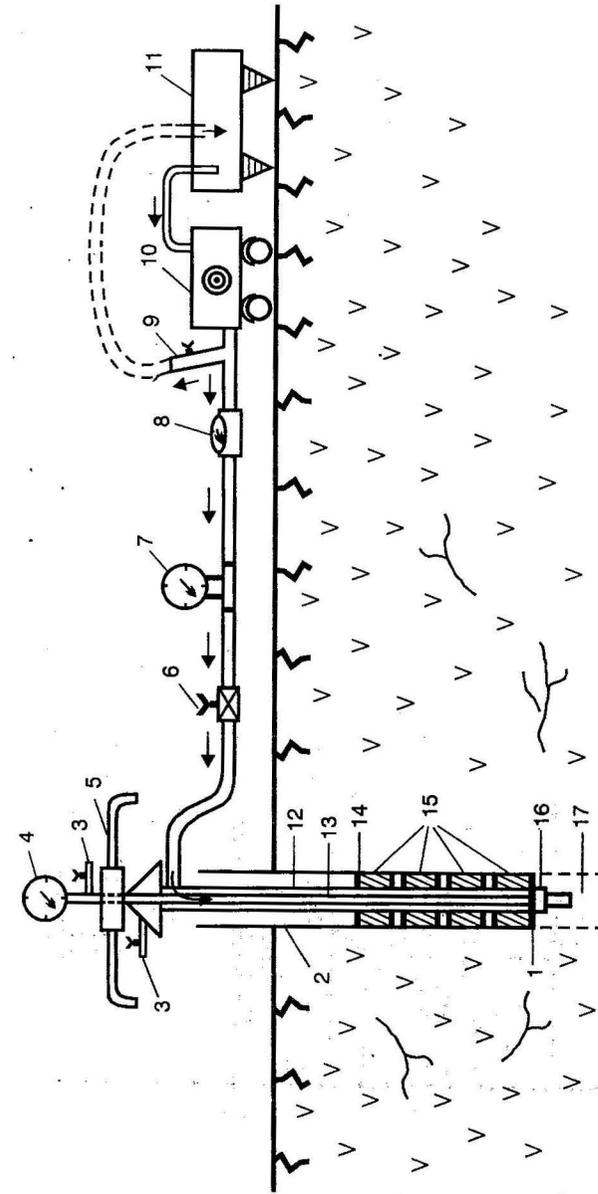


FIGURA. 6.35. Esquema de ejecución de las pruebas de inyecciones. 1. Anillo inferior de apoyo del obturador; 2. Pared de la cala (o tubos de encamisado); 3. Llave para salida del aire del sistema; 4. Manómetro principal; 5. Torniquete giratorio; 6. Válvula reguladora; 7. Manómetro de control; 8. Hidrómetro; 9. Línea de vertimiento con llave reguladora; 10. Bomba de inyección; 11. Depósito de agua; 12. Tubería exterior; 13. Tubería interior; 14. Anillo de apoyo superior del obturador; 15. Anillo de goma; 16. Embrague (acoplador); 17. Intervalo a prueba.

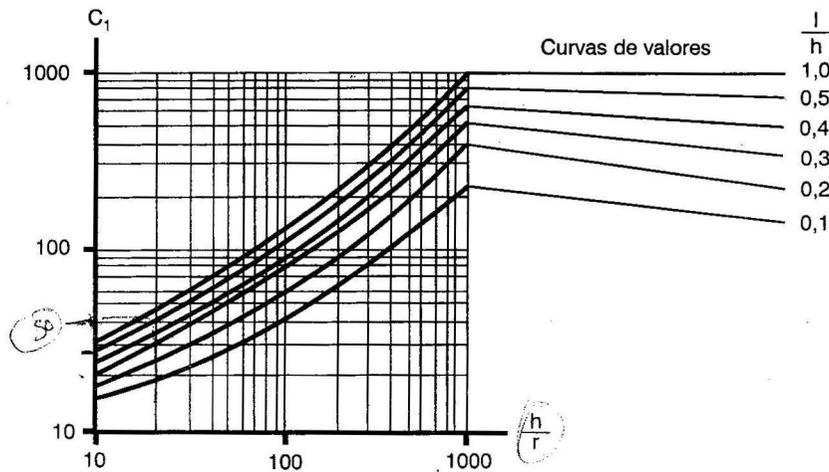


FIGURA 6.33. Gráfico para determinar C_1 .

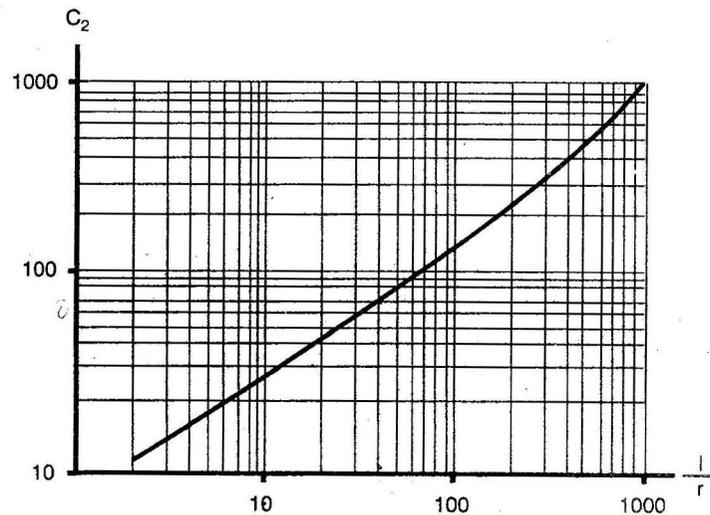


FIGURA 6.34. Gráfico para determinar C_2 .

6.13. Cálculo del coeficiente de filtración por datos de compresión (inyección) en calas

Las pruebas de compresión en calas tienen un amplio desarrollo en investigaciones hidrogeológicas, sobre todo en investigación sobre bases de construcciones hidrotécnicas (hidroeléctricas, presas, derivadoras, canales, etc.), principalmente en suelos rocosos y semirrocosos agrietados.

Como principio, los resultados de compresiones experimentales pueden ser interpretados como aforos unitarios; sin embargo la limitación en la longitud del intervalo de experimento y el carácter agrietado de los colectores no permiten abarcar con el experimento un volumen del macizo rocoso suficientemente representativo que permita definir una distribución regular del agrietamiento en las rocas, ni la representación del número de grietas en la zona de influencia de la compresión. De tal forma se rompen las condiciones principales expuestas en la fundamentación de la ley de Darcy sobre la continuidad del medio.

Por ello la compresión se utiliza para la comparación cualitativa de las características de permeabilidad y grado de agrietamiento de los suelos rocosos y semirrocosos en distintos tramos y profundidades. Como unidad de medida de la permeabilidad y agrietamiento de las rocas durante la compresión se toma como indicador empírico condicional la absorción específica, que se determina por la fórmula (6.106). El objetivo de las inyecciones experimentales lo representa precisamente la determinación de la absorción específica. Por la magnitud de la absorción específica se opina sobre el grado de agrietamiento de las rocas y se toman las medidas necesarias para contrarrestar las afectaciones que pueda provocar el agrietamiento detectado. El grado de agrietamiento y permeabilidad de las rocas y de absorción específica se relacionan entre sí; esa relación la podemos ver en la Tabla 6.10.

Las inyecciones generalmente se ejecutan por intervalos con longitud $10 \approx 5,0$ m. Cuando las rocas presentan un agrietamiento débil las pruebas se ejecutan con longitud hasta 10,0 m.

Los esquemas de ejecución de los experimentos son muy numerosos, sin embargo en la práctica los más utilizados son:

1. Prueba por el método «arriba hacia abajo», con la correspondiente profundización de la cala por intervalos de 10 y la ejecución del aislamiento

en la base del intervalo probado; 2. Prueba por el método «abajo hacia arriba» en calas perforadas en toda la profundidad programada con la correspondiente cementación (con cemento o arcilla) de los tramos ya probados.

TABLA 6.10. Relación entre las características de las rocas y su absorción específica

Características de las rocas	q; L/min
Rocas prácticamente impermeables no agrietadas	< 0,005
Rocas poco permeables, poco agrietadas	0,005-0,05
Rocas poco permeables, poco agrietadas	0,06-5,0
Rocas permeables, agrietadas	5,0-15,0
Rocas fuertemente permeables, fuertemente agrietadas	15,0-50
Rocas muy fuertemente permeables, fuertemente agrietadas	50,0

En el primer caso se regula el ritmo de perforación, pero la cala queda lista para ejecutar en ella otros trabajos experimentales. En el segundo caso los trabajos experimentales y de perforación se ejecutan independientemente; como resultado del relleno (aislamiento) de la cala con cemento esta pierde su utilización para otro experimento; si el relleno (aislamiento) de la cala se ejecuta con arcilla, esta podrá ser perforada para otros experimentos.

En la práctica generalmente se utiliza el primer método de «arriba hacia abajo».

Para la ejecución de las pruebas de inyección por lo general se utilizan bombas de lodos, sin embargo pueden ser utilizados otros tipos de bombas de pistón o de émbolos. Los requisitos indispensables para la selección de las bombas para las pruebas de compresión, son que permitan crear una presión no menor de 10 atm y tener un gasto hasta de algunos litros por segundo (0,1-5 L/s).

Las pruebas de «inyección» pueden ejecutarse en dos variantes:

Ira. Cuando el intervalo a prueba se encuentra bajo el nivel del agua, en este caso:

$$H_e = h_m + h_e + h_o \quad (6.109)$$

donde:

H_e : presión efectiva;

h_m : presión en el manómetro instalado sobre la boca de la cala, m.cól.agua;

h_e : profundidad del nivel del agua desde el punto en que se ejecuta la medición (extremo superior de los tubos de encamisado de la cala (ver Figura 6.35), m;

h_o : altura de la base del manómetro sobre el punto en que se ejecuta la medición (extremo superior de los tubos de encamisado de la cala), m.

2da. Cuando el intervalo a prueba se encuentra sobre el nivel del agua:

$$H_e = h_m + h_i + h_o \quad (6.111)$$

h_i : distancia desde el centro del intervalo a prueba hasta el extremo superior de los tubos de encamisado de las calas, m.

Las pruebas de «inyección» deben ejecutarse como mínimo con dos presiones distintas; con los resultados de las calas se construye el gráfico $Q_e = f(H_e)$.

Los gráficos resultantes pueden estar representados por tres configuraciones del mismo (ver Figura 6.36). En el primer caso: curva convexa que se aproxima al eje de Q_e ; segundo caso: línea recta, tercer caso: curva cóncava que se aproxima al eje de las presiones.

Los dos primeros casos responden a pruebas efectivas; el tercer caso indica una incorrecta realización de la prueba.

Cuando se obtiene una línea recta, la absorción específica puede ser calculada por la fórmula (6.106). Cuando se obtiene una curva convexa que se aproxima al eje de los gastos, la misma se aproxima a una dependencia parabólica o logarítmica, pudiéndose ejecutar esta aproximación por la fórmula:

$$Q_e^0 = n \sqrt{H_e} \quad (6.112)$$

donde: $Q_e^o = \frac{Q_e}{l_o}$

Q_e^o : gasto reducido L/min;

m y n: coeficientes que se determinan por los resultados de las pruebas, para lo cual se transforma la expresión 6.112 en la forma siguiente:

$$\ln Q_e^o = \ln n + \frac{1}{m} \ln H_e \quad (6.113)$$

Para determinar el valor de la absorción específica se construye el gráfico $\ln Q_e^o = f(\ln H_e)$ (Figura 6.37) con los valores de las pruebas efectuadas con dos presiones distintas en el mismo intervalo; en la Figura 6.37, uniendo los puntos ploteados por una recta que corte el eje de las ordenadas $\ln Q_e^o$, a partir del cero (0) hasta la intersección de la recta con este eje, obtenemos el $\ln n = \ln q$; aplicando antilogaritmo obtenemos directamente el valor de la absorción específica q ; teniendo esta magnitud el coeficiente de filtración del intervalo probado puede ser calculado por la fórmula (6.105).

Las pruebas de inyección deben ejecutarse con un gasto estabilizado o relativamente estabilizado (ver Figura 6.38), el cual debe ser medido en distintos intervalos de tiempo (t - min) en el hidrómetro - 8 (ver Figura 6.35); la determinación de la estabilización del gasto se efectúa mediante la construcción del gráfico $Q = f(t)$.

10 $\frac{2}{0.8}$

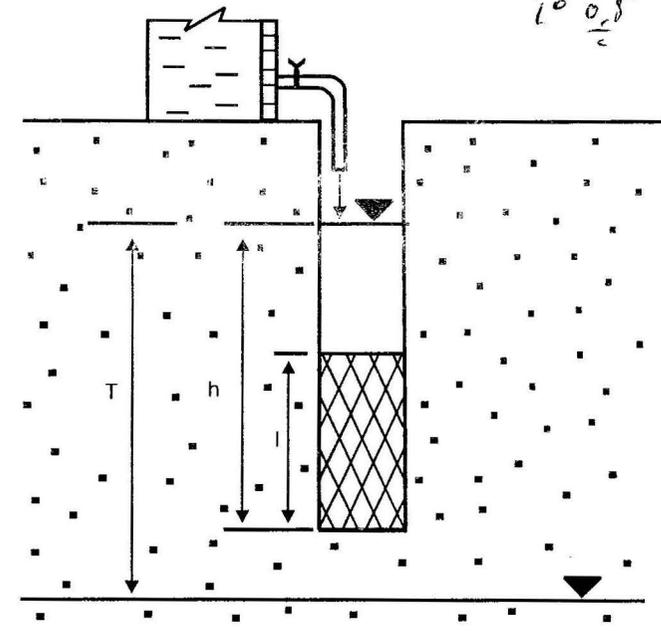


FIGURA 6.31. Esquema de vertimiento en zona de aireación en calas donde se conoce la profundidad de yacencia del nivel del agua subterránea.

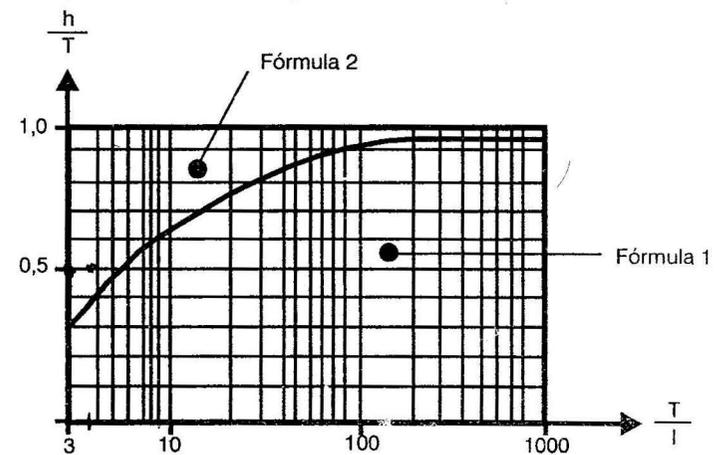


FIGURA 6.32. Gráfico que determina la utilización de las fórmulas a emplear. Zona 1 - aplicable la fórmula (6.108). Zona 2 - aplicable la fórmula (6.109).

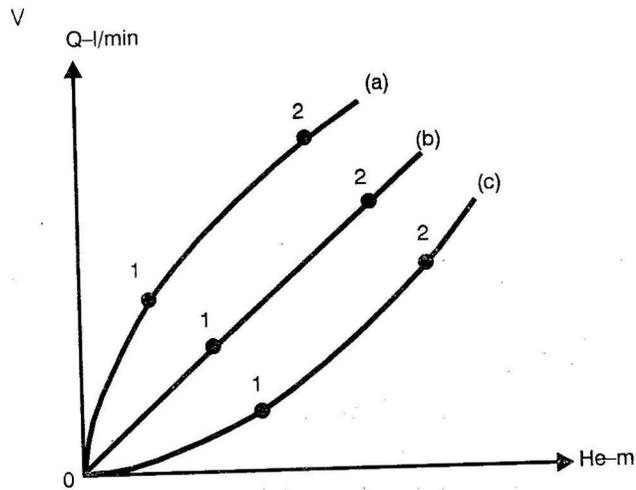


FIGURA 6.36. Gráfico $Q = f(H_e)$ posibles durante las pruebas de inyección. 1 y 2. Puntos de experimento en coordenadas $H_{e1}; Q_{e1}$ y $H_{e2}; Q_{e2}$ correspondientes al primero y segundo escalón de presión respectivamente. Las líneas (a), (b) demuestran una correcta ejecución de la prueba. La línea (c) demuestra que la prueba es deficiente y debe repetirse.

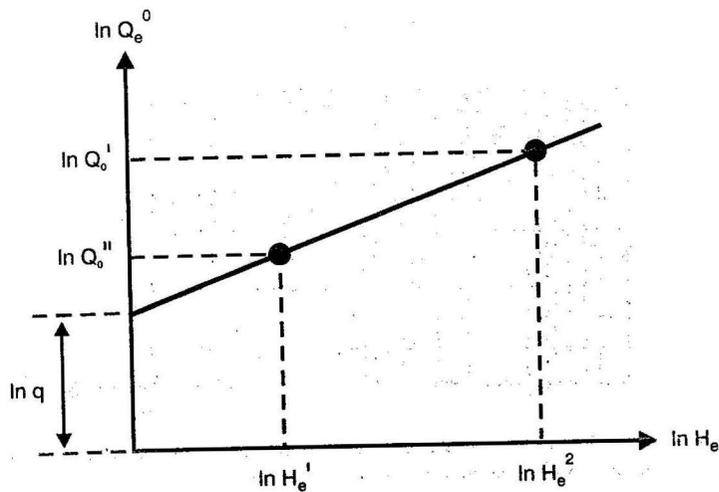


FIGURA 6.37. Representación gráfica de la aproximación de los resultados del experimento con dependencia exponencial.

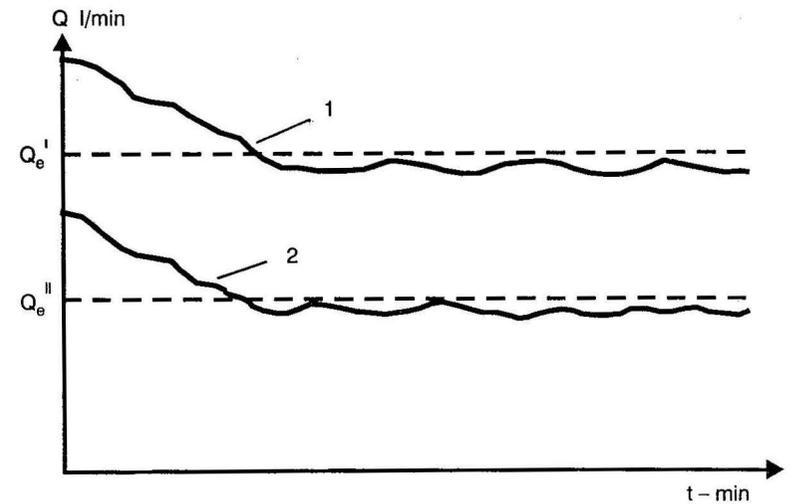


FIGURA 6.38. Gráfico característico $Q = f(t)$ en pruebas con dos escalones de presión.

6.14. Cálculo del coeficiente de filtración por el denominado *método express*

Como *método express* se considera la ejecución de vertimientos o cubeteos instantáneos en calas, pozos y calicatas. Este método nos permite determinar valores aproximados de permeabilidad, con lo que en el proceso de investigación podemos definir qué tipo de pruebas experimental es la más efectiva a ejecutar en cada caso en específico; considerado también las condiciones hidrogeológicas existentes en la zona de estudio. La ejecución de los métodos expresos consiste en el vertimiento de un volumen de agua determinado. Cuando se ejecuta el vertimiento se toman distintas medidas del nivel durante su descenso; cuando al contrario se ejecuta la extracción de un volumen de agua determinado se toman medidas del nivel durante la recuperación del mismo. Con los datos del abatimiento o ascenso del nivel se construye el gráfico $S = f(t)$; los valores de S pueden ser tomados en cm o m, y los valores del tiempo en s o días.

DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS

En el gráfico $S = f(t)$ se tendrá una curva con un inicio brusco, que tiende a alinearse horizontalmente; los datos para el cálculo de la permeabilidad (transmisividad o coeficiente de filtración) se toman a partir del punto en el gráfico en que la curva tiende a alinearse (metodología de A. A. Antonov).

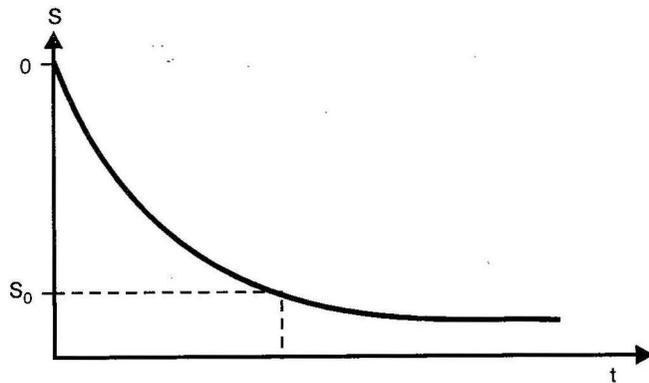


FIGURA 6.39. Gráfico $S = f(t)$

Para los cálculos el abatimiento o ascenso se determina por la expresión:

$$S = S_0 e^{-\alpha t} \tag{6.114}$$

donde:

- S_0 : abatimiento o ascenso relativamente estabilizado, m;
- t : tiempo transcurrido correspondiente a S_0 , días;
- α : coeficiente que caracteriza la entrada de agua a la cala, pozo o calicata.

Cuando la prueba es en calas y los filtros están ubicados en el centro del horizonte acuífero, el coeficiente responde a la expresión:

$$\alpha = \frac{K l_0}{W_f} \tag{6.115}$$

y

$$l_0 = \frac{2,73 \lg l}{\lg \frac{0,7l}{r_0}} \tag{6.116}$$

donde:

- K : coeficiente de filtración;
- W_f : área de los filtros o rocas;
- r_0 : radio de la cala.

Para determinar el valor de α se construye el gráfico $\lg \frac{S}{S_0} = f(t)$ (Figura 6.40), S_0 : se toma del gráfico; S : valores del ascenso o abatimiento antes de la aparición del valor S_0 .

La expresión $\lg \frac{S}{S_0} = -\alpha t$ por lo que del gráfico de la Figura 6.39 se calcula el valor de S_0 directamente $-\alpha t$ para el valor de S_0 , de esta el cálculo de S por la fórmula (6.114).

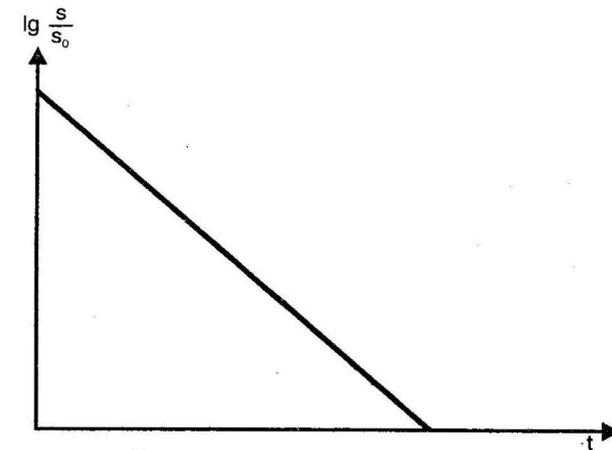


FIGURA 6.40. Gráfico $\lg \frac{S}{S_0} = f(t)$

La transmisibilidad (T) se calcula por la expresión:

$$T = K H = \frac{V}{2\pi S t} \quad (6.117)$$

donde:

- V : volumen efectivo ($V = S_0 W$), por vertimiento o extracción, m;
- S : abatimiento calculado en función de S_0 , m;
- t : intervalo de tiempo transcurrido desde el instante en que se ejecuta el vertimiento o extracción de V , hasta el instante en que aparece S_0 , días.

Hasta este epígrafe hemos analizado distintos tipos de trabajos para la determinación de la permeabilidad; los mismos en relación con las características hidrogeológicas del territorio de estudio caracterizan un área determinada, la cual por toda una serie de experimentos ha sido definida por el radio de efectividad a partir del punto donde se ejecutan las mismas y cuyas magnitudes se exponen en la siguiente tabla.

TABLA 6.11. Áreas que caracterizan los distintos tipos de pruebas de filtración

Tipo de prueba	Radios de acción que caracterizan, m
Experimento de laboratorio	0,1-1
Vertimientos y método expreso	1-10
Compresión (inyección) en calas	10-30
Aforos unitarios	30-100
Aforos de grupo y experimentales	100-1 000
Explotación por varios años	1 000-10 000

Capítulo 7 EVALUACIÓN DE RESERVAS DE EXPLOTACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

7.1. Consideraciones generales

La investigación de las aguas subterráneas deberá ejecutarse de forma estrechamente relacionada con la metodología de evaluación de las reservas. La evaluación de las reservas, formalmente, representa un elemento de procesamiento de gabinete de los materiales obtenidos durante la investigación; sin embargo, si el hidrogeólogo no planifica con anterioridad a la ejecución de los trabajos de campo, qué método empleará en la ejecución de la evaluación de las reservas y prevé el esquema de cálculos más conveniente para la evaluación de las mismas, puede ocurrir que los volúmenes de trabajo de campo ejecutados sean insuficientes o al contrario se ejecuten volúmenes mayores a los necesarios.

Sobre la base de los datos existentes por trabajos anteriormente ejecutados, o por levantamiento y prospecciones del territorio de investigación, conjuntamente con el análisis de materiales de archivos y de literatura, por lo general se pueden obtener los datos necesarios para suponer la estructura geológica o condiciones hidrogeológicas existentes, con lo cual se puede definir el método de evaluación de las reservas y esquema de cálculo a desarrollar, el cual deberá confirmarse y también podrá cambiar radicalmente con los datos que se obtengan por los trabajos que se ejecuten de acuerdo con el programa elaborado de investigación.

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas no es más que la demostración de la posibilidad de explotación de estas aguas durante un periodo de tiempo determinado (generalmente 20-30 años;

para facilidad de los cálculos 27,4 años = 10 días) y la garantía de la calidad requerida del agua durante todo el período considerado de explotación; resumiendo, es el pronóstico del abatimiento de los niveles dinámicos de las aguas en los pozos o grupos de pozos que se obtendrá al finalizar el período de explotación, con la calidad requerida de dicha agua. Además deberá ser evaluada la influencia de la extracción de las aguas subterráneas sobre otros elementos del medio ambiente (escurrimiento superficial, vegetación, superficie del terreno, etc.).

De tal forma, durante la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas deberán ser resueltas las siguientes tareas:

- Determinación del gasto de las tomas de aguas (pozos) con el abatimiento calculado del nivel para un régimen de explotación dado.
- Selección del esquema más racional desde el punto de vista técnico-económico de ubicación de los pozos de explotación.
- Demostración, con la presencia de fuentes que puedan provocar cambios en la calidad del agua, que en el proceso de explotación la calidad del agua subterránea responderá a las exigencias requeridas.
- Determinación de los descensos del nivel del agua en las áreas de desarrollo de los conos de depresión.
- Evaluación de los posibles cambios del escurrimiento superficial (ríos), deformación de la superficie del terreno y otras posibles consecuencias que pueden originarse por la explotación de las aguas subterráneas.

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas se ejecuta en dos direcciones principales:

1. En yacimientos o tramos con fines de abasto a distintos objetivos y riego.
2. Para la planificación de trabajos de búsqueda y prospección dentro de los límites de grandes regiones hidrogeológicas, con fines de una utilización mixta y protección de los recursos hídricos.

En el primer caso la evaluación de las reservas de explotación generalmente se ejecuta en una sola etapa. En el segundo caso la evaluación se ejecuta con carácter regional, por lo que la misma se divide en dos etapas. En la primera etapa se ejecutó la evaluación de los recursos potenciales para un sistema de tomas de agua, suponiendo que abarque todo el territo-

rio del horizonte acuífero que se evalúa (cuenca artésiana, etc.). En la segunda etapa la evaluación se efectúa de acuerdo con un esquema de ubicación de los pozos que responda a las necesidades de usuarios concretos (existentes o en perspectiva).

7.2. Clasificación de las reservas y recursos de las aguas subterráneas

Las aguas subterráneas útiles para su utilización requieren que sean analizadas como un mineral más. Sin embargo, a diferencia de otros minerales (sólidos, petróleo y gas), las aguas subterráneas tienen una serie de particularidades específicas, las cuales es necesario considerar durante la evaluación de la perspectiva de su utilización.

La principal particularidad que diferencia las aguas subterráneas de otros minerales lo representa sus posibilidades de reposición; su movilidad y relación de estas aguas con el medio que la rodea; también podemos decir que tiene otra particularidad, y es que en las aguas subterráneas su explotación racional en condiciones determinadas no depende tanto de la cantidad que llega a los estratos en condiciones naturales, como de las propiedades de filtración de las rocas acuíferas, que son determinadas por la resistencia que ocurre durante el movimiento de las mismas hacia las tomas de agua.

Las particularidades mencionadas que diferencian a las aguas subterráneas de otros minerales, predeterminaron la necesidad de definir algunos términos que las caracterizan:

- a) Cantidad de agua que se encuentra en los estratos acuíferos;
- b) Cantidad de agua que llega a los horizontes acuíferos en condiciones naturales y relacionadas con la explotación;
- c) Cantidad de agua que puede ser extraída con tomas de aguas técnico-económicas racionales.

Si durante la evaluación de la perspectiva de utilización de los minerales sólidos, del petróleo y del gas es suficiente el término de *reservas*, para las aguas subterráneas este solo término no puede totalmente caracterizar la posibilidad de su utilización racional. Para las aguas subterráneas, además de sus reservas es necesario considerar su alimentación.

Un papel importante en la definición del término de reservas de las aguas subterráneas lo jugaron los trabajos de científicos soviéticos, y parti-

cularmente de F. P. Savariensky, el cual propuso diferenciar «las reservas» de las aguas subterráneas de sus «recursos», para el control de la alimentación de las aguas subterráneas en condiciones naturales.

«Las aguas subterráneas —escribió F. P. Savariensky— no tienen reservas constantes, como otros minerales, ya que ellas se reponen en el proceso de intercambio hídrico en el globo terrestre. Por eso es más correcto hablar no de «reservas» de las aguas subterráneas, comprendiendo por este término la garantía de entrada de las aguas subterráneas en el balance hídrico de una región determinada, y dejando el término de *reservas* solamente para la determinación de las cantidades de agua que se encuentran en una cuenca dada o estrato independientemente de la entrada y gasto, sino en dependencia de sus capacidades.

Debido a que durante la resolución de tareas hidrogeológicas científicas y prácticas es necesario considerar distintos tipos de reservas y recursos de las aguas subterráneas, durante el desarrollo de las investigaciones hidrogeológicas, por muchos investigadores fueron determinadas distintas clasificaciones de las reservas y recursos de las aguas subterráneas; casi todas las clasificaciones propuestas en general coinciden, y la diferencia entre ellas se relaciona solamente en algunos detalles y tiene un carácter netamente terminológico.

En la Tabla 7.1 presentamos algunos ejemplos de clasificaciones establecidas por distintos autores en comparación con la clasificación que asumiremos como la más correcta, establecida por un grupo de científicos y especialistas de los países del CAME y aprobada en 1985 para su aplicación en los países miembros de esta institución y la cual exponemos a continuación.

Reservas de explotación de las aguas subterráneas es la cantidad (en $m^3/día$ o $m^3/año$) que puede ser extraída de los horizontes acuíferos de una forma racional desde el punto de vista técnico-económico, por tomas de agua, con un abatimiento dado y manteniendo una calidad satisfactoria del agua durante todo el período de explotación.

TABLA 7.1. Clasificaciones de reservas y recursos de las aguas subterráneas

F.P. Savatriensky	I.P. Butov	B.I. Kudelin	N.A. Plotnikov E.F. Famm K.I. Makov (1)	M.E. Altorsky(1) F.M. Bochevier (1) M.P. Simeonov	V.M. Shestopalov	N.N. Bindeman CAME-1985 (TEMA-IB-06)	Clasificación
Reservas pasivas	Reservas geológicas	Reservas de siglos	Reservas estáticas	Reservas naturales	Reservas naturales	Reservas naturales	Reservas naturales 1. gravitacionales 2. elásticas Reservas artificiales
Reservas	Reservas pasivas	Reservas geológicas	Reservas de siglos	Reservas estáticas	Reservas naturales	Reservas naturales	Reservas naturales 1. gravitacionales 2. elásticas Reservas artificiales
Recursos	(1)Reservas dinámicas naturales	(1)Reservas dinámicas	Reservas de siglos	Reservas estáticas	Reservas naturales	Reservas naturales	Recursos naturales Recursos artificiales Recursos atraíbles

Las reservas de explotación están relacionadas con otros tipos de reservas y recursos de las aguas subterráneas por la siguiente ecuación de balance:

$$Q_e = \alpha_1 Q_n + \alpha_2 \frac{V_n}{t} + \alpha_3 Q_a + \alpha_4 \frac{V_a}{t} + Q_{at} \quad (7.1)$$

donde:

Q_e : reservas de explotación;

α_1 ; α_2 ; α_3 ; α_4 : coeficiente de utilización de las distintas reservas y recursos;

t : período considerado de explotación;

Q_n : recursos naturales; es la suma de todos los elementos que forman la alimentación natural de un acuífero determinado (infiltración de las precipitaciones atmosféricas, infiltración de las aguas superficiales de ríos y lagos, desbordamiento de horizontes acuíferos aledaños al de análisis). Estos recursos pueden ser determinados por la magnitud del gasto del flujo de las aguas subterráneas, o por la suma de los gastos de los distintos elementos;

V_n : reservas naturales; es el volumen de agua gravitacional que se encuentra en los poros, grietas y cavidades cársticas de las rocas acuíferas en condiciones naturales. En los horizontes freáticos (sin presión), de forma independiente se define el volumen de agua gravitacional en zonas de oscilación de los niveles, denominándose este volumen *reserva reguladora*. En los horizontes acuíferos artesianos (con presión), el volumen que puede ser extraído del estrato con el descenso de las presiones debido a las propiedades elásticas del agua y de las rocas se denomina *reserva elástica*;

Q_a : recursos artificiales; es el gasto de agua que entra al horizonte acuífero como resultado de medidas con fines objetivos o por la ejecución de construcciones hidrotécnicas y de mejoramiento, no previstas para la reposición de las aguas subterráneas;

V_a : reservas artificiales; es el volumen de agua subterránea gravitacional que se encuentra en el estrato acuífero, formado como consecuencia de la acción de medidas ingenieriles ejecutadas con el fin de reposición artificial de las aguas subterráneas;

Q_{at} : recursos atraíbles; es el gasto de agua que entra al horizonte acuífero durante el incremento de la alimentación de las aguas subterráneas, provocado por la explotación, relacionado con la aparición o el incremento de la infiltración de las aguas de ríos, lagos, desbordamiento de horizontes aledaños, etc.

Las reservas de explotación por su significado económico se dividen en dos grupos sujetos a cálculos, confirmación y control independientes:

1. **Reservas balanceadas:** Son las reservas cuya utilización es económicamente racional, y las cuales deben satisfacer las exigencias de calidad en las aguas para el objetivo requerido con un régimen de explotación determinado.

2. **Reservas fuera de balance:** Son las reservas cuya utilización, en la actualidad, económicamente no es racional (debido a la poca cantidad de las mismas, no correspondencia con la calidad requerida, condiciones de explotación o necesidad de tecnología muy compleja, etc.), pero que pueden ser consideradas para su utilización en el futuro.

7.3. Categorías de las reservas de explotación y métodos de evaluación

En dependencia del grado de investigación de los yacimientos de las aguas subterráneas y de su calidad y condiciones de explotación, las reservas de explotación se clasifican por categorías que corresponden con el grado de las investigaciones.

En esta ocasión exponemos las categorías de las reservas de explotación establecidas en la URSS en 1983 y aprobadas por la comisión de reservas de yacimientos minerales de esa nación. Estas categorías fueron analizadas por el grupo de trabajo del CAME sobre el tema IB-06 y propuestas en 1985 para su aplicación en los países miembros.

En esta categorización se definen las reservas de explotación de las aguas subterráneas investigadas a distinto nivel de detallamiento (catego-

rías A, B y C), evaluadas de forma preliminar (categoría C₂) y recursos pronósticos (categoría P).

Categoría A: Con la misma se relacionan las reservas que han sido investigadas en un grado de detalle tal que garantiza la total definición de las condiciones de yacencia, estructura y magnitudes de las presiones (o cargas) de los horizontes acuíferos, y también las propiedades de filtración de las rocas acuíferas, se establecen las condiciones de alimentación de los horizontes acuíferos, así como la posibilidad de reposición de las reservas de explotación; también se define la relación con otros horizontes acuíferos y con aguas superficiales. La calidad del agua se estudia en tal grado que garantiza la posibilidad de su utilización en el objetivo requerido durante el período de explotación. Las reservas de explotación se determinan por datos de explotación de aforos experimentales y de observación del régimen por un período no menor de 10 años.

Categoría B: Con la misma se relacionan las reservas de explotación de las aguas subterráneas investigadas en un detallamiento que garantice la definición de las principales particularidades de las condiciones de yacencia, estructura y alimentación de los horizontes acuíferos, y también establezcan la relación en las aguas de otros horizontes acuíferos y con las aguas superficiales. Debe determinarse también de forma aproximada la cantidad de recursos acuíferos naturales que pueden ser utilizados en la reposición de las reservas de explotación de las aguas subterráneas. La calidad del agua subterránea se estudia en un grado tal que permita definir su utilización para el objetivo requerido. Las reservas de explotación se determinan por datos de aforos experimentales o por cálculos de extrapolación y de observaciones de régimen por un período no menor de cinco años.

Categoría C₁: Reservas investigadas con un detallamiento que garantice el esclarecimiento de las características generales de la estructura geológica, condiciones de yacencia y de desarrollo de los horizontes acuíferos. La calidad del agua se estudia en un grado tal que facilite la posibilidad de determinar su utilización para los objetivos requeridos. Las reservas de explotación de las aguas subterráneas se determinan por datos de aforos de pruebas en pozos y calas de búsqueda aislados y también por analogía con tomas de aguas existentes.

Categoría C₂: Las reservas son determinadas sobre la base de datos geólogo-hidrogeológicos generales, confirmados por pruebas de los horizontes acuíferos o por analogía con tramos investigados. La calidad de las aguas subterráneas se determina por muestras tomadas en puntos aislados, o por analogía en tramos estudiados del mismo horizonte acuífero.

Las reservas de explotación de las aguas subterráneas se determinan dentro de los límites de estructuras perspectivas definidas y de complejos de rocas acuíferas.

Categoría P: Reservas pronóstico que consideran la posibilidad de encontrar nuevos yacimientos de aguas subterráneas, la suposición de existencia y dimensiones, en las cuales se basan las características hidrogeológicas generales y de complejos trabajos regionales ejecutados con anterioridad. Durante la evaluación cuantitativa de las reservas pronóstico de los yacimientos supuestos de aguas subterráneas se utilizan datos de la experiencia de explotación de las aguas subterráneas en horizontes acuíferos análogos en yacimientos investigados en la misma cuenca, macizo hidrogeológico o región.

Los recursos pronóstico de explotación, determinados en procesos de evaluación regional, pueden ser divididos en dos tipos: recursos potenciales de explotación y recursos perspectivas de explotación.

Los recursos potenciales de explotación son la cantidad de agua que puede ser obtenida con la ubicación de tomas de agua en toda el área de desarrollo del horizonte acuífero, y con distancia entre las tomas de agua que garanticen la utilización total de las reservas y recursos naturales, artificiales y atraíbles con un abatimiento del nivel dado y durante un período de explotación asumido. De tal forma los recursos potenciales de explotación caracterizan la cantidad máxima de agua que puede ser extraída del horizonte acuífero. Los recursos perspectivas de explotación a diferencia de los potenciales corresponden a un esquema determinado de ubicación de las tomas de agua y de sus gastos.

Los recursos perspectivas de explotación son evaluados considerando las necesidades de usuarios concretos, en la mayoría de los casos son menores que los potenciales, en dependencia del sistema de ubicación de las tomas de agua y de las condiciones hidrogeológicas. Los recursos perspectivas de explotación pueden representar desde un 10 % hasta un 100 % de los potenciales.

La evaluación final de las reservas de explotación (por categorías industriales A,B, C) se ejecuta para condiciones hidrogeológicas concretas y para un proyecto de tomas de agua concreto.

En el caso en que las tomas de agua proyectadas van a trabajar con un régimen de explotación constante, la evaluación de las reservas de explotación tendrá como objetivo demostrar que la magnitud del abatimiento de cálculo en el punto de mayor carga hidrodinámica (generalmente en el pozo central) de la toma de agua no supera la magnitud admisible durante todo el transcurso del tiempo de cálculo de explotación, es decir, $Q = Q_d = \text{const.}$

$$S_c \leq S_{ad} \quad (7.2)$$

$$t \leq t_c$$

donde:

- Q : gasto total de las tomas de agua;
- Q_d : cantidad demandada de aguas subterráneas;
- S_c : abatimiento de cálculo;
- S_{ad} : abatimiento admisible;
- t : período de explotación;
- t_c : período de cálculo de explotación.

Si las tomas de agua proyectadas van a trabajar con un régimen de abatimiento dado, la evaluación de las reservas tendrá como objetivo demostrar que el gasto mínimo calculado será mayor que la demanda de agua subterránea durante todo el período de cálculo de explotación con abatimiento $S \leq S_{ad} = \text{const.}$

$$Q_c' \geq Q_d \quad (7.3)$$

$$t \leq t_c$$

donde:

Q_c : gasto de cálculo.

La magnitud del abatimiento admisible generalmente se determina por cálculos especiales. En general, durante la fundamentación de S_{ad} deben ser considerados los aspectos técnicos y económicos, y también los aspectos relacionados con la protección del medio ambiente. Para evaluaciones preliminares en horizontes acuíferos freáticos (sin presión)

$$S_{ad} \leq (0,5 - 0,75) h_m$$

para horizontes artesianos (con presión)

$$S_{ad} \leq H + (0,2 - 0,5) m$$

donde:

- h_m : potencia media del horizonte freático;
- H : magnitud de la carga relativa;
- m : potencia del horizonte artesianos.

El período de cálculo para el cual se evalúan las reservas de explotación se determina por el período de trabajo de las tomas de agua.

Si el período de explotación con anterioridad no se solicita, entonces en calidad de período de explotación se selecciona un intervalo de tiempo mayor al período de amortización, que es de 15-20 años. Generalmente en el período de cálculos se toma $t_c = 20-30$ años, para facilidad de los cálculos se considera $t_c = 27,4$ años- 10^4 días.

En la actualidad para la evaluación y categorización de las reservas de explotación (en dependencia de los datos que se tenga), se utilizan tres métodos principales de cálculos: hidrodinámico, hidráulico y de balance.

Método hidrodinámico: Es la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas, fundamentada en la utilización de modelos matemáticos descifrados por ecuaciones diferenciales e integrales de la teoría de filtración de las aguas subterráneas. Los cálculos por el método hidrodinámico pueden ser ejecutados sobre la base de dependencias analíticas, que representan soluciones concretas como regla de modelos esque-

matizados; también pueden ser ejecutados por modelajes análogos o numéricos.

Método hidráulico: La evaluación de las reservas de explotación está fundamentada en la utilización de dependencias empíricas, obtenidas por resultados de pruebas de los horizontes acuíferos en condiciones de campo.

Método de balance: La evaluación de las reservas de explotación es fundamentada con la utilización de ecuaciones de balance, que relacionan las reservas de explotación (parte del gasto del balance) con todas las fuentes que forman las reservas de explotación (partes de entrada del balance).

Entre los métodos antes relacionados de evaluación de las reservas de explotación no existe una frontera bien definida. La evaluación más exacta de las reservas de explotación puede ser obtenida utilizando la combinación de los tres métodos.

7.4. Determinación de las distintas reservas y recursos que forman las reservas de explotación de las aguas subterráneas

Reservas naturales: Cualitativamente las reservas naturales se determinan por la magnitud de la entrega de agua gravitacional para los acuíferos freáticos (sin presión) y por la entrega de agua elástica por los acuíferos artesianos (con presión).

Las reservas naturales se representan en unidades volumétricas (m); las mismas pueden ser determinadas por dos variantes de cálculos:

Ira. variante: Cuando el horizonte acuífero presenta una potencia y propiedades de filtración relativamente homogénea se utiliza la fórmula:

$$V_n = \mu \cdot V \quad (7.4)$$

donde:

μ : entrega de agua gravitacional o elástica;

V : volumen de las rocas acuíferas, m.

$$V = F \cdot H_m \quad (7.5)$$

de donde:

F : área de desarrollo la del horizonte acuífero, m;

H_m : potencia media del horizonte acuífero, m.

2da. variante: En horizontes acuíferos freáticos que presentan una potencia acuífera irregular y propiedades de filtración anisotrópicas. En este caso las reservas naturales se calculan sobre la base del mapa de hidroisohipsas del territorio de evaluación, el cual presentará una configuración en dependencia de las condiciones hidrogeológicas de límites y de filtración.

Para los cálculos se determinarán tramos del mapa de hidroisohipsas que presentan trazados regulares de las isolíneas con direcciones definidas del flujo de las aguas subterráneas. En cada uno de estos tramos se determina la cota media del lecho del horizonte acuífero, y las cotas máximas (límites superiores del tramo) y mínimas (límites inferior del tramo); que coinciden con la isolínea superior e inferior respectivamente del tramo; de igual forma se determina el valor medio de la entrega de agua del tramo (ver Figura 7.1).

Para este caso el volumen de rocas acuíferas se determina por la fórmula:

$$V = \sum_1^n F \left(\frac{H}{2} \phi + H_n \right) \quad (7.6)$$

y las reservas naturales se calcularán por:

$$V_n = \sum_1^n \mu V \quad (7.7)$$

donde:

n : cantidad de tramos definidos por las hidroisohipsas;

F : área de cada tramo, m;

H : diferencias de cotas entre la isohipsa superior y la inferior de cada tramo, m;

Φ : coeficiente que considera las irregularidades de las isohipsas ($\Phi \neq 1$).

El coeficiente Φ se determina por la relación del área de triángulos que se forman uniendo con la línea recta las isohipsas superior e inferior (Figura 7.2 a) y por la unión de ambas isohipsas, considerando en el perfil la ubicación de todas las isohipsas (Figura 7.2 b).

El coeficiente ϕ se determina por $\phi = \frac{F_2}{F_1}$

En la Figura 7.2 se ha considerado que la cota media del lecho del acuífero es -5 m.

Recursos naturales: Los recursos naturales, como su definición los determina, pueden estar formados por distintas fuentes de alimentación, el gasto de los mismos puede ser calculado en dependencia de los datos con que se cuente para ello.

Los recursos naturales responden a la ecuación de balance siguiente:

$$Q_n = Q_i + Q_{LL} + Q_{i.s.} \quad (7.8)$$

donde:

Q_n : recursos naturales, m/día;

Q_i : parte de los recursos por infiltración de las precipitaciones atmosféricas, m/día;

Q_{LL} : Parte de los recursos que llegan al área de investigación desde otras áreas, m/día;

$Q_{i.s.}$: parte de los recursos por infiltración de aguas superficiales desde fuentes superficiales, m/día.

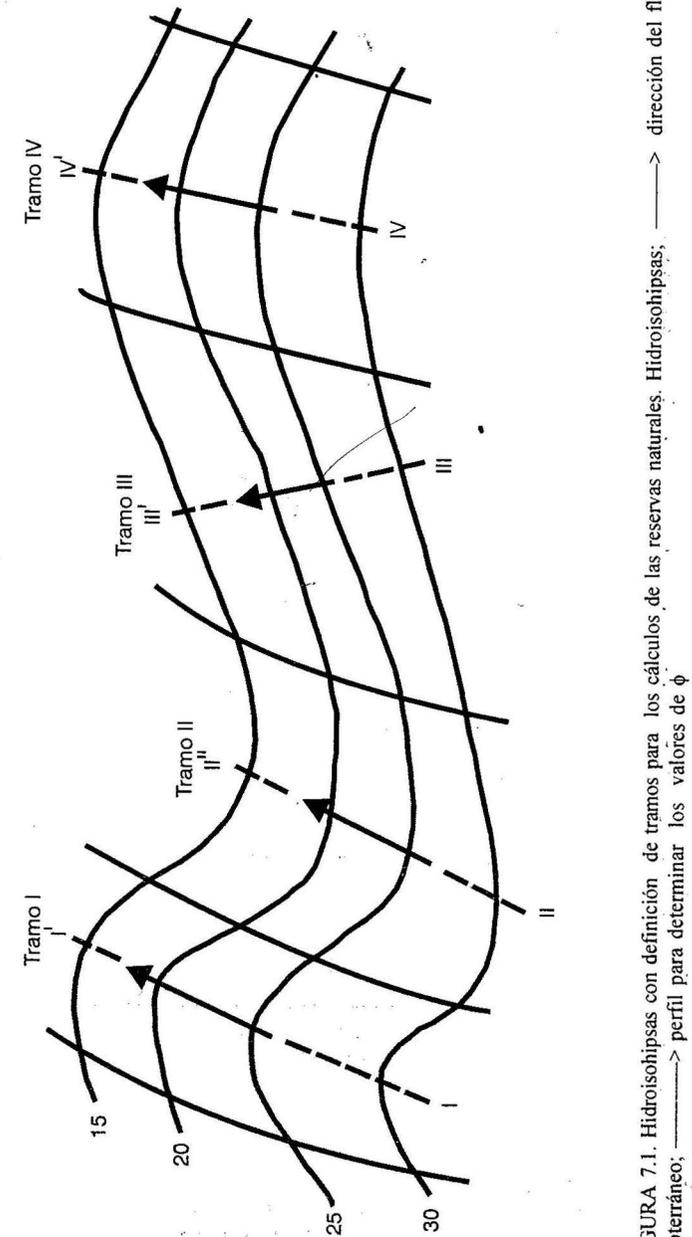
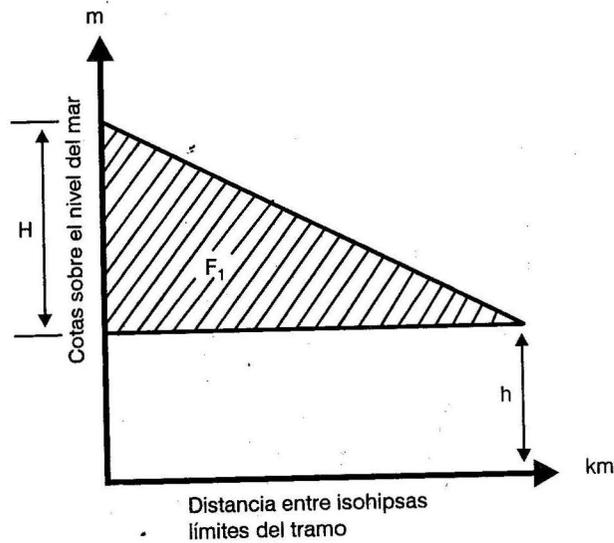
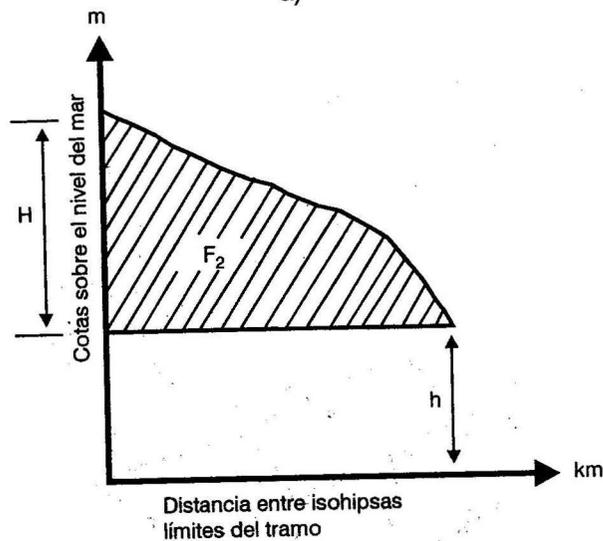


FIGURA 7.1. Hidroisohipsas con definición de tramos para los cálculos de las reservas naturales. Hidroisohipsas; subterráneo; dirección del flujo; perfil para determinar los valores de ϕ



a)



b)

FIGURA 7.2. Gráficos para determinar ϕ .
 a) Triángulo considerando un relieve regular del nivel de las aguas con área F_1 .
 b) Figura considerando la ubicación de las isohipsas con área F_2 .

Los recursos naturales Q_n pueden ser determinados:

1. Por sección transversal a la dirección del flujo en los límites inferiores del área en evaluación; para ello se utiliza la siguiente expresión:

$$Q_n = K H_m I B \quad (7.9)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración medio en la sección de cálculo, m/día;
- H_m : potencia media del horizonte acuífero en la sección de cálculo, m;
- I: gradiente hidráulico del nivel de las aguas subterráneas en la sección del flujo, se determina por hidroisohipsas;
- B: longitud de la sección, m.

2. Por el módulo del escurrimiento subterráneo:

$$Q_n = M_o F \quad (7.10)$$

donde:

- M_o : módulo del escurrimiento subterráneo, L/s · km;
- F: área del tramo en evaluación, km²;

$$M_o = 0,0317 y \quad (7.11)$$

y: lámina de agua infiltrada por precipitaciones atmosféricas, mm

$$y = 1000 \mu \Sigma (\Delta h + \Delta z) \quad (7.12)$$

donde:

- μ : entrega de agua de las rocas;
- Δh : ascenso del nivel por alimentación del acuífero, m;
- Δz : disminución del nivel que debió ocurrir por drenaje natural del acuífero, de no haber ocurrido una alimentación complementaria (descenso teórico), m.

Δh y Δz : se determinan del gráfico de oscilación de niveles (ver Figura 7.3).

3. Por la magnitud de infiltración de precipitaciones atmosféricas.

$$Q_n = W F \quad (7.13)$$

donde:

W : infiltración de las precipitaciones atmosféricas, m/día;

F : área de infiltración.

$$W = \mu \frac{\sum (\Delta h + \Delta Z)}{t} \quad (7.14)$$

t : tiempo considera para el cálculo de $(\Delta h + \Delta Z)$ se determina del gráfico de oscilaciones de niveles, Figura 7.3; días (el período de observaciones del nivel estará en dependencia del grado de categoría de reservas, para que se ejecuten las evaluaciones:

Categoría A: no menos de 10 años; Categoría B: no menos de cinco años; Categoría C, no menos de tres años.

4. Cuando la alimentación de las aguas subterráneas es principalmente por infiltración de aguas superficiales de ríos, los recursos naturales se determinan por dos secciones de observación en el río ubicado al inicio y al final del tramo de evaluación, y la magnitud de los mismos se determina por la fórmula:

$$Q_n = E_1 - E_2 \quad (7.15)$$

donde:

E_1 : escurrimiento medio del río en la sección inicial, m³/día;

E_2 : escurrimiento medio del río en la sección final m³/día.

5. Cuando las condiciones hidrogeológicas son muy complejas, los recursos naturales pueden ser evaluados por la fragmentación del territorio. Cada fragmento del territorio se seleccionará por el mapa de hidroisohipsas, haciéndoles coincidir con bandas del flujo delimitadas por dos líneas de este; a su vez las bandas del flujo que representa la zona de filtración del

flujo estarán compuestas por sectores limitados por dos isolíneas. De tal forma los recursos naturales se calculan por la expresión:

$$Q_n = \sum_1^n Q_b \quad (7.16)$$

donde:

Q_b : gasto de cada banda del flujo.

El gasto de cada banda del flujo se determinará por la expresión:

$$Q_b = \sum_1^n Q_s \quad (7.17)$$

donde:

Q_s : gasto de cada sector del flujo.

$$Q_s = K_i H_i B_i \quad (7.18)$$

donde:

K_i, H_i : coeficiente de filtración y potencia acuífera del sector i que se analiza;

B_i : ancho medio del sector i ;

H_i : diferencia de cargas en los límites del sector i $\left(\frac{H_1 - H_2}{L} = I = \frac{H_i}{L} \right)$;

L : longitud media del sector i .

Reservas artificiales: Se determinan por el gasto de recarga considerado en el proyecto de las obras ingenieriles programadas al efecto, las cuales deberán estar fundamentadas en estudios hidrogeológicos que permitan determinar el gasto de recarga, m³/día o m³/año.

Recursos artificiales: Serán determinados en dependencia del tipo de obra hidrotécnica que al ser construida influya en la alimentación de las aguas subterráneas; el gasto de alimentación se determinará por investigaciones hidrogeológicas específicas que se ejecutan para tal efecto.

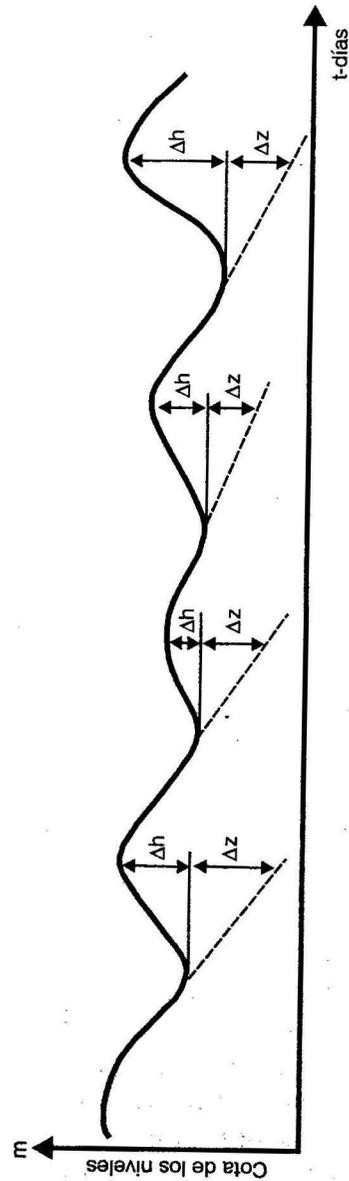


FIGURA 7.3. Gráfico de oscilación de los niveles.

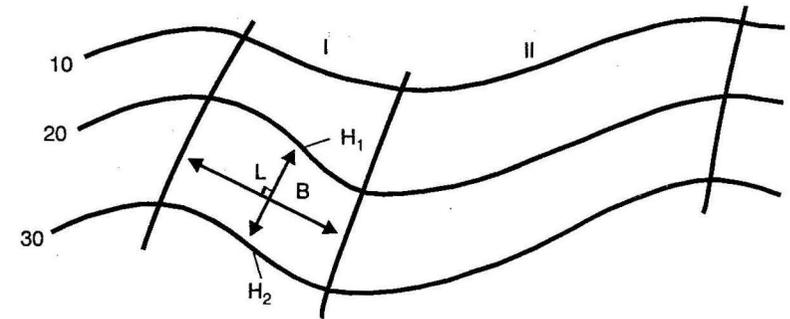


FIGURA 7.4. Hidroisohipsas con bandas del flujo I, II, III, IV, divididas en sectores del flujo.

Recursos atraíbles: En dependencia del esquema de cálculo que se asuma para la evaluación de las reservas de explotación en el método de evaluación de los recursos atraíbles, deberá incluirse el cálculo de estos, magnitud que estará en dependencia de la existencia de posibles fuentes de alimentación (superficial o subterránea), magnitud del abatimiento de explotación y del cono depresivo del nivel de las aguas subterráneas provocado por la explotación de estas en función de las condiciones hidrogeológicas de límites y de filtración presentes en el área de evaluación.

7.5. Evaluación de las reservas de explotación por el método hidrodinámico

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidrodinámico no es más que el pase de las condiciones hidrogeológicas naturales a un modelo matemático. Es natural que en un modelo matemático no se pueden considerar todos los factores reales y elementos existentes en la naturaleza ni el carácter de la interrelación de los mismos. La confección de modelos matemáticos de objetivos hidrogeológicos naturales representa ser una tarea sumamente compleja; la solución de la cual requiere una fundamentación para la selección de los factores principales y poder definir aquellos que pueden ser despreciados. Es necesario recalcar que durante la esquematización de las condiciones naturales tiene gran importancia la relación inversa, es decir, la

influencia del tipo y régimen de trabajo de las tomas de agua que se programen sobre los principios de esquematización y métodos de confección de los modelos matemáticos. El paso de las condiciones hidrogeológicas naturales a su modelación matemática (esquema de cálculo), puede ser ejecutado en dos etapas: *esquematización*: confección del esquema de filtración, y *tipificación*: selección del esquema de cálculo.

Sobre los principios y métodos de esquematización y tipificación influyen los siguientes factores.

- Condiciones hidrogeológicas de los yacimientos de aguas subterráneas.
- Situación de la teoría hidrodinámica, es decir, grado de elaboración de los cálculos hidrogeológicos.
- Demanda de aguas subterráneas, particularidades y carácter del trabajo de los medios técnicos utilizados durante la búsqueda y explotación de los yacimientos de aguas subterráneas.

La confección del esquema de filtración requiere de la solución de las siguientes tareas:

1. Definición de los límites de la zona de filtración y determinación de las condiciones hidrodinámicas en estos límites.
2. Evaluación del carácter del régimen de las aguas subterráneas.
3. Características de la estructura interna de la zona de filtración.

Durante la selección del esquema del cálculo se deben considerar los siguientes aspectos:

1. Forma de la zona de filtración en planta y condiciones hidrodinámicas en los límites.
2. Estructura de la zona de filtración en perfil.
3. Condiciones de alimentación y drenaje dentro de los límites de la zona de filtración.
4. Tipo y particularidades de construcción de las tomas de agua programadas.

Por la forma de la zona de filtración en planta se descomponen los siguientes tipos de estratos acuíferos:

Estrato ilimitado: Presenta grandes dimensiones, y sus límites están distanciados de las tomas de agua que no influyen en el proceso de explotación de las aguas subterráneas.

Estrato semilimitado: Presenta un límite lineal (en forma de línea recta), en el cual pueden existir presiones constantes o gastos constantes (alimentación o drenaje de las aguas subterráneas).

Estrato limitado: Puede estar representado por uno de los siguientes tipos:

Estrato cuadrante: Limitado por dos contornos en línea recta que se cortan formando un ángulo recto.

Estrato en banda: Limitado por dos contornos paralelos entre sí y tienen una longitud limitada.

Estrato circular: Limitado por un contorno circular (ver Figura 7.5).

Por la estructura de la zona de filtración en perfil pueden ser diferenciados estratos homogéneos y complejos estratificados. En los estratos homogéneos las propiedades de filtración en todos sus puntos son iguales. Los complejos estratificados pueden estar formados por varios estratos homogéneos; lo más usual en la naturaleza es encontrar complejos con dos o tres estratos.

Por la configuración de la zona de filtración heterogénea en plantas se asumen estratos con límites en líneas rectas y circulares. Se supone que en los límites señalados los parámetros hidrogeológicos varían de forma escalonada.

Por las condiciones de alimentación los horizontes acuíferos pueden ser divididos en aislados y no aislados. En la evaluación de las reservas de explotación se utilizan los siguientes métodos de esquematización:

I. Fragmentación y disminución de la magnitud del flujo subterráneo

Los flujos subterráneos reales son tridimensionales, por ello la evaluación de las reservas de explotación representan una tarea sumamente compleja, cuya solución en la actualidad puede ser posible solamente por la utilización de métodos de modelaje analógico de computación y modelaje electrónico de computación y no en todos los casos. Por ello durante los cálculos con utilización de dependencia analógica, es natural la disminución de las dimensiones de flujos subterráneos.

El análisis de los flujos bidimensionales se justifica con que prácticamente en todas partes las dimensiones en áreas de los horizontes predominan sobre sus potencias. En el paso a flujo bidimensional (laminar) en

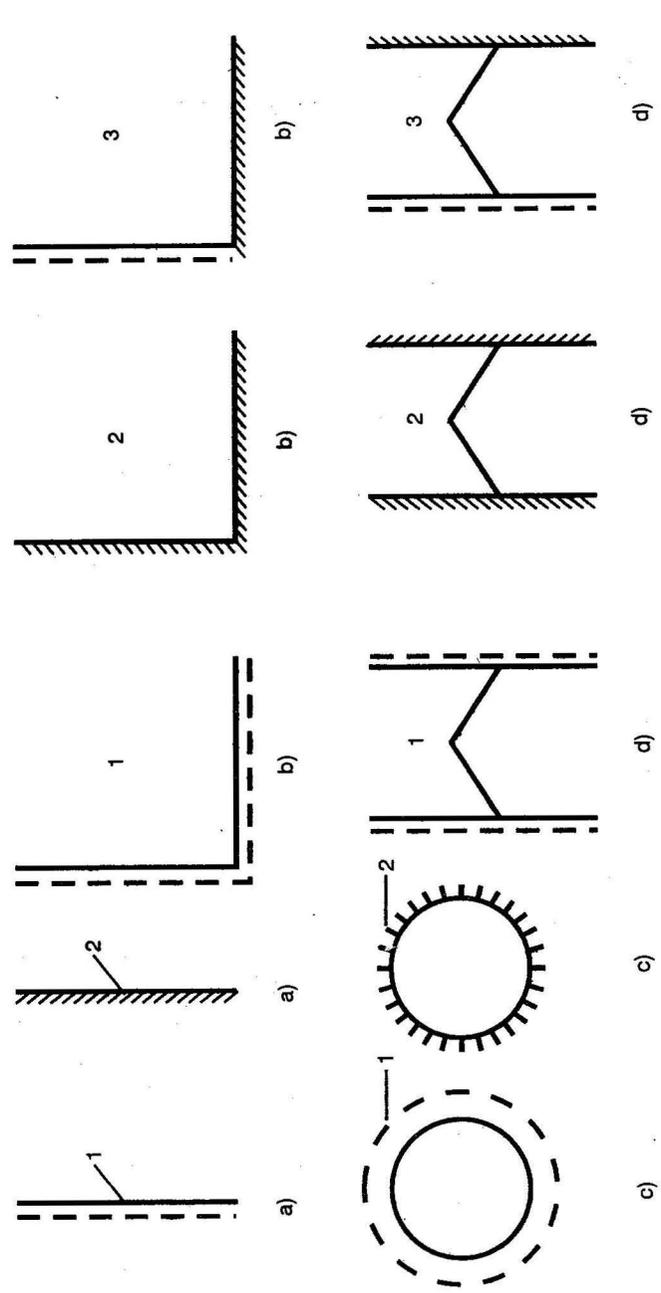


FIGURA 7.5. Tipos hidrodinámicos de estratos acuíferos. a) Estrato semilimitados; b) Estrato cuadrante; c) Estrato circular; d) Estrato en banda: 1. Con límites abiertos; 2. Con límites impermeables; 3. Con límites de tipo mixto.

calidad de parámetro de cálculo que caracteriza la propiedad de las rocas de dejar pasar a través de ellas agua, se considera la conducción del agua, la trasmisividad. Para flujos paralelo-laminares y radiales es posible disminuir las dimensiones del flujo hasta unidimensional.

En la evaluación de las reservas de explotación en condiciones hidrogeológicas complejas, es racional diferenciar la zona de filtración en una serie de fragmentos, cada uno de los cuales puede analizarse hidrodinámicamente de forma aislada. Tales fragmentos los pueden representar las bandas del flujo, con límites definidos por dos líneas del mismo. Las bandas del flujo se pueden construir con la utilización de dependencias analíticas o en modelos simplificados. Conociendo la ubicación de las líneas de cargas iguales (hidroisohipsas), las bandas del flujo pueden ser construidas de forma gráfica (ver Figura 7.4).

Para los cálculos de filtración no estacionaria, en la confección de las bandas del flujo puede ser utilizado el principio de «no formación» de la banda del flujo, de acuerdo con el cual la banda del flujo no varía en tiempo, como en condiciones de filtración estacionaria. Los cálculos en bandas aisladas del flujo pueden ser ejecutados de forma simplificada, convirtiendo este en flujo laminar unidimensional.

II. Conversión de los horizontes acuíferos heterogéneos y anisotrópicos en homogéneos

Los horizontes acuíferos en la naturaleza en mayor o menor grado son heterogéneos. Pero en la evaluación de las reservas de explotación por el método hidrodinámico, como regla los esquemas típicos de cálculos pueden ser utilizados solo en horizontes homogéneos. Los estratos heterogéneos pueden ser sustituidos por estratos equivalentes homogéneos en el plano hidrodinámico mediante una selección especial de los parámetros hidrogeológicos de cálculo. Los parámetros hidrogeológicos del horizonte acuífero homogéneo equivalente del estrato analizado heterogéneo se denominan *parámetros efectivos*. Los parámetros efectivos se determinan haciendo coincidir las resoluciones analíticas para estratos heterogéneos con resoluciones aproximadas para horizontes acuíferos homogéneos.

Para los horizontes acuíferos estratificados, compuestos por capas que tienen parámetros hidrogeológicos aproximados (cuando la relación de la permeabilidad es menor de 10:1), se utilizan los siguientes métodos de cálculo de los parámetros efectivos.

En un movimiento de las aguas subterráneas (ver Figura 7.6 a) la conversión del espesor estratificado a homogéneo se realiza con la búsqueda de un valor medio entre los parámetros de todos los estratos:

Coefficiente de filtración efectiva

$$K_e = \frac{\sum_1^n K_i m_i}{\sum_1^n m_i} \quad (7.19)$$

donde:

- K_e : coeficiente efectivo de filtración;
- k_i ; m_i : coeficiente de filtración y potencia acuífera de los estratos;
- n : número de estratos.

Coefficiente de piezoconductividad efectiva

$$a_e = \frac{\sum_1^n K_i m_i}{\sum_1^n \frac{K_i m_i}{a_i}} \quad (7.20)$$

donde:

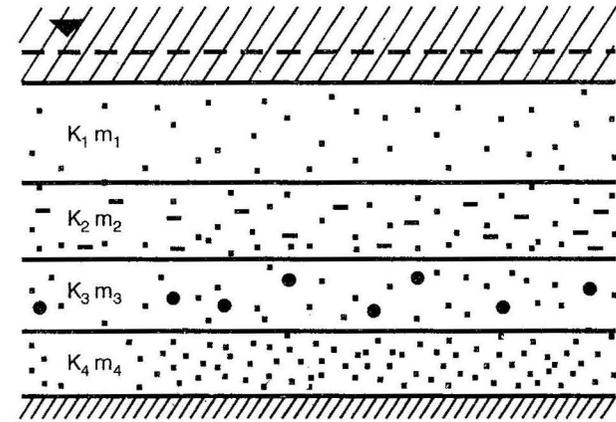
- a_e : piezoconductividad efectiva;
- a_i : piezoconductividad de los distintos estratos.

Durante los cálculos en horizontes freáticos (Figura 7.6 b) se introduce la función de N. K. Guirinsky.

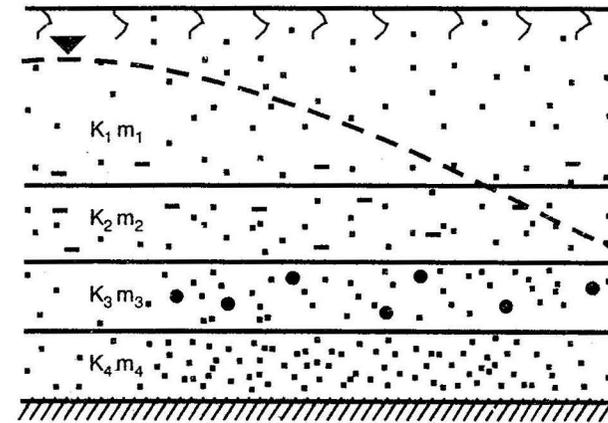
$$\varphi = \sum_1^n K_i m_i (h - Z_i) \quad (7.21)$$

donde:

- h : potencia del flujo sin presión en el punto analizado (potencia acuífera total);
- Z_i : distancia desde el centro de cada estrato hasta el lecho impermeable.



a)



b)

FIGURA 7.6. Horizonte acuífero estratificado: a) Artesiano (con presión); b) Freático (sin presión).

Para horizontes acuíferos representados por una estratificación de estratos con alta y baja permeabilidad ($dif > 10$ veces), en condiciones de movimiento con presión, la conversión a horizonte homogéneo se ejecuta mediante la suma de la transmisividad de todos los estratos de donde la transmisividad efectiva será:

$$T_e = \sum_1^n \frac{T_i}{n} \quad (7.22)$$

Coefficiente de piezoconductividad efectiva

$$\lg a_e = \frac{\sum_1^n T_i \lg a_i}{\sum_1^n T_i} \quad (7.23)$$

donde:

T_i y a_i : transmisividad y coeficiente de conductividad de nivel de los estratos.

En los horizontes acuíferos formados por dos estratos en un período de tiempo relativamente corto de explotación, la transmisividad efectiva pasa a ser igual a la transmisividad del estrato inferior; si este tiene buena permeabilidad, y la entrega de agua efectiva pasará a ser similar a la del estrato superior: $T_e = T_s$; $\mu_e = \mu_s$; para un tiempo $t > \frac{2.5 - 5\mu_s m_s}{K_s}$, m_s y K_s : parámetros del estrato superior.

La transformación de horizontes acuíferos heterogéneos en planta a homogéneos podrá ser solamente en casos de ausencia de cualquier principio de variación de tramos aislados de la heterogeneidad (estratos con homogeneidad caótica). La relación de la transmisividad de tramos aislados de la heterogeneidad, no mayor de dos, en calidad de parámetros efectivos, puede ser considerado el valor medio aritmético de los parámetros.

En horizontes acuíferos anisotrópicos el coeficiente de filtración efectivo será:

$$k_e = \sqrt{k_x \cdot k_y} \quad (7.24)$$

donde:

k_x y k_y : coeficiente de filtración de los ejes principales de la anisotropía.

La posibilidad de transformar espesores heterogéneos a homogéneos durante las evaluaciones de las reservas de explotación no podrá ser explicada sin que en cada caso concreto sea comprobada por ejemplos simplificados.

III. Consideración de límites perfectos

La consideración de la influencia de límites perfectos se ejecuta con la utilización de los métodos de «imagen» y «suma de los flujos». De acuerdo con el método de las «imágenes», en lugar de horizontes acuíferos limitados se analizan horizontes ilimitados, en los cuales además de las tomas de aguas de cálculos, trabajan tomas de aguas ficticias. La ubicación de las tomas de agua ficticias se determina como la imagen de las tomas de cálculo referente al límite. Los gastos de las tomas de agua de imagen se consideran igual al gasto de las tomas de aguas de cálculo (para límites impermeables de 2do grado) o el valor negativo de este gasto (para límites perfectos de 1er grado).

IV. Transformación de límites imperfectos a perfectos

Los cálculos de evaluaciones de las reservas de explotación cerca de límites imperfectos, por ejemplo: próximo a un río con su cauce colmado, se ejecutan con la transformación de este límite a límite perfecto mediante el traslado del límite imperfecto a la distancia ΔL , que es la magnitud que se determina por investigaciones especiales del estrato que forma el lecho del río.

$$\Delta L = \sqrt{K M A_0} \cdot \text{cth} \cdot \frac{2b}{\sqrt{K M A_0}} \quad (7.25)$$

donde:

K y M : coeficiente de filtración y potencia del horizonte acuífero;

2b: ancho del río;

$$A_o = \frac{m_o}{k_o};$$

m_o y K_o : potencia y coeficiente de filtración de los sedimentos colmatados del cauce.

La magnitud ΔL representa un componente de resistencia a la filtración.

La imperfección de las obras de tomas y calas experimentales pueden ser evaluadas por el grado de perforación (penetración en el acuífero) parámetro ξ , que puede ser determinado por la Tabla 6.6 de tal forma en las fórmulas de cálculos; para la evaluación de las reservas de explotación el radio de la obra de toma (de un pozo o de un «gran pozo» R_o) estará influenciado por el grado de imperfección, y la magnitud del radio de cálculo será:

$$r^1 = R_o e^{2 \frac{1}{\xi}} \quad (7.26)$$

donde:

e: base de logaritmo neperiano ($e = 2,7183$)

V. Principio de «gran pozo»

Generalmente las tomas de agua subterráneas están formadas por una cantidad relativamente grande de pozos o calas que tienen influencia entre sí. El área, ocupada por tal tipo de tomas de agua, como regla es mucho menor que el área de los horizontes acuíferos que se explotan. Esto permite analizar los pozos y calas interrelacionados como un grupo de compacto (ver Figura 7.7), que puede ser analizado como «gran pozo». El radio del gran pozo es una magnitud de cálculo y se determina por el esquema de ubicación de los pozos o calas que lo forman.

Para distintos esquemas de ubicación de los pozos dentro del «gran pozo», el radio de los mismos será:

$$\bullet \text{ Batería de pozo lineal} \quad R_o = 0,2 l \quad (7.27)$$

$$\bullet \text{ Sistema de pozos en área} \quad R = 0,1 P \quad (7.28)$$

$$\bullet \text{ Sistema de pozos en círculo} \quad R = 0,565 \sqrt{F} \quad (7.29)$$

donde:

l : longitud de la batería de pozos;

P : perímetro del área que ocupan los pozos;

F : área del cálculo que forma el gran pozo circular.

Para una mayor efectividad de los «grandes pozos», las dependencias del radio de los mismos deberá ser menor de 0,2 veces la distancia hasta el límite más próximo de alimentación.

$$R_o \leq 0,2 L \quad (7.30)$$

donde:

L : distancia hasta el límite de alimentación más próximo.

Si el límite de alimentación es imperfecto, ejemplo: un río con cauce colmatado, entonces:

$$R_o \leq 0,2(L + \Delta L) \quad (7.31)$$

Para acuíferos ilimitados la magnitud L se determinará por la expresión:

$$L = 1,5 \sqrt{at} \quad (7.32)$$

donde:

a : piezoconductividad o conductividad de nivel para acuíferos artesianos o freáticos respectivamente;

t : período de cálculo considerado para la explotación de las reservas de explotación.

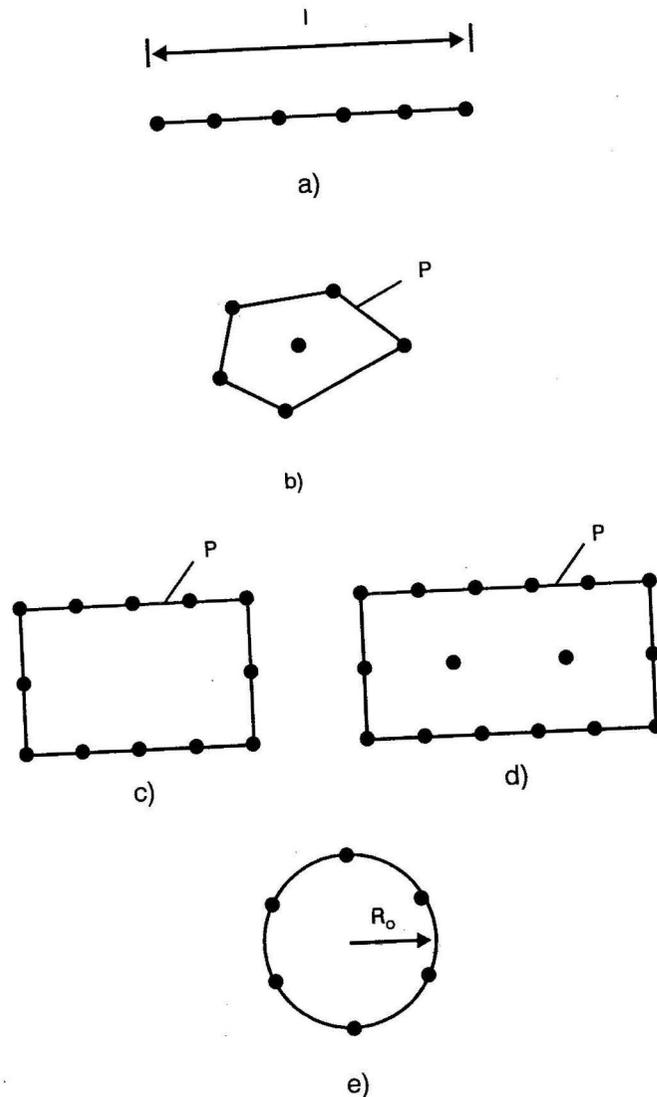


FIGURA 7.7. Principales esquemas de ubicación de pozos o calas en sistema «grandes pozos». a) Bateria lineal; b), c), d), Sistema de pozos en área; e) Sistema de pozos circulares.

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas en sistema de «grandes pozos» la representa el cálculo de la magnitud del abatimiento en el pozo o cala de mayor carga hidrodinámica, generalmente la cala o pozo central del sistema puede ser el punto central del sistema de pozos aunque en el mismo no existan pozos o calas. De acuerdo con el principio de «gran pozo», este es sustituido en los cálculos por un pozo equivalente en el plano hidrodinámico.

El abatimiento de las aguas subterráneas en el pozo o cala del centro del «gran pozo» estará dado por la expresión:

$$S = Sa \cdot e + Sp \tag{7.33}$$

donde:

Sa.e: abatimiento del nivel fuera de los contornos del «gran pozo», es decir, el abatimiento producido por el sistema de pozos influenciados entre sí;

Sp: abatimiento adicional en el pozo, que depende de la ubicación de los pozos o calas dentro del sistema, imperfección y cargas hidrodinámicas de los mismos.

Las reservas de explotación evaluadas por un grupo de «grandes pozos» con influencia entre sí, se evalúan igualmente por el principio de «gran pozo». En este caso el abatimiento del nivel de las aguas subterráneas se calcula para el centro del «gran pozo», que presenta la mayor carga hidrodinámica por la expresión:

$$S = Sa \cdot e + Sp + \Delta S \tag{7.34}$$

donde:

ΔS : abatimiento adicional, provocado por las influencias de los «grandes pozos» vecinos.

En el cálculo de ΔS la distancia entre las tomas de agua se consideran como distancias entre los centros de los «grandes pozos».

Los pozos analizados anteriormente de evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas se relacionan solamente con los métodos de cálculo analíticos. En la actualidad tiene un amplio desarrollo

la modelación análoga y numérica, lo que aumenta la precisión de los cálculos. Esos métodos no los presentaremos; los mismos están desarrollados en literatura especializada sobre dinámica de las aguas subterráneas.

En el Anexo 2 se exponen fórmulas y esquemas de cálculo para evaluación de las reservas de explotación con gasto constante; los cuales fueron obtenidos por varios autores (principalmente por A. V. Romanov y N. N. Bindeman) a partir de ecuaciones hidrodinámicas de C.V. Theis.

Donde la función $H(U; \gamma)$ se determina de forma analógica. Cuando $U > 10$

entonces:

$$H(U; \gamma) = -\text{Ei}(-\phi) - \frac{4\gamma}{\sqrt{\pi\phi}} [0,258 + 0,693e] \quad (7.35)$$

cuando: $U\gamma^2 < 10^{-5}$ y $U < \gamma \cdot 10^{-4}$

$$\text{entonces: } H(U; \gamma) = \frac{1}{2} \ln \frac{0,044}{U\gamma^2} \quad (7.36)$$

7.6. Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidráulico

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidráulico no es más que la determinación por cálculos de abatimiento de los niveles en los pozos de explotación por fórmulas empíricas con datos obtenidos directamente de experimentos de campo, en los que influyen todos los factores que determinan el régimen de trabajo de los tomas de agua. En la evaluación de las reservas de explotación, el método hidráulico se emplea en tres direcciones principales:

a. Para la evaluación del abatimiento del nivel de las aguas subterráneas en los pozos, con un gasto predeterminado por las curvas de dependencia del gasto del batimiento en condiciones de régimen estacionario.

b. Para determinar el batimiento residual provocado por la influencia de otros pozos; también para condiciones de régimen estacionario.

c. Para la determinación del abatimiento del nivel al finalizar el período de explotación con un gasto constante.

A diferencia del método hidrodinámico, donde se utilizan parámetros hidrogeológicos determinados por la esquematización de las condiciones

de límites, en el método hidráulico la dependencia de cálculos y sus principales parámetros se determinan de forma experimental. Por la fundamentación del método hidráulico representa ser el método más racional de evaluación de las reservas de explotación en condiciones hidrogeológicas complejas, que se caracterizan por una estructura del medio de filtración muy heterogénea, por las que es muy difícil definir las fuentes de formación de las reservas de explotación. En condiciones de filtración estacionaria el método hidráulico tiene una utilización en la evaluación de valles y ríos, en los cuales los horizontes acuíferos están representados por rocas agrietadas y cársicas de forma irregular. En condiciones de filtración no estacionaria este método ofrece buenos resultados en la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas de yacimientos relacionados con zonas de dislocaciones tectónicas. En estas condiciones el objetivo del método hidráulico es definir de forma experimental la dependencia entre el ritmo de abatimiento de las aguas subterráneas y un gasto determinado.

En la utilización de este método V. A. Grabovnik y B. M. Zilberhtein, en condiciones de filtración no estacionaria, proponen la sustitución de estratos heterogéneos con límites de configuración compleja por estratos considerados homogéneos ilimitados, con parámetros determinados de los tramos finales de los gráficos $S = f(1g/t)$, cuando los mismos representan una línea recta; por esta situación se puede pronosticar el abatimiento del nivel para un gasto superior al que se tuvo durante la ejecución de aforo.

1. Desarrollo del método hidráulico por las curvas de dependencia $S = f(Q)$

En este caso el gasto y el abatimiento del nivel del agua en los pozos están relacionados por una dependencia funcional. En las aguas con presión según la fórmula de Dupuy, el abatimiento aumenta de forma proporcional al gasto, donde:

$$S_e = \frac{Q_e}{Q} S \quad (7.37)$$

donde:

S_e : abatimiento de explotación;

Q_e : gasto de explotación;

S : abatimiento de aforo;

Q : gasto de aforo.

La dependencia (7.37) considera solamente la resistencia al movimiento del agua en las rocas acuíferas, que ocurre durante un régimen laminar, pero no considera la pérdida de carga en la columna del pozo, donde alrededor del mismo se forma un régimen turbulento durante el proceso de bombeo. Considerando estos factores, Dupuy propone la ecuación (7.38) para la construcción de las curvas del gasto en condiciones de aguas con presión:

$$S = aQ + b Q^2 \quad (7.38)$$

donde:

a y b: parámetros empíricos determinados por aforos experimentales.

$$a = \frac{S_2}{Q_2} - b Q_2$$

$$b = \frac{\frac{S_2}{Q_2} - \frac{S_1}{Q_1}}{Q_2 - Q_1}$$

donde:

S_1, S_2 y Q_1, Q_2 : abatimiento y gasto del aforo del primer y segundo abatimiento con S y Q estabilizados.

El parámetro a representa la participación de la zona con régimen laminar, y el coeficiente b la zona con régimen turbulento.

Partiendo de las ecuaciones anteriores, M. E. Altovsky, dividiendo ambas partes de la ecuación (7.38) por Q , obtuvo la ecuación de una recta.

$$\frac{S}{Q} = a + bQ \quad (7.39)$$

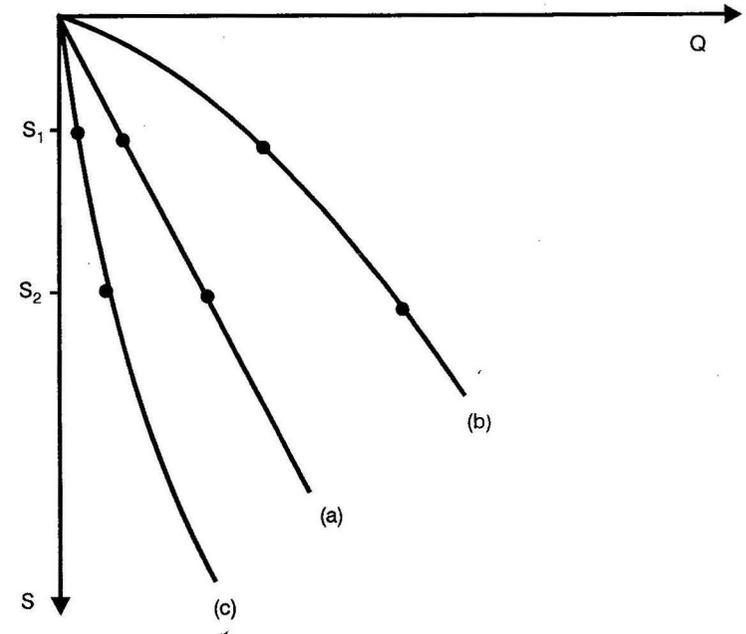


FIGURA 7.8 Gráfico $S = f(Q)$

Por datos de aforos con dos descensos con gasto y nivel estabilizado se construye el gráfico $\frac{S}{Q} = f(Q)$ (ver Figura 7.9). Por los puntos obtenidos en el gráfico se traza una recta cortar el eje de ordenadas $\frac{S}{Q}$; este valor representará el parámetro a y la tangente del ángulo que forma la recta trazada sobre una línea horizontal será igual al parámetro b .

Sabiendo el abatimiento máximo admisible en el pozo o centro de «gran pozo» por tanteo dándole valores a Q , se puede determinar un tercer punto en la recta del gráfico $\frac{S}{Q} = f(Q)$; este tercer punto corresponderá al gasto y abatimiento máximo de explotación.

Por este método la extrapolación para el gasto de explotación es admisible hasta 2,5-3 veces mayor al gasto de aforo, por lo que deben

ejecutarse con el mayor abatimiento posible para obtener una mayor garantía del gasto de explotación que se obtenga.

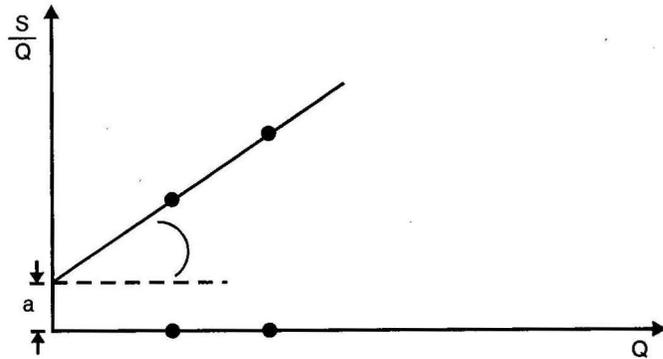


FIGURA 7.9. Gráfico $\frac{S}{Q} = f(Q)$

En condiciones de acuíferos freáticos (sin presión), la dependencia entre el gasto y el abatimiento se representa por la fórmula de Dupuy:

$$Q = \frac{\pi K H (2H - S)}{\ln \frac{R}{r}}$$

Esta expresión transformada por N. N. Bindeman toma la siguiente forma: $Q = mS - nS^2$ (7.40)

$$m = \frac{2\pi kH}{\ln \frac{R}{r}} \quad \text{y} \quad n = \frac{\pi K}{\ln \frac{R}{r}}$$

donde:

- K : coeficiente de filtración;
- H : potencia acuífera;
- S : abatimiento de aforo;
- R : radio influencia;
- r : radio del pozo «gran pozo».

Según N. N. Bindeman, por el método hidráulico los parámetros n y m pueden ser determinados por datos de aforos con dos abatimientos con nivel y gasto estabilizado de donde:

$$n = \frac{\frac{Q_1}{S_1} - \frac{Q_2}{S_2}}{S_2 - S_1}$$

$$m = \frac{Q_1}{S_1} + n S_1$$

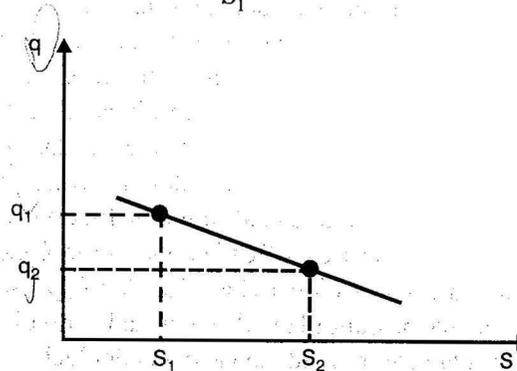


FIGURA 7.10. Gráfico $q = f(S)$

Para un gasto de explotación determinado, resolviendo la ecuación (7.40), el abatimiento de explotación será:

$$S_e = \frac{m - \sqrt{m^2 - 4n Q_e}}{2n} \quad (7.41)$$

La heterogeneidad del estrato acuífero puede presentar gran influencia en las curvas del gasto, ya que durante la explotación y descubrimiento del acuífero varía no sólo su potencia, sino también el coeficiente de filtración.

Si la transmisividad del acuífero disminuye en profundidad (ver Figura 7.11a), entonces durante la profundización del cono depresivo el valor medio del coeficiente de filtración disminuye, ya que se provoca el dese-

camiento de la zona con mayor transmisividad. Tales condiciones pueden estar presentes en rocas agrietadas y cársticas, en las cuales el agrietamiento disminuye en profundidad. En estas condiciones el abatimiento calculado resulta ser menor al que en realidad ocurrirá (ver Figura 7.11b). Si al contrario, la transmisividad en profundidad aumenta, entonces durante el desecamiento del acuífero el coeficiente de filtración aumenta y el abatimiento calculado resulta ser mayor (ver Figura 7.11c); tales condiciones son características para depósitos aluviales en terrazas de ríos, en las cuales por lo general su parte superior está formada por arcillas arenosas y arenas finas, y en la parte inferior por material friable grueso. Por ello hasta que el nivel no descienda hasta el lecho de los sedimentos menos permeables, la curva del gasto será aproximadamente igual a la correspondiente a aguas con presión (abatimiento proporcional al gasto).

Por todo lo antes expuesto, para la construcción de las curvas del gasto $S = f(Q)$ en horizontes freáticos que presentan heterogeneidad en perfil, los aforos deben ejecutarse con tres abatimientos. En estas mismas condiciones, y sobre todo en rocas carsificadas, es racional ejecutar aforos experimentales para la construcción del gráfico $S = f(Q)$; se puede ejecutar solamente hasta una profundidad tal, en la cual el nivel del agua en el pozo no sea mayor a la profundidad de yacencia del lecho del estrato que presenta una transmisividad relativamente constante. En los casos en que la curva del gasto se desvía considerablemente de la curva teórica construida por interpolación con los dos abatimientos y gastos del aforo, entonces se podrá utilizar la dependencia propuesta por M. E. Altovsky para aguas con presión (7.39).

En horizontes freáticos el gasto de explotación por extrapolación empleando la fórmula (7.41) no deberá ser 1,5-2 veces mayor que el gasto máximo del aforo. Además de los métodos analizados de cálculo representados por las expresiones (7.38), (7.39), (7.40) y (7.41) para la evaluación de las reservas de explotación (abatimiento o gasto), se pueden emplear los métodos de cálculos siguientes, basados en datos de aforos.

- Para acuíferos con presión, según Dupuy

$$Q_e = q S_e \quad (7.42)$$

q : gasto específico de aforo.

Cuando q no es constante, por datos de dos o tres abatimientos estabilizados, la fórmula (7.42) es aplicable, siempre y cuando se cumplan las siguientes condiciones:

$$\frac{q - q_1}{q} < 0,03 \quad ; \quad \frac{q - q_2}{q} < 0,03 \quad ; \quad \frac{q - q_3}{q} < 0,03$$

donde $q = \frac{\sum q}{n} y S_e \leq 1,5 - 1,75 S$ máx. de aforo.

- Para acuíferos sin presión, según M. E. Altovsky

$$Q_e = a + b \lg S_e \quad (7.43)$$

donde:

$$b = \frac{Q_2 - Q_1}{\lg S_2 - \lg S_1}$$

$$a = Q_1 - b \lg S_1$$

Aplicable cuando $S_e \leq 2 - 3 S$ máx. de aforo.

- Para acuíferos con presión y sin presión según Smreker

$$Q_e = n \sqrt[m]{S_e} \quad (7.44)$$

$$m = \frac{\lg \frac{S_1}{S_2}}{\lg \frac{Q_2}{Q_1}}$$

$$\ln n = \lg Q_1 - \lg S_1$$

Aplicable cuando $S_e \leq 1,75 - 2,25 S$ máx. de aforo.

2. Desarrollo del método hidráulico para determinar la influencia entre pozos de explotación

En la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas generalmente se analiza un grupo de pozos hidrodinámicamente relacionados entre sí que forman un «gran pozo»; en este caso el objetivo principal del método hidráulico es determinar el abatimiento máximo que se producirá en el pozo con mayor carga hidrodinámica; para ello se utilizan datos obtenidos de aforos de todos los pozos que forman el «gran pozo».

Con este fin, inicialmente se afora solamente el pozo de mayor carga, que lo debe representar el pozo ubicado en el centro del «gran pozo». Por este aforo se determinan los parámetros individuales de este pozo; posteriormente se ejecuta el aforo de todos los pozos que forman el sistema de forma individual o por aforo experimental de explotación de todos los pozos.

Los cálculos del abatimiento se ejecutan por la dependencia:

$$S_e = S_p + \sum_1^n S_i \quad (7.45)$$

donde:

- S_e : abatimiento de explotación en el pozo central;
- S_p : abatimiento de explotación del pozo central provocado por su explotación individual;
- S_i : abatimiento complementario provocado por la influencia de los demás pozos que forman el sistema (n : número de pozos).

Por datos de aforos unitarios de los pozos del sistema:

$$\sum_1^n S_i = \sum_1^n \Delta S_1 \frac{Q_{e,i}}{Q_{a,i}} + \dots + \Delta S_n \frac{Q_{e,n}}{Q_{a,n}}$$

donde:

$\Delta S_1 \dots \Delta S_n$: abatimientos provocados en el pozo central por los pozos del sistema respectivamente durante el aforo de los mismos;

$Q_{e,i} \dots Q_{e,n}$: gasto de explotación de los pozos del sistema respectivamente.

Por datos de aforos experimentales de explotación de todos los restantes pozos del sistema.

$$\sum_1^n S_i = \sum_1^n \Delta S_a \frac{Q_e}{Q_a} \quad (7.47)$$

S_a : abatimiento provocado en el pozo central por el aforo del sistema;

Q_e : gasto de explotación total de los restantes pozos del sistema;

Q_a : gasto del aforo total de los restantes pozos del sistema.

En la ejecución del aforo unitario, se miden los niveles en el pozo central y en los restantes pozos del sistema. En la ejecución de aforos experimentales de explotación (aforos bombeando todos los pozos del sistema al mismo tiempo), se inicia el aforo por el pozo central. Cuando se logre un régimen estacionario de filtración (abatimiento y gasto estabilizado) inicia el aforo del segundo pozo, midiendo los niveles en todos los pozos, hasta lograr el régimen estabilizado en el mismo, y así sucesivamente hasta aforar el último pozo del sistema, y se logre en el pozo central un régimen estacionario con todos los pozos en bombeo.

3. Desarrollo del método hidráulico para determinar el abatimiento del nivel al finalizar el período de explotación

Durante una explotación prolongada de las aguas subterráneas por un pozo o sistema de «gran pozo» se forma una amplia y profunda depresión del nivel de las aguas subterráneas. El abatimiento en el pozo central al finalizar el período previsto de explotación con un gasto constante desde el inicio de la explotación, se puede pronosticar por el método recomendado por N. N. Bindeman donde:

$$S_{e(t)} = S_e + \Delta S_{(t)} \quad (7.48)$$

S_e : abatimiento al finalizar el período de explotación;

S_e : abatimiento de explotación calculado para el pozo central sin considerar el período de explotación, por datos de aforos;

$\Delta S_{(t)}$: abatimiento que se tendrá al finalizar el período de explotación en el pozo central por influencia de otros pozos.

$$\Delta S_{(t)} = \frac{Q_e}{Q_i} (\Delta S_2 - \Delta S_1) \frac{\ln \frac{t_e}{t_2}}{\ln \frac{t_2}{t_1}} \quad (7.49)$$

donde:

Q_e : gasto de explotación previsto, puede coincidir o no con el gasto Q_i ;

Q_i : gasto de aforo del pozo o «gran pozo»;

ΔS_2 ; ΔS_1 : abatimientos registrados en el pozo central del «gran pozo» por la influencia de los demás pozos del sistema en los tiempos t_2 y t_1 a partir del inicio de bombeo de todos los pozos del sistema;

t_e : período considerado de explotación.

El pronóstico de abatimiento al finalizar el período de explotación es aplicable en acuíferos ilimitados, semilimitados o limitados por límites imperfectos o impermeables. Para acuíferos semilimitados o limitados por límites de alimentación (ej. ríos) que garanticen el gasto de explotación, no existirá abatimiento adicional durante el período de explotación, o sea: $\Delta S_{(t)} = 0$.

7.7. Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método de balance

La evaluación de las reservas de explotación por el método de balance lo representa la determinación del gasto de las aguas subterráneas, que puede ser obtenido por tomas de agua en los límites de un territorio determinado en el transcurso de un período de tiempo dado de explotación, debido a la captación de volúmenes de las distintas fuentes de formación de las reservas de explotación, las cuales están incluidas en la ecuación (7.1). En esta evaluación cada una de las posibles fuentes de formación de las reservas de explotación se evalúan de forma independiente, y posteriormente se ejecuta la suma de los resultados obtenidos.

Durante la evaluación por el método de balance, el balance de un tramo (o región) se analiza en su conjunto, considerando la entrada y gasto de las aguas en sus límites. En relación con esto, el método de balance permite determinar solamente el abatimiento medio del nivel del horizonte que se explotará, y no el abatimiento del nivel en las obras de toma (pozos). Todo esto predetermina la necesidad de emplear el método de balance en forma general como un método adicional en combinación con los métodos hidrodinámicos e hidráulicos. Al mismo tiempo por el método de balance se puede determinar el papel de las distintas fuentes de formación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas y evaluar la garantía de estas reservas, calculadas por otro método. Por ello la utilización del método de balance en conjunto con otro método de evaluación de las reservas de explotación es sumamente racional e importante en la mayoría de los casos. Un gran significado presenta el método de balance en la evaluación de las reservas de explotación dentro de los límites de estructura que presentan alta transmisividad de los horizontes acuíferos. En estas estructuras el cono depresivo durante la explotación se desarrolla rápidamente en toda el área de la estructura, incluso el abatimiento del nivel en el centro de dicha estructura y en su periferia se diferencian muy poco. Si en la evaluación de las reservas de explotación de tramos o territorios pequeños el método de balance presenta un significado complementario, en la evaluación de las reservas regionales de explotación este método asume un significado principal, sobre todo con el empleo de tomas de aguas ubicadas en área, en forma de red, que cubra todo el territorio.

Para la evaluación de pequeños tramos, los cálculos de las reservas de explotación por el método de balance se pueden ejecutar de forma combinada con otros métodos utilizando para la evaluación de las reservas y recursos que forman las reservas de explotación los métodos analizados con anterioridad en el presente capítulo, teniendo en cuenta que las reservas evaluadas por los métodos, hidrodinámicos o hidráulicos Q_e estarán garantizadas cuando su magnitud sea menor o igual a los resultados que se obtengan por la fórmula (7.1).

Para la evaluación de las reservas regionales de explotación por el método de balance, expondremos el método elaborado en conjunto por el autor del presente libro y el científico V. V. Antonov, metodología que fue desarrollada partiendo del objetivo de determinación de las reservas de

explotación de las mismas, fundamentado en el grado de extraibilidad de las reservas de explotación.

El módulo de las reservas de explotación de las aguas subterráneas está formado por la sumatoria de los módulos de las distintas fuentes que forman las reservas de explotación, y se representa por la siguiente expresión:

$$M_e = M_{R.n.} + M_{r.n.} + M_{R.a.} + M_{r.a.} + M_{R.at.} \quad (7.50)$$

donde:

M_e : módulo de las reservas de explotación;

$M_{R.n.}$: módulo de los recursos naturales;

$M_{r.n.}$: módulo de las reservas naturales;

$M_{R.a.}$: módulo de los recursos artificiales;

$M_{r.a.}$: módulo de las reservas artificiales;

$M_{R.at.}$: módulo de los recursos atraíbles.

De acuerdo con la guía metodológica del Instituto Vcegingeo de la antigua URSS, el módulo de las reservas naturales se determina partiendo de la suposición que estas reservas serán extraídas durante un período de tiempo determinado, tomas de aguas que se prevean y considerando la disminución de la presión, en casos de acuíferos artesianos y desecamiento del horizonte en acuífero freáticos, con el desecamiento de los mismos en una magnitud no mayor del 50 % de su potencia; en casos específicos se admite hasta un 70 % de su potencia.

El cálculo del módulo de las reservas de explotación se basa en el método hidrodinámico, utilizando la propuesta de N. N. Bindeman, en la cual se considera que cada una de las tomas ubicadas en los centros de bloques de una red ortogonal que cubra todo el territorio, funciona en horizonte circular con límites impermeables; estos límites los representarán los parteaguas de las aguas subterráneas, formados por el desarrollo del cono depresivo de las tomas que rodean a la toma que se analiza en cada caso en específico (ver Figura 7.11).

En este caso el gasto de las tomas se garantiza con los distintos recursos y reservas de fuentes existentes en el área.

Los cálculos para aguas con presión estarán basados en la expresión:

$$S = \frac{Q - Q_{ad}}{\pi T} \cdot \frac{at}{R_c} + \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R_c}{r} \quad (7.51)$$

donde:

S : abatimiento de cálculo;

Q : gasto de la toma;

Q_{ad} : gasto adicional que se caracteriza por la reposición de las reservas;

a : piezoconductividad;

t : período considerado de explotación;

R_c : radio del contorno del bloque de la red;

r : radio de la toma (radio de un pozo o de un «gran pozo»);

T : transmisividad.

Considerando un abatimiento máximo admisible, se puede calcular el gasto máximo de la toma que funciona con un horizonte circular aislado según la propuesta de M. Masket y F. M. Bocherier:

$$Q = \frac{\left(S_{ad} + Q_{ad} \cdot \frac{t}{\pi \mu R_c^2} \right) \pi R_c^2}{\frac{t}{\mu} + \frac{R_c^2}{2T} \ln \frac{R_c}{r}} \quad (7.52)$$

donde:

S_{ad} : abatimiento máximo admisible;

μ : entrega de agua elástica

presentando en forma modular la expresión (7.52), tendremos:

$$Q = \frac{\left[S_{ad} + (M_{R.n} + M_{R.at.}) \frac{t}{\mu} \right] \pi R_c^2}{\frac{t}{\mu} + \frac{R_c^2}{2T} \ln \frac{R_c}{r}} \quad (7.53)$$

Transformando la ecuación (7.53) a la forma de módulo obtendremos el módulo de las reservas de explotación:

$$M_e = \frac{\mu S_{ad} + (M_{R.n} + M_{R.at.}) t}{t + \frac{R_c^2}{2a} \ln \frac{R_c}{r}} \quad (7.54)$$

donde:

La magnitud μS_{ad} representa las reservas naturales.

Para horizontes acuíferos sin presión, la ecuación (7.54) la transformamos utilizando el método propuesto por N. N. Bindeman, donde:

$$S_{sd} = s \left(1 - \frac{S}{2h_0} \right), \text{ de donde obtendremos la expresión:}$$

$$M_e = \frac{\mu s \left(1 - \frac{S}{2h_0} \right) + (M_{R.n} + M_{R.at.}) t}{t + \frac{R_c^2}{2a} \ln \frac{R_c}{r}} \quad (7.55)$$

donde:

h_0 : potencia inicial del acuífero sin presión;

$a = \frac{Kn_0}{\mu}$: conductividad de nivel;

μ : entrega de agua gravitacional.

En las ecuaciones (7.54) y (7.55), por las transformaciones ejecutadas tenemos que las reservas naturales están dadas por la expresión modular:

$$M_{r.n.} = \frac{\mu S_{ad}}{t}$$

De tal forma sustituyendo en las ecuaciones (7.54) y (7.55) el valor de las reservas naturales, tenemos que el módulo de las reservas de explotación estará dado por la expresión:

$$M_e = \frac{(M_{r.n.} + M_{R.n.} + M_{R.at.}) t}{t + \frac{R_c^2}{2a} \ln \frac{R_c}{r}} \quad (7.56)$$

de donde:

$$\frac{t}{t + \frac{R_c^2}{2a} \ln \frac{R_c}{r}} = \alpha \quad (7.57)$$

El coeficiente α considera el período de explotación, conductividad de nivel y piezoconductividad y características de límites del bloque de evaluación, por lo que el mismo caracteriza el grado de extraibilidad de las reservas de explotación.

Introduciendo en la fórmula (7.56) el coeficiente α , tendremos:

$$M_e = \alpha (M_m + M_{R.n.}) + M_{R.at.} \quad (7.58)$$

Durante el desglose del territorio con una red simétrica, los valores de α para distintas dimensiones del paso de la red y valores de la piezoconductividad o conductividad de nivel serán distintos.

El módulo de las reservas de explotación puede oscilar desde el valor máximo de $\alpha = 1$ hasta magnitudes que tiendan a cero cuando $\alpha \rightarrow 0$.

Los recursos atraíbles por lo general son captados en su totalidad durante el transcurso de la explotación. Los recursos artificiales y reser-

vas artificiales, si existen serán captados en magnitudes que dependan de las condiciones hidrogeológicas de explotación y de diseño de las obras de recarga y gasto de las mismas; si las fuentes y obras que aportan estas reservas y recursos se encuentran dentro del área de los bloques de la red, los mismos podrán ser extraídos en su totalidad, para los cuales $\alpha = 1$, de donde la expresión general del módulo de las reservas de explotación estará dada por la fórmula siguiente:

$$M_e = \alpha (M_{r,n} + M_{R,n}) + M_{R,a} + M_{r,a} + M_{R,at} \quad (7.59)$$

El paso de la red recomendable se selecciona a partir de la condicional que se obtendrá de un régimen cuasi-estacionario de filtración en el horizonte acuífero durante el proceso de explotación (dentro de los límites del bloque de la red), con un radio R_c , por lo tanto, y precisamente para este caso, son efectivas las ecuaciones (7.58) y (7.59); para tales condiciones

$$R_c \approx 0,8 \sqrt{at}$$

Para la evaluación de las reservas regionales de explotación recomendamos la metodología siguiente:

1ro Tomando como base el mapa de transmisividad del territorio se determina la ubicación más racional de la red y de las obras de tomas en la misma, cubriendo todo el territorio con una red de paso A , siendo los valores más recomendables $A = 5-30$ km para lo que se puede considerar $R_c = 0,5 A$ y $r = 0,12 R_c$.

En aquellos lugares donde por las condiciones existentes no se puede ubicar una red simétrica, deben seleccionarse los bloques por el área permisible; para ello se considera:

$$R_c = \sqrt{\frac{F}{\pi}}$$

2do En cada bloque de la red se determina el valor medio de h_0 y el descenso máximo admisible (S_{ad}), para el que se propone la expresión:

$$S_{ad} = \psi h_0 \quad (7.60)$$

donde:

ψ : coeficiente de abatimiento admisible; en cada bloque tendrá un valor determinado en dependencia de las condiciones hidrodinámicas o hidroquímicas ($0 < \psi \leq 0,7$).

3ro Las reservas naturales se calculan para cada bloque de forma modular por la fórmula:

$$M_{r,n} = \frac{\mu \psi h_0}{t} \quad (7.61)$$

donde:

t : período considerado de explotación; como regla se toma $t = 10^4$ días.

Para obtener de forma directa el módulo de las reservas naturales en $l/\text{seg} \cdot \text{km}$, se propone emplear el coeficiente 1,1574 (para $t = 10^4$ días), con lo cual:

$$M_{r,n} = 1,1574 \psi \mu S_{ad} \quad (7.62)$$

4to Los recursos naturales se determinan en correspondencia con el método que más se ajusta a las condiciones existentes, expuesto en el presente capítulo, con lo que se determina el módulo de recursos naturales por bloque ($M_{R,n}$), en $L/s \cdot \text{km}^2$.

5to Los recursos atraibles se evalúan por métodos hidrodinámicos con límites de alimentación en el bloque de la red; calculando la infiltración que se tendrá al producirse el abatimiento de los niveles y relacionando el gasto de la misma con el área del bloque ($L/s \cdot \text{km}$).

Cuando el límite está representado por ríos se podrá emplear la fórmula establecida por N. N. Bindeman.

• Para acuíferos freáticos:

$$q = \frac{K(y^2 - h)}{2h} \quad (7.63)$$

- Para acuíferos artesianos:

$$q = \frac{KH_o}{L} \quad (7.64)$$

donde:

- q : gasto de infiltración por metro de longitud del río;
- K : coeficiente de filtración del estrato acuífero relacionado con el cauce del río;
- y : altura desde el lecho del acuífero hasta el nivel del agua en el río;
- h : potencia acuífera considerando el abatimiento de explotación en el bloque;
- H_o : profundidad desde el nivel del agua en el río hasta el nivel del agua en el centro del bloque (obra de toma);
- L : distancia desde el río hasta el centro de la toma (pozo o «gran pozo»).

El gasto total de los recursos atraíbles será:

$$Q_{at} = B \cdot q \quad (7.65)$$

donde:

- B : longitud total del río dentro de los límites del bloque de la red.

De donde el módulo de los recursos atraíbles se definirá por la expresión:

$$M_{r.at} = \frac{Q_{at}}{F_b} \quad (7.66)$$

donde:

- F_b : área del bloque.

6to Las reservas artificiales se determinan en aquellos bloques donde sea factible la ejecución de obras para la reposición artificial de las reservas de explotación; las mismas se evalúan en dependencia de las condiciones hidrogeológicas y características de la obra de recarga; con las cuales se definirá el gasto de recarga de las obras Q_r . De tal forma el módulo de las reservas artificiales se determinará por la expresión:

$$M_{r.a} = \frac{Q_r}{F_b} \quad (7.67)$$

7mo Los recursos artificiales presentan una determinación más compleja, pues los mismos estarán formados por obras hidrotécnicas que se construyan para fines de riego, drenaje o abasto (presas, canales, ect.); en cada caso en específico se determinara por bloques a magnitud del gasto que pasa al acuífero en explotación, basándose en cálculos hidrodinámicos, de donde se determinará el gasto de infiltración (Q_i) por bloque, de tal forma el módulo de los recursos artificiales responderá a la expresión:

$$M_{R.a} = \frac{Q_i}{F_b} \quad (7.68)$$

8vo Determinados los módulos de las distintas reservas y recursos por bloques, se calcula el módulo de las reservas de explotación también por bloques $M_{e.b}$ por la fórmula (7.59).

9no Las reservas de explotación por bloques se determinan por la fórmula:

$$Q_{e.b} = M_e \cdot b \cdot F_b \quad (7.69)$$

10mo Teniendo determinadas las reservas de explotación de todos los bloques de la red, se determinan las reservas totales de explotación del territorio por la fórmula:

$$Q_e = \sum_{i=1}^n Q_{e.b} \quad (7.70)$$

donde:

- n : número de bloques.

Como es natural no en todos los casos existirá la posibilidad de determinar las magnitudes de todas las fuentes que forman las reservas de explotación contenidas en las fórmulas de balance (7.1) y (7.59), en unos por la existencia de algunas de las fuentes, y en otros por la falta de datos disponibles. De esto se desprende que en dependencia de los datos que se tengan para la determinación de las reservas de explotación por el método de balance, se definirá la categoría de las reservas evaluadas.

11no Al tenerse definido el módulo de las reservas de explotación de todos los bloques de la red se podrá confeccionar el mapa de módulo de reservas de explotación del territorio. Para ello en un mapa del territorio con la ubicación del centro de los bloques y el valor del módulo de explotación en este punto, por interpolación de los puntos, se trazarán las isolíneas de los módulos de explotación. Este mapa nos permitirá definir a nivel regional las áreas más perspectivas de explotación.

12no Teniéndose definido el abatimiento máximo que se tendrá por bloques al finalizar el período de explotación, ubicando en un mapa del territorio el centro de los bloques y la cota del nivel, al finalizar este período se podrá confeccionar el mapa pronóstico de hidroisohipsas en el período previsto de explotación de todo el territorio, lo que nos permitirá pronosticar las condiciones hidrogeológicas terminado el período de explotación (desecamiento de los acuíferos, profundidad de las aguas subterráneas, direcciones del flujo subterráneo, etc.). Este método permite ser desarrollado por programa de computación, lo que facilita la ejecución de los cálculos y mayor precisión de estos y de los mapas resultantes 11 y 12.

Por el análisis ejecutado de los métodos de evaluación de las reservas de explotación por los métodos hidrodinámicos, hidráulicos y de balance, puede verse que cada uno de ellos presenta sus ventajas y desventajas en relación con los otros. Por ello lo más racional es la aplicación de métodos combinados. La selección de los métodos a emplear se determina en correspondencia con las condiciones hidrogeológicas existentes o grado de estudio de las mismas.

Un método de evaluación sumamente efectivo lo representa la combinación de los métodos hidrodinámicos e hidráulicos en estratos acuíferos con condiciones de filtración heterogéneas. En este caso por el método hidráulico se determinan el abatimiento del nivel para el período considerado de explotación con un gasto determinado de los pozos, y el abati-

miento residual provocado por la influencia de los demás pozos del sistema, de acuerdo con los datos obtenidos durante el período de ejecución de los trabajos experimentales. Los abatimientos adicionales que se producirán durante la explotación, en dependencia de las condiciones de límites de horizonte acuífero, en este caso se calculará por el método hidrodinámico. Utilizando la combinación del método hidráulico con el método de balance, el gasto de explotación se determinará por el método hidráulico sobre la base de los datos de los trabajos experimentales, y por el método de balance se evaluará la garantía de las reservas evaluadas.

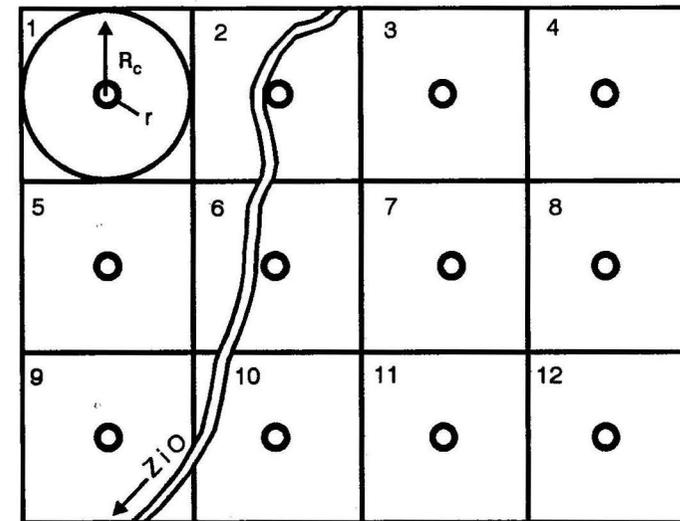


Figura 7.11. Desglose del territorio por una red con pozos o «grandes pozos» en el centro de los bloques. 1,2,3 ... n; número de bloques; r : radio del pozo o «gran pozo» ubicado en el centro del bloque; R_c : radio del contorno circular del bloque en evaluación.

En condiciones hidrogeológicas muy complejas, que se caractericen por condiciones de filtración muy heterogéneas y alimentación variable, es recomendable utilizar los tres métodos descritos.

Las fórmulas para acuíferos artesianos pueden ser utilizadas, sin ningún cambio, en evaluaciones de acuíferos freáticos cuando el abatimiento de explotación no sea mayor del 20 % de la potencia acuífera inicial.

Cuando la evaluación de la reserva de explotación de las aguas subterráneas tenga como objetivo determinar el gasto Q , para un abatimiento determinado o abatimiento máximo admisible en correspondencia con las condiciones hidrogeológicas de cada caso en específico los cálculos se ejecutan por despeje de Q de la fórmula del caso que corresponda.

7.8. Categorías y etapas de los estudios hidrogeológicos para evaluación de las reservas de explotación

Por categorías de estudios hidrogeológicos se define el grado de detallamiento de las condiciones geológicas e hidrogeológicas de un territorio determinado, establecido por los resultados de todo un complejo de trabajos programados y ejecutados en correspondencia con el alcance y contenido del estudio.

Los estudios hidrogeológicos los podemos clasificar en preliminares y detallados.

Estudio preliminares: Tienen como principal objetivo definir las perspectivas hidrogeológicas de un territorio o cuenca subterránea determinada, con el fin de garantizar las fundamentaciones de programas de investigación con mayor detallamiento, para satisfacer la demanda de agua en volumen y calidad de objetivos existentes o de planes de desarrollo prospectivo en el territorio de interés hidrogeológicos o próximos a ellos.

Los estudios preliminares se dividen en:

- Estudios regionales
- Estudios zonales

Estudios regionales: Responden a tareas regionales que tienen como objetivo esclarecer las características geológicas e hidrogeológicas generales del territorio de estudio, con vista a definir las perspectivas hidrogeológicas y de forma orientativa los posibles yacimientos de las aguas subterráneas, mediante evaluaciones de las reservas de explotación, sin considerar la vinculación de estas a objetivos concretos de abasto. Los estudios regionales generalmente abarcan territorios con áreas mayores de 1 000 km.

Las investigaciones en estos estudios se ejecutan a escala 1:100 000 para presentar sus resultados a escala 1:250 000 o 1:100 000 en dependencia de la complejidad hidrogeológica del territorio de estudio y área de

estudio. Las reservas de explotación de las aguas subterráneas se evalúan en categorías pronóstico P y C_2 .

Las etapas de los estudios regionales podemos establecerlas correspondiendo con el alcance, contenido y ordenamiento en tiempo y espacio de los trabajos en las siguientes:

Etapas de documentación: En esta etapa se ejecutará la búsqueda, recopilación y procesamiento de todos los datos existentes sobre geología, hidrogeología, geomorfología, climatología, etc.

Etapas de prospección: El inicio de esta etapa incluye la confección de un programa preliminar que prevea trabajos de levantamiento y perfiles geofísicos regionales, dirigidos a la obtención de datos preliminares de las zonas que no presenten información de algunos o todos los aspectos necesarios para el trabajo futuro. Al culminar este trabajo se procesarán todos los datos disponibles y los resultados se reflejan en mapas escala 1:250 000.

Etapas de programación: En esta etapa se confecciona el programa de todos los trabajos necesarios conjuntamente con el cronograma de ejecución, incluyendo los trabajos de laboratorio y gabinete.

Etapas de exploración: En esta etapa corresponde la ejecución de todos los trabajos previstos de acuerdo con el cronograma.

Etapas de gabinete: Esta etapa debe iniciarse antes de culminar la etapa de exploración en lo referente al procesamiento de datos de laboratorio y campo; culminará con la confección del informe técnico correspondiente.

Estudios zonales: Estos estudios responden a tareas de carácter general, que tienen como objetivo esclarecer las principales características hidrogeológicas del territorio de estudio, definiendo los yacimientos y horizontes acuíferos prospectivos, sus características generales y principales factores de alimentación, con vistas a definir las áreas más perfectivas para un futuro detallamiento de las mismas. Con las áreas perfectivas que se definan se vinculan las necesidades de abasto de objetivos existentes o previstos en el territorio. El área de estos estudios generalmente abarca un territorio menor de 1 000 km; las investigaciones de estos estudios se ejecutan a escala 1:50 000 para presentar sus resultados a escala 1:50 000 o 1:100 000 en dependencia de la complejidad hidrogeológica del territorio y dimensiones del área de estudio. Las reservas de explotación de las aguas subterráneas se evalúan en categoría C_2 y C_1 . Las etapas de

los estudios zonales se establecen sobre la base de los trabajos a ejecutar fundamentado por datos de estudio regionales precedentes.

Las etapas de investigación son las siguientes:

Etapas de programación-prospección: En esta etapa se confeccionará el programa de las investigaciones, incluyendo levantamientos hidrogeológicos con fines de detallar a la escala correspondiente las características del territorio. El levantamiento se ejecutará al finalizar esta etapa y se procesarán los resultados obtenidos, con lo cual, de ser necesario, se modificará el programa de investigación. Al programa de investigación se le añadirá el cronograma de ejecución de todos los trabajos programados.

Etapas de exploración: En esta etapa, en correspondencia con el cronograma de ejecución, se realizarán todos los trabajos programados.

Etapas de gabinete: Esta etapa se iniciará durante la ejecución de la etapa de exploración en el procesamiento de los datos de campo y laboratorio; la misma concluirá con la confección del informe técnico correspondiente.

Estudios detallados: Estos estudios se ejecutan respondiendo a tareas concretas para abasto a objetivos definidos (existentes o programados). Estos estudios generalmente abarcan territorios con áreas menores de 500 km, aunque pueden ser mayores. El objetivo principal de ellos es detallar las condiciones geológicas, hidrogeológicas y de alimentación de los acuíferos, tramos de cuencas y cuencas subterráneas, determinando los volúmenes (o gasto) de las reservas de explotación que satisfagan las necesidades de demandas planteadas de un objetivo concreto o conjunto de objetivos que puedan presentar diferencias en cuanto a la exigencia de la calidad del agua requerida y régimen de explotación.

Los estudios detallados se fundamentarán en resultados de estudios preliminares precedentes. De acuerdo con la complejidad hidrogeológica del territorio, los estudios detallados se dividen en simples y complejos.

Los estudios simples se ejecutarán a escala 1:25 000; los resultados se reflejarán a escala 1:50 000.

Los estudios complejos se ejecutarán a escala 1:10 000-1:25 000; los resultados se reflejarán a la misma escala en concordancia con la complejidad y dimensiones del área de estudio.

Las evaluaciones de las reservas de explotación de las aguas subterráneas se ejecutarán en categorías de proyecto A y B.

Los principales aspectos a detallar en estos estudios son:

- Condiciones de yacencia y distribución de los horizontes acuíferos.
- Características de las fuentes de alimentación y condiciones de formación de las mismas.
- Relación hidráulica entre los horizontes acuíferos existentes (en plantas y perfil) e interrelación entre las aguas subterráneas y superficiales (incluyendo las precipitaciones atmosféricas).
- Definición de las reservas y recursos (naturales y artificiales) de las aguas subterráneas en los tramos previstos para la explotación.
- Gastos de las reservas de explotación en las categorías evaluadas, con la determinación de los límites del área que corresponde a cada categoría.
- Detallamiento de la calidad de las aguas subterráneas y de las fuentes de alimentación.
- Detallamiento del régimen de las aguas subterráneas en condiciones naturales y pronóstico del mismo durante el proceso de explotación.
- Características geológicas e hidrogeológicas de los tramos recomendados para la explotación.
- Factores que pueden influir en la calidad de las aguas durante el proceso de explotación.
- Pronóstico de la consecuencia de la explotación de las aguas subterráneas sobre el medio circundante.
- Necesidad y posibilidad de creación de las zonas sanitarias de protección de las aguas subterráneas y delimitación de estas zonas.

En correspondencia con los estudios que pueden preceder a los estudios detallados, alcance y contenido de los mismos, las etapas de las investigaciones en esta categoría de estudio son:

• **Estudios detallados simples**

Etapas de documentación-programación: Se recopilarán todos los datos existentes sobre geología, hidrogeología, tectónica, geomorfología, hidrogeología, climatología; se ejecutarán interpretaciones fotogeológicas y de observaciones del régimen de las aguas subterráneas; se confeccionará el programa de las investigaciones y trabajos a ejecutar incluyendo levantamientos detallados en la escala correspondiente; además se anexará cronograma de ejecución.

Etapa de exploración: Se ejecutarán todos los trabajos programados de acuerdo con el cronograma de ejecución.

Etapa de gabinete: Esta etapa comenzará durante la ejecución de la etapa de exploración y culminará con la confección del informe técnico-evaluativo correspondiente.

• **Estudios detallados complejos**

La ejecución de las investigaciones en estos estudios se realizará en las siguientes etapas.

Etapa de documentación-programación preliminar: Se recopilarán todos los datos existente sobre geología, hidrogeología, tectónica, geomorfología, petrografía, climatología; se ejecutarán análisis e interpretaciones de datos sobre el régimen de las aguas subterráneas e interpretaciones fotogeológicas; se confeccionará el programa de las investigaciones y trabajos a ejecutar en la escala correspondiente; además se anexará cronograma de ejecución de los trabajos.

Etapa de búsqueda: Se ejecutarán todos los trabajos preliminares programados de acuerdo con el cronograma confeccionado. Paralelo a la ejecución de los trabajos se ejecutará el procesamiento de datos de laboratorio y campo.

Etapa intermedia de gabinete: Esta etapa se iniciará durante la etapa de búsqueda; en la misma se culminará el procesamiento de todos los datos obtenidos y terminará con la confección de un informe preliminar que incluirá el programa de trabajos complementarios necesarios para el total detallamiento del territorio de estudio; incluirá el cronograma de ejecución de los mismos.

Etapa de exploración detallada: Se ejecutarán todos los trabajos programados de acuerdo con el cronograma de ejecución; durante la ejecución de los trabajos se iniciará el procesamiento de los datos que se obtengan en investigaciones de campo y laboratorio.

Etapa final de gabinete: Esta etapa culminará en el procesamiento e investigación de todos los datos obtenidos; se ejecutarán todos los cálculos necesarios y terminará con la confección del informe técnico-evaluativo correspondiente.

Capítulo 8 PRONÓSTICO DE CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS NO CONDICIONALES EN EL PROCESO DE EXPLOTACIÓN

8.1. Aspectos generales

En toda investigación hidrogeológica destinada a la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas con el objetivo de abasto a la población, riego, abasto a las industrias, etc., o evaluaciones regionales sin usuarios definidos, debe esclarecerse la existencia o no de aguas no condicionales dentro del área de investigación o próxima a ella; de existir estas, es indispensable ejecutar el pronóstico de la posibilidad de captación de estas aguas y de la calidad del agua durante el período previsto de explotación.

Para el pronóstico de la calidad del agua subterránea durante el período de explotación deben considerarse los siguientes aspectos:

- Esclarecer las posibilidades de atracción de aguas no condicionales.
- Definir las magnitudes máximas de mineralización o las concentraciones máximas de elementos dañinos y deseables que puedan alcanzarse con la mezcla de aguas condicionales y no condicionales.
- Definir el tiempo a partir del cual comenzará el movimiento de las aguas no condicionales hacia las tomas de agua, o definir la distancia que correrán las aguas no condicionales hacia las tomas de agua durante la explotación.
- Pronosticar el cambio que se producirá en la calidad del agua en tiempo, a partir del momento en que comiencen a ser captadas por las tomas de agua las primeras porciones de aguas no condicionales, hasta el final del período previsto de explotación.
- Fundamentar las medidas a tomar para la protección de las tomas de agua contra la penetración o captación de aguas no condicionales durante la explotación.

Las condiciones hidrogeológicas en la naturaleza son muy variadas y prácticamente en cada caso, en específico; se requerirá de un esquema de cálculo y fórmulas específicas para cada caso; por ello, con vistas a simplificar las condiciones naturales a esquemas o modelos de cálculos con los cuales puedan obtenerse datos que permitan ejecutar los pronósticos requeridos con un grado de confiabilidad aceptable, en la mayoría de los casos las metodologías y esquemas de cálculos se basan en la esquematización del flujo del agua subterránea asumiendo las siguientes condiciones:

- El flujo natural es homogéneo.
- El régimen de filtración es estacionario, teniendo en cuenta que en la existencia de dicho régimen está comprobado que la velocidad de filtración es mayor que en régimen no estacionario para condiciones de filtración análogas.
- La migración de elementos naturales y artificiales de contaminación en los estratos se efectúa por desplazamiento convectivo, con muy poca influencia de la difusión molecular y adsorción.
- Las aguas condicionales y no condicionales son líquidos homogéneos con una viscosidad y densidad condicionalmente equiparable, y la atracción de un líquido por otro se ejecuta mediante el proceso con esquema de pistón. Este proceso de atracción está suficientemente fundamentado para rocas y sedimentos porosos relativamente homogéneos.

En los estratos estratificados y agrietados, sobre todo para las rocas carsificadas, donde existen anisotropías considerables en los procesos de filtración, el esquema de «pistón» en los cálculos sólo puede considerarse de forma orientativa en dependencia del grado de anisotropía.

8.2. Pronóstico de captación de aguas no condicionales por obras de toma en aguas condicionales

1. En caso de que se explote un acuífero con aguas condicionales (dulces) sobre aguas no condicionales (salinizadas), podrá evitarse la captación de las aguas no condicionales cuando el descenso del nivel del agua en la obra de toma y los gastos se definan por el abatimiento máximo admisible.

Las condiciones con las cuales puede evitarse la captación de aguas no condicionales están dadas por la expresión propuesta por M. D. Milionshikov:

$$S_{m.a} \leq (\gamma_n - \gamma_c) hc \quad (8.1)$$

donde:

- $S_{m.a}$: descenso admisible en la obra de la toma;
 γ_c, γ_n : densidad de las aguas condicionales y no condicionales respectivamente.

$$\gamma_n \text{ y } \gamma_c = \frac{P}{V}$$

- hc : potencia de la lámina de aguas condicionales, m;
 P : peso del volumen de agua (v) que se pesa (g ; cm^3).

La atracción de aguas no condicionales en planta se evalúa sobre la base de la construcción y análisis de la red hidrodinámica del flujo en la zona de influencia de la obra de toma.

Durante el proceso de explotación de las aguas subterráneas, alrededor de las obras de toma se forma un campo de filtración en el límite del cual se pueden definir dos zonas delimitadas por la línea neutral del flujo. Estas zonas tienen las siguientes características:

Zona I. Ocupa el espacio entre la línea neutral del flujo y la toma. En esta zona todas las líneas del flujo tienen un punto de convergencia común en la obra de toma.

Zona II. Todas las líneas del flujo, en esta zona, pasan a lo largo de la Zona I, que representa el área de influencia de la obra de toma.

Con la existencia en planta de aguas no condicionales, si las mismas se encuentran relacionadas con la Zona I, podrán ser atraídas por la obra de toma.

Las aguas no condicionales relacionadas con la Zona II no serán atraídas por la obra de toma, aunque siempre existe la posibilidad de que por el proceso de migración de las aguas subterráneas, durante una explotación prolongada estas aguas sean atraídas si la ubicación de las mismas es aguas arriba de la obra de toma en dirección convergente con la dirección del flujo.

La distancia a partir de la cual las aguas no condicionales pueden ser atraídas por la obra de toma (aguas relacionadas con la zona I), está en dependencia directa con las condiciones de límites del acuífero y la distancia de estas aguas hasta la obra de toma.

3. Acuífero semilimitado con una frontera con carga constante y dirección del flujo natural a partir de esta frontera (Figura 8.3)

En este caso el interés principal lo representa el cálculo de la distancia X_o , o sea, la intersección de la línea neutral del flujo con el eje de las X (ver Figura 8.3) en dirección coincidente con el flujo, así como la distancia $\pm Y_o$ para definir el trazado de la línea neutral del flujo. Por las condiciones de este caso $Y = 0$ y $X_1 = X_o$. Los valores de X_o se determinan por la fórmula:

$$X_o = L_o \sqrt{\frac{Q}{\pi L_o q} + 1} \quad (8.9)$$

y los valores de Y_o por la fórmula:

$$\pm Y_o = 2 \sqrt{\frac{Q L_o}{\pi q}} \quad (8.10)$$

La determinación de la mineralización máxima o de la concentración de elementos individuales, cuando existe la posibilidad de atracción de aguas no condicionales, depende de las condiciones hidrogeológicas existentes; la misma la analizaremos en los casos más frecuentes (Figura 8.3.).

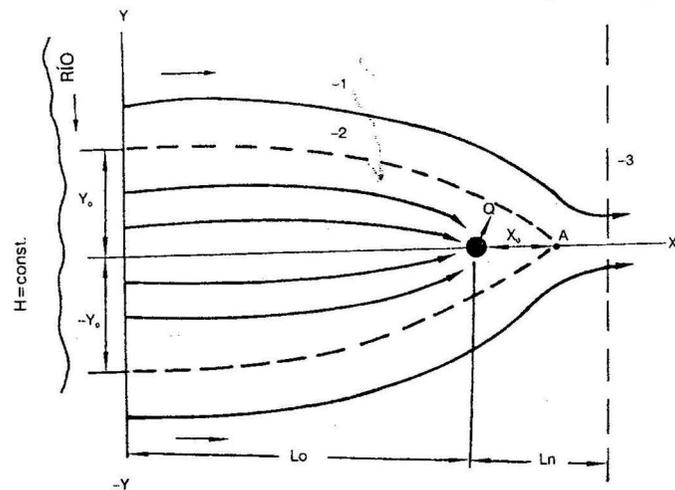


FIGURA 8.3. Red de flujo en acuífero semilimitado que se alimenta de un río. 1. Línea de flujo; 2. Línea neutral del flujo; 3. Límite de las aguas no condicionales; L_o Distancia desde la obra de toma hasta la fuente de alimentación con carga constante; L_n Distancia desde la obra de toma hasta las aguas no condicionales; X_o Distancia dentro de la cual se producirá la atracción de las aguas no condicionales, \rightarrow dirección del flujo; Q Obras de toma.

1er caso. Cuando las aguas condicionales yacen sobre aguas no condicionales (aguas salinizadas o contaminadas) (Figura 8.4.).

$$C_{m\acute{a}x} = C_n - (C_n - C_c) \frac{H_c}{H} \quad (8.11)$$

donde:

- C_n y C_c : Mineralización o concentración de elementos individuales de las aguas no condicionales y condicionales respectivamente;
- H_c : Potencia de la lámina de aguas condicionales, m;
- H : Potencia total del acuífero, m.

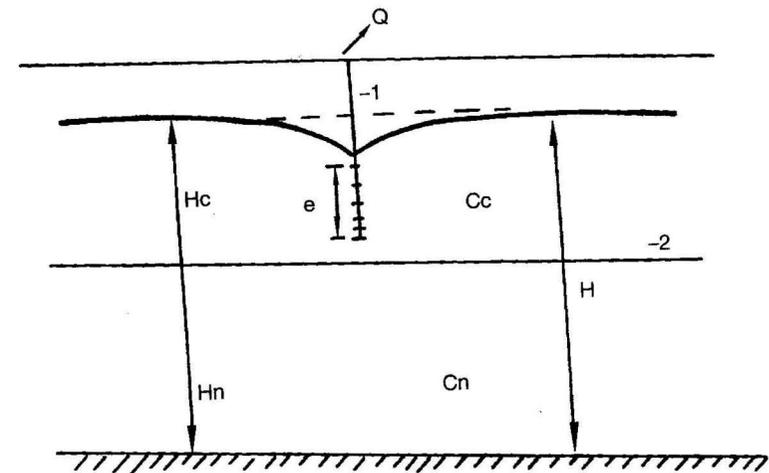


FIGURA 8.4. Esquema de yacencia de aguas condicionales sobre aguas no condicionales. 1. Obra de toma en aguas condicionales con gasto Q ; 2. Límite entre las aguas condicionales y no condicionales; H_c Potencia del acuífero con aguas condicionales; H_n Potencia del acuífero con aguas no condicionales; C_c y C_n Mineralización o concentración de elementos individuales correspondientes a las aguas condicionales y no condicionales respectivamente; l Longitud del filtro.

2do caso. Cuando la posibilidad de atracción de aguas no condicionales es lateral (Figura 8.5), la mineralización máxima o concentración de elementos individuales se determina por la fórmula:

$$C_{\text{máx}} = \frac{C_n + C_c}{2} \quad (8.12)$$

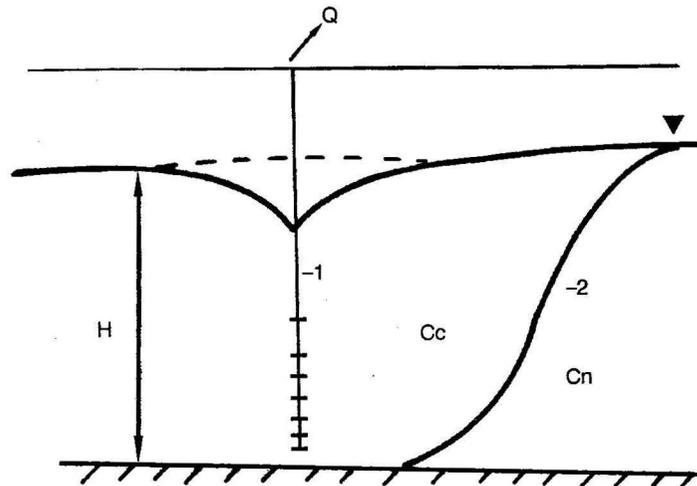


FIGURA 8.5. Esquema de yacencia de aguas condicionales con fronteras laterales de aguas no condicionales. 1. Obra de toma en aguas condicionales con gasto Q; 2. Límite entre las aguas condicionales y no condicionales; C_c y C_n Mineralización o concentración individual de elementos correspondientes a las aguas condicionales y no condicionales respectivamente; H Potencia del acuífero.

Quando existe el peligro de atracción de aguas no condicionales por la obra de toma durante el proceso de explotación, debe calcularse el tiempo en que las aguas no condicionales llegarán a la obra de toma. Para este cálculo analizaremos los casos más frecuentes.

• **Acuíferos ilimitados**

1. Cuando la potencia de la lámina de aguas no condicionales es mayor que las aguas condicionales que yacen sobre ellas, y la potencia total del acuífero presenta propiedades de filtración homogéneas, el tiempo en que

comenzará a captar las aguas no condicionales a partir del inicio de la explotación de la obra de toma se calcula por la fórmula:

$$T = \frac{2\pi n(H_c - l)}{3Q \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)} \quad (8.13)$$

(ver Figura 8.4)

donde:

- n: porosidad activa de las rocas;
- l: largo del filtro, m;
- H_c: potencia de la lámina de aguas condicionales, m;
- Q: gasto total de la obra de toma, m³/día;
- β: coeficiente de imperfección del pozo en dependencia de la magnitud τ.

$$\tau = \frac{l}{H}$$

H: potencia total del acuífero, m.

Tabla 8.1

τ	0,05-0,1	0,1-0,2	0,2-0,4	0,4-0,6	0,6-0,8
β	3	1,7	1,4	1,3	1,1

2. Cuando la posibilidad de captación de aguas no condicionales es lateral en acuífero ilimitado, el tiempo en que comenzará la captación de aguas no condicionales por la obra de toma se calcula por la fórmula:

$$T = \frac{nH}{q} \left[L_n - X_1 \left(\frac{L_n}{X_0} + 1 \right) \right] \quad (8.14)$$

donde:

- n: porosidad activa;
- H: potencia total del acuífero, m;
- q: gasto unitario del flujo, m³/día;
- L_n, X₁, X₀: distancia (ver Figuras 8.1 y 8.5);
- X₁, q y X₀: se calculan por las fórmulas (8.2), (8.3) y (8.4) respectivamente.

En la práctica se obtienen también resultados confiables, en este caso utilizando la fórmula:

$$T = \frac{\pi n H L_n^2}{Q} \quad (8.15)$$

Q : gasto total de obra de toma, m³/día.

Acuíferos semilimitados: Por una frontera con carga constante.

En este caso se considera la dirección del flujo subterráneo respecto a la ubicación de la frontera con carga constante.

1ra variante. Cuando el flujo subterráneo es en dirección a la frontera con carga constante:

$$T = \frac{nH}{q} \left[L_0 - L_n - \frac{X_1^2 - L_0^2}{2X_1} \ln \frac{(X_1 + L_0)(X_1 - L_n)}{(X_1 - L_0)(X_1 + L_n)} \right] \quad (8.16)$$

donde:

Los parámetros n, H, q, L_n, L_0, X_1 , se determinan según Figuras (8.2) y (8.5) por las fórmulas antes analizadas correspondientes a estos esquemas del flujo.

2da Variante: Cuando el flujo subterráneo es desde la frontera con carga constante hacia la obra de toma (ver Figura 8.3).

$$T = \frac{\pi n H L_0^2}{3Q} \left[2 + \left(\frac{L_n}{L_0} \right)^3 - 3 \frac{L_n}{L_0} \right] \quad (8.17)$$

Los parámetros n, H, L_0, L_n, Q son idénticos a los casos anteriores.

A partir del momento en que a la obra de toma comiencen a llegar las aguas no condicionales, deberá pronosticarse la calidad del agua para el período de tiempo programado de explotación o para un tiempo determinado. El aumento de la mineralización de las aguas en explotación o de la concentración de un elemento determinado se desarrolla en un proceso muy lento. En condiciones de atracción de aguas no condicionales, desde la parte inferior

del acuífero, por obras de toma imperfectas, que trabajan en condiciones de potencia limitada ($H_c \geq 0,7 H$ y $\frac{l}{H_c} \leq 0,3$), la mineralización del agua o concentración de elementos determinados en un tiempo $t > T$ se calcula por la fórmula:

$$C = C_n - (C_n - C_c) \left[\frac{1}{\beta} + \left(1 + \frac{1}{\beta} \right) \sqrt[3]{\frac{T}{t}} \right] \quad (8.18)$$

(ver Figura 8.4)

β : coeficiente dado en la Tabla 8.1;

t : período de tiempo para el que se ejecuta el cálculo, en día.

En estratos de grandes potencias, cuando la posición del lecho del acuífero no influye en el movimiento ascendente de las aguas no condicionales, los cálculos se ejecutan por la fórmula:

$$C_t = C_n - (C_n - C_c) \sqrt[3]{\frac{T}{t}} \quad (8.19)$$

Cuando la atracción de las aguas no condicionales es lateral, en el caso de acuíferos ilimitados, la mineralización o concentración de un elemento dado se calcula por la fórmula:

$$C = C_n - \left(\frac{C_n - C_c}{\pi} \right) \cdot \text{arc. cos} \sqrt{\frac{T}{t}} \quad (8.20)$$

(ver Figura 8.5)

8.3. Zonas sanitarias de las obras de toma

En la práctica, para ejecutar una explotación racional y consecuente de las aguas subterráneas y en especial en la explotación destinada para el consumo humano, es necesario definir las zonas de protección sanitaria de las obras de toma del agua con vistas a garantizar la calidad del agua en todo el proceso de explotación. De tal forma, para dar respuesta a estos

requerimientos, se han definido dos zonas sanitarias fundamentales que presentan las siguientes características:

1ra Zona de régimen estricto: Se crea alrededor de la obra de toma con un radio no menor de 30 m en caso de horizontes con aguas de presión, y no menos de 50 m en caso de horizontes con aguas de superficie libre; esta zona es cercada y se limita el acceso a la misma; dentro de esta zona no debe verse ningún tipo de elemento contaminante químico o bacteriológico, y debe estar sembrada de plantas que eviten la erosión del terreno.

2da Zona de restricción: Se relaciona con el territorio limítrofe de la zona de régimen estricto. Los límites de esta zona deben estar definidos sobre la base de los cálculos y gráficos que establecen el área delimitada por la línea neutral del flujo subterráneo en el proceso de explotación, la cual se determina según el caso y esquema de cálculo que corresponda, reflejados en este capítulo por las Figuras 8.1 y 8.3, y las fórmulas relacionadas con ellos. Esta zona se recomienda establecerla considerando toda el área delimitada por la línea neutral del flujo y las distancias X_1 y X_0 . Dentro de los límites de esta zona debe prohibirse el trabajo de excavaciones que puedan provocar la destrucción de la capa protectora del acuífero; se regulan los trabajos de construcción; se le da condiciones sanitarias a la población en los requisitos indispensables; se prohíbe el almacenamiento de desechos; se prohíbe la construcción de campos de infiltración de elementos contaminantes, depósitos de excrementos animales; se restringe la utilización de fertilizantes y otros elementos tóxicos que se utilizan en la agricultura.

La imposición de la 2da zona de restricción es de suma importancia en caso de que se exploten aguas subterráneas de acuíferos libres (freáticos). En la explotación de acuíferos artesianos, en muchos casos existe una capa impermeable considerable, y las restricciones dentro de esta zona se analizan de acuerdo al caso. En algunas ocasiones en los acuíferos artesianos puede prescindirse de esta zona.

8.4. Principales medidas para contrarrestar la captación de aguas no condicionales

Existen casos en que por necesidades sociales, económicas, etc., es necesario llevar a cabo la explotación de las aguas subterráneas a pesar del peligro real de salinización o contaminación de las mismas; en tales ocasio-

nes debe preverse la protección de las obras de toma de aguas condicionales contra la atracción de aguas no condicionales; considerando los casos ya analizados presentamos las medidas de protección que pueden tomarse.

1. Cuando las aguas no condicionales yacen bajo las aguas condicionales en explotación.

De acuerdo a los resultados obtenidos de experimentos ejecutados, no se llevará a efecto la atracción de aguas no condicionales si se cumple los requisitos planteados para la fórmula (8.1). En casos de acuíferos que pueden ser considerados homogéneos y exista la necesidad de incumplimiento de los requisitos expresados para la fórmula (8.1), deberá preverse la construcción de obras de tomas en las aguas no condicionales dentro del radio de acción de la obra en explotación de aguas condicionales (ver Figura 8.6), manteniendo la siguiente relación:

$$\frac{Q_c}{Q_n} = \lambda \leq \frac{H_c}{H_n} \quad (8.21)$$

donde:

- Q_c : gasto total de la obra de toma en aguas condicionales, m³/día;
- Q_n : gasto total de la obra de toma en aguas no condicionales, m³/día;
- λ : coeficiente regulador;
- H_c : potencia de la lámina de aguas condicionales, m;
- H_n : potencia de la lámina de aguas no condicionales, m.

Cuando, $\lambda > \frac{H_c}{H_n}$ en el transcurso del tiempo comenzará la atracción de las aguas no condicionales por la obra de toma ubicada en aguas condicionales.

Cuando $\lambda < \frac{H_c}{H_n}$, en el transcurso del tiempo comenzará la extracción de las aguas condicionales por la obra de toma ubicada en aguas no condicionales.

Cuando $\lambda = \frac{H_c}{H_n}$ se ejecutará la extracción independientemente de las aguas condicionales y no condicionales sin que se rompa el equilibrio existente entre ellas.

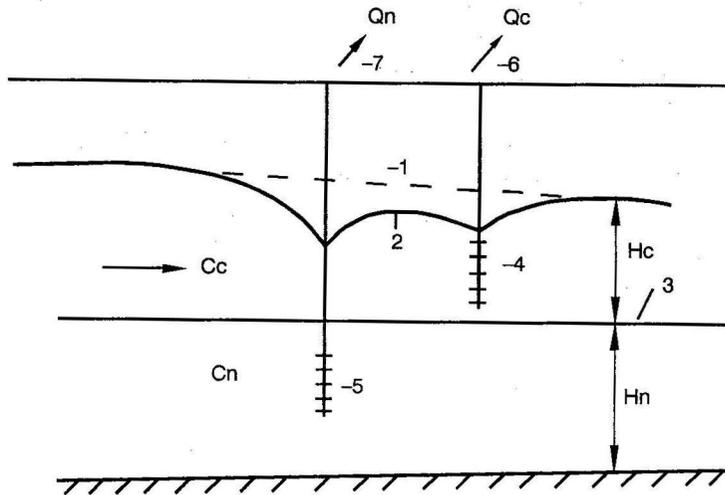


FIGURA 8.6. Esquema de explotación de aguas condicionales que se yacen sobre aguas no condicionales. 1. Nivel natural de las aguas; 2. Nivel de las aguas durante la explotación; 3. Límite entre aguas condicionales y no condicionales; 4 y 5 Ubicación de los filtros en las aguas condicionales y no condicionales respectivamente; 6 y 7. Obra de toma de aguas condicionales y no condicionales con gasto Q_c y Q_n respectivamente.

2. Cuando las aguas no condicionales se encuentran ubicadas en zonas aledañas (en planta) a las aguas condicionales, y el límite entre ellas puede considerarse simétrico (en línea recta), ver Figura 8.7. En este caso la medida más recomendable contra la atracción de aguas no condicionales por la obra de toma en aguas condicionales será la construcción de una obra de toma en las aguas no condicionales en forma simétrica a la ubicación de la obra de toma en las aguas condicionales, referente al límite entre ambas. La obra de toma en las aguas no condicionales deberá explotarse con el mismo régimen y gasto de la obra en aguas condicionales, $Q_n = Q_c$.

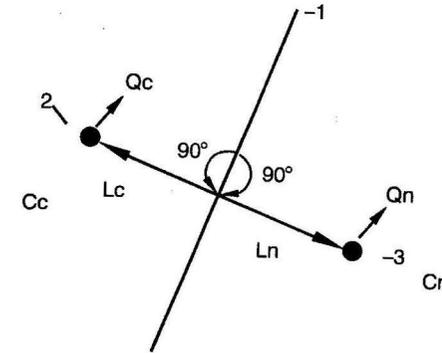


FIGURA 8.7. Esquema de explotación de aguas condicionales que yacen próximas a aguas no condicionales. 1. Límite entre las aguas condicionales y no condicionales; 2. Obra de toma en las aguas condicionales; 3. Obra de toma en las aguas no condicionales; $L_c = L_n$ Distancia desde las obras de toma hasta el límite entre las aguas condicionales y no condicionales.

3. Cuando la existencia de aguas no condicionales es debido a la proximidad del mar en este caso puede tenerse la ubicación de estas aguas tanto en planta como en perfil.

El método más eficaz para comprimir y desplazar las aguas no condicionales es la recarga artificial ubicada entre la obra de toma en aguas condicionales y límite en planta de las aguas no condicionales. Esta recarga debe ejecutarse sobre el límite en perfil de las aguas no condicionales (ver Figura 8.8).

El método será efectivo cuando el gasto de recarga con aguas condicionales sea igual o superior al gasto de explotación de la obra de toma en aguas condicionales.

Cuando el peligro de atracción de aguas no condicionales es tanto desde la parte inferior del acuífero como lateral, deben combinarse los métodos analizados.

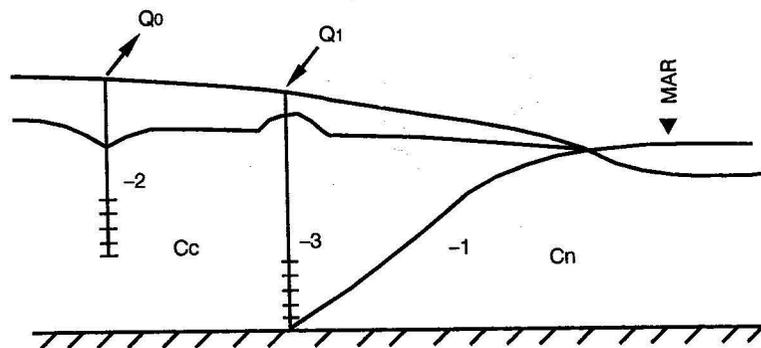


FIGURA 8.8. Esquema de explotación de aguas condicionales con límites en plantas y perfil de aguas condicionales. 1. Límite entre las aguas condicionales y no condicionales; 2. Obra de toma de aguas condicionales con gasto Q_0 ; 3. Obra de inyección de aguas condicionales sobre el límite inferior de las aguas no condicionales con gasto Q_1 - ($Q_0 \leq Q_1$).

Capítulo 9 RECARGA ARTIFICIAL DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

En los últimos años en Cuba y en toda una serie de países se ha comenzado a desarrollar la aplicación de la carga artificial (reposición) de las aguas subterráneas. En las condiciones de Cuba el uso de la recarga artificial surgió motivado por la necesidad de contrarrestar la intrusión salina, que fue provocada por la sobreexplotación de cuencas subterráneas, principalmente en las provincias occidentales.

La recarga artificial es un método de reposición de las reservas de aguas subterráneas; la misma puede ejecutarse con el objetivo de detener y desplazar intrusiones salinas de aguas de mar u otros tipos de aguas no deseables, así como para reponer las reservas de acuíferos que presentan una intensa explotación, y en las cuales se originan desecamientos que pueden provocar distintos procesos, tales como descenso del relieve del territorio, afectaciones de cultivos, etc.

En las condiciones climáticas y geológicas existentes en Cuba puede lograrse una amplia aplicación de la recarga artificial de los acuíferos, tanto con el fin de evitar intrusiones salinas por aguas del mar como para utilizar los recursos hídricos que nos proporciona la naturaleza, por precipitaciones intensas durante el período húmedo, parte del volumen de las cuales no pueden ser embalsados por presentarse las mismas en territorios llanos, que en la mayoría de los casos coinciden con la existencia de cuencas subterráneas, representadas por depósitos de calizas agrietadas y cársicas, y en menor grado por amplios depósitos de seguimientos friables de valles de ríos y terrazas marinas.

En sentido general la recarga artificial considera la captación de reservas hídricas con fines de reposición y mejoramiento de la calidad de las

aguas subterráneas. Para la ejecución de la misma es necesario, por investigaciones preliminares, determinar los siguientes factores:

- Necesidad de ejecutar la recarga artificial.
- Existencia de fuentes que puedan ser utilizadas.
- Definir la calidad del agua que se requiere según el objetivo de la explotación de las aguas subterráneas.
- Definir los tramos y áreas donde por las características hidrogeológicas puede ser efectiva la recarga artificial.
- Definir el método o sistema más racional para efectuar la recarga artificial.
- Definir el régimen de funcionamiento de los sistemas de recarga.
- Evaluar la efectividad y período útil de explotación de los sistemas de recarga que se diseñen.

9.1. Clasificación de los métodos de recarga artificial

La recarga artificial no es más que crear las condiciones necesarias para la infiltración hasta los estratos permeables de aguas superficiales; en algunos casos puede ser la infiltración de agua que ya ha tenido otros usos. También como fuente de recarga podrían ser aguas subterráneas de otros acuíferos. Con la utilización de recarga artificial, se puede regular el funcionamiento de las tomas de aguas, considerando la calidad y cantidad de agua en la fuente de recarga.

La construcción de obras de infiltración y también la posibilidad de acumular un determinado volumen de agua en el acuífero, permite suspender la entrega de agua por recarga durante los posibles períodos de empeoramiento de la calidad del agua que se utiliza en la recarga, y con ello evitar o disminuir el peligro de una posible contaminación del acuífero.

La experiencia acumulada hasta la actualidad en recarga artificial permite clasificar los métodos de ejecución de la misma en directos e indirectos.

Con los métodos directos se relacionan las medidas que se desarrollan con el objetivo específico de recarga, y representada por distintas variantes de infiltración libre o bajo presión y regulación del escurrimiento superficial.

La infiltración libre se ejecuta mediante la inundación de zonas bajas del relieve, construcción de piscinas de infiltración, canales, etc. Este método

se emplea cuando las rocas que forman el acuífero que se requiere recargar afloran a la superficie o presentan una cubierta con espesor no mayor de 2-4 m.

La infiltración bajo presión está representada generalmente por la construcción de calas o pozos, y se ejecuta cuando el horizonte acuífero yace a profundidades considerables, cubierto por rocas de muy poca permeabilidad o impermeables, y también para la creación de barreras contra intrusión salina o contra la captación de aguas no condicionales, indeseables para el objetivo con que se explota el acuífero.

Como métodos indirectos se consideran las medidas o construcciones hidrotécnicas que se ejecutan con otros fines, pero que al mismo tiempo pueden ser utilizadas para la recarga artificial (regulación del escurrimiento superficial de ríos por embalses, sistemas de riego, drenaje y otros).

Por la acción de la recarga en el balance de las aguas subterráneas, las mismas se dividen en dos grupos:

1er grupo: Son los métodos que se ejecutan para el incremento de las reservas de aguas subterráneas; pueden ser tanto por métodos directos como indirectos.

2do grupo: Son los métodos que ejercen influencia sobre la disminución de la parte del gasto del balance de las aguas subterráneas, dificultan el escurrimiento natural desde las rocas acuíferas (construcción de presas subterráneas, incremento de la presión sobre las aguas, una explotación más intensiva de las aguas subterráneas, disminución de la transpiración y evaporación desde la superficie del terreno y de las aguas freáticas, etc.).

Por la magnitud y grado de acción sobre el balance de las aguas subterráneas, los métodos de recarga artificiales se subdividen en dos categorías:

1ra categoría: Son los métodos de influencia intensiva en áreas concentradas.

2da categoría: Métodos de influencia intensiva distribuidos en un amplio territorio de influencia sobre el balance de las aguas subterráneas.

La primera categoría abarca los métodos que se emplean con más frecuencia (infiltración con la ayuda de piscina, canales, depresiones, cavernas, etc.).

Los métodos de la segunda categoría son previstos para un funcionamiento prolongado en áreas considerablemente grandes (distintas medidas destinadas a la recopilación de volúmenes de aguas superficiales y su infiltración, así como medidas agrotécnicas).

En la práctica generalmente se utiliza la combinación de varios métodos (embalses con canales, canales con pozos, depresiones o cavernas con canales, pozos, etc.)

La utilización de uno u otro método y combinación de ellos se determina en correspondencia con las condiciones naturales de un territorio dado, en primer lugar con las condiciones geólogo-hidrogeológicas y de relieve del

9.2. Métodos generales de cálculo de los sistema de recarga

Para los cálculos hidrogeológicos durante la evaluación de las reservas de explotación, considerando la reposición artificial de las mismas, se utilizan los métodos tradicionalmente conocidos (hidrodinámicos, hidráulicos de balance o por analogía hidrogeológica).

Los métodos analíticos pueden ser empleados en aquellos tramos donde las condiciones de límites pueden ser esquematizados en forma de contornos lineales y donde las condiciones de filtración de los acuíferos pueden ser consideradas relativamente homogéneas.

En condiciones hidrogeológicas complejas donde existen cambios bruscos en las propiedades de filtración de las rocas (condiciones anisotrópicas de filtración), cuando las condiciones límites del flujo no pueden ser incluidas en los esquemas típicos de cálculos, y también cuando existe un régimen variable en la fuente de recarga, la evaluación de las reservas de explotación es racional ejecutarla por métodos de modelaje matemático con la ayuda de computadoras.

El gasto de las obras de recarga se calcula generalmente para dos tipos de obras que se consideran las principales: piscinas y pozos de filtración.

En los cálculos de las piscinas de infiltración y evaluación de la efectividad de su funcionamiento se utilizan los términos siguientes:

Gasto de infiltración; Q : representa el volumen de agua que entrega al acuífero, la piscina en la unidad de tiempo.

Durante el ciclo de funcionamiento (intervalo de tiempo entre cada limpieza de la piscina), el gasto varía.

Gasto específico; q : gasto por unidad de longitud l de la piscina.

$$q = \frac{Q}{l} \quad (9.1)$$

Velocidad de filtración v relacionada con el gasto por la expresión:

$$v = \frac{Q}{F} = \frac{q}{b} \quad (9.2)$$

donde:

F : área de infiltración (cuando la piscina funciona también por los taludes de la misma, el área de los taludes se multiplica por 0,67 y se suma al área del fondo de la piscina F_0 (por recomendaciones de N. I. Plotniko);

b : ancho de la piscina.

Entrega de la piscina; W : es el volumen de agua entregado por la piscina al acuífero en un período de tiempo determinado, según L. C. Yazvin:

$$W = \int_0^t Q dt \quad (9.3)$$

donde:

t : duración del período de cálculo.

Entrega específica; W_0 : volumen de agua entregado por la piscina al acuífero por unidad de área durante un período de tiempo determinado (para un área constante), según L. C. Yazvin.

$$W_0 = \frac{W}{F} = \int_0^t Q dt = \int_0^t V d \quad (9.4)$$

En el cálculo del gasto de la piscina se considera el aumento de la resistencia del suelo como consecuencia de las precipitaciones de sólidos en suspensión en el agua, que provocan la colmatación de los sedimentos permeables.

Los parámetros q y v se recomienda determinarlos de forma experimental por vertimiento en calicatas en el área donde se ubicará la piscina; con ello se considera una velocidad de infiltración constante, la cual puede mantenerse con variaciones pequeñas, siempre y cuando se garantice una buena calidad del agua que llega a la piscina con valores mínimos de sólidos en suspensión, para lo cual a la entrada de la misma deben construirse trampas (filtros) que reduzcan la entrada de los mismos a la piscina.

Las piscinas de infiltración se caracterizan por cinco etapas entre cada ciclo de trabajo (entre cada limpieza):

1ra etapa: Generalmente la más corta, corresponde a la inundación del fondo de la piscina por una fina lámina de agua.

2da etapa: Corresponde al tiempo de llenado de la piscina hasta el nivel de proyecto. Esta etapa se caracteriza por un incremento constante de la velocidad de infiltración.

3ra etapa: Es la principal en el ciclo de trabajo y corresponde a la explotación de la piscina con un nivel del agua constante ($H = \text{const}$). En esta etapa el gasto inicial es constante ($q = \text{const.}$); posteriormente durante la formación de una lámina de fango en el fondo de la piscina, el gasto disminuye en tiempo.

$$(Q = f(t))$$

4ta etapa: Corresponde a la suspensión de entrada de agua a la piscina (desciende el nivel en la misma), antes de la limpieza de la piscina.

5ta etapa: Corresponde a la limpieza de la piscina y la preparación de la misma para el siguiente ciclo de infiltración.

Para poder comprobar el momento en que debe iniciarse la 4ta etapa, a la entrada de la piscina debe ubicarse un hidrómetro (vertedor regulable u otro instrumento) con el cual se controlará el gasto de entrada a la piscina, el cual debe ser constante mientras el nivel en la piscina sea constante; a medida que se desarrolle la 3ra etapa deberá irse regulando el gasto de entrada, manteniendo el nivel en la piscina estable. Cuando llegue el momento en que el gasto de entrada requerida para mantener el nivel del agua de proyecto en la piscina estabilizado sea 3 veces menor al gasto inicial con que se alcanzó el nivel del proyecto, deberá suspenderse la entrada de agua

a la piscina, momento en que comienza la 4ta etapa, al tenerse una entrega específica de la piscina tres veces menor a la entrega específica efectiva de la misma.

Los cálculos de los pozos de recarga tienen como objetivo determinar la variación del gasto específico de absorción de agua durante el ciclo de infiltración, debido a la colmatación de los filtros y rocas aledañas al pozo, y también determinar el gasto total del sistema de pozos de infiltración influenciados entre sí.

Si se garantiza una filtración tal del agua de recarga que la misma penetre al pozo solo con escasas partículas en suspensión, los cálculos se ejecutan por las fórmulas analizadas para aforos. En las fórmulas cambia solamente el signo del gasto, y en lugar del abatimiento se considera el ascenso del nivel durante la recarga.

Manteniendo un gasto constante de infiltración en el pozo (Q_p), la magnitud de la carga puede variar en tiempo (t), por la dependencia empírica.

$$\Delta H = a + b\sqrt{t} \quad (9.5)$$

o

$$\Delta H = a + b \lg t \quad (9.6)$$

Los cálculos se ejecutan por experimentos en campo, ejecutando vertimiento en pozos o calas con gasto constante.

Por datos obtenidos de las pruebas de campo se construyen los gráficos $H = f(\sqrt{t})$ y $H = f(\lg t)$.

Para los cálculos siguientes se utiliza la función del gráfico que presenta la línea que más se aproxime a una recta.

El parámetro a de las curvas experimentales se determina de forma gráfica (ver Figura 9.1); el parámetro b puede calcularse después de determinada a por despeje de las fórmulas (9.5 y 9.6) tomando valores de ΔH del gráfico o considerando la tangente del ángulo α que forma la línea recta obtenida, con una línea horizontal igual a b .

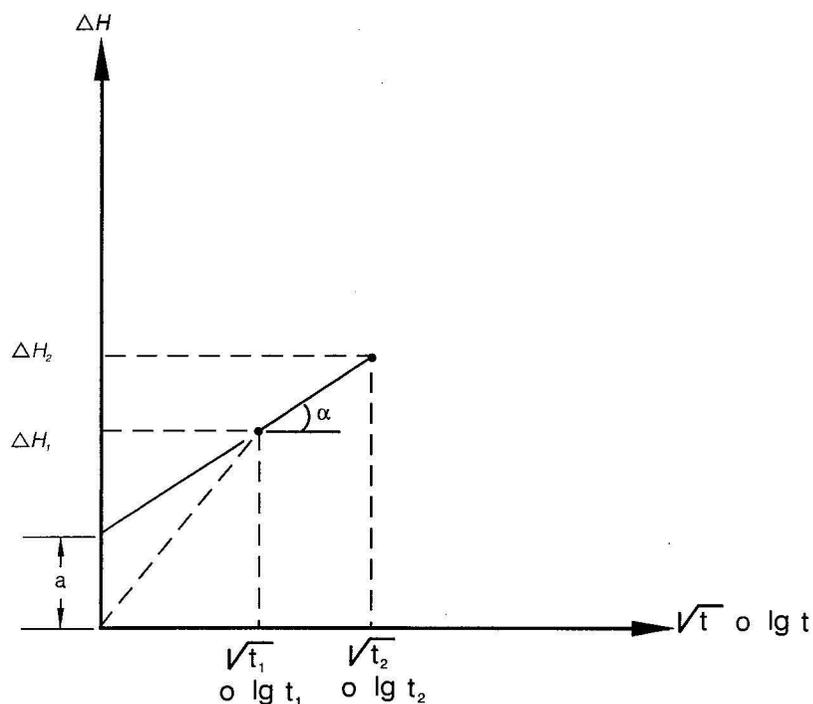


FIGURA 9.1. Gráfico $H = f(Vt)$ o $H = f(\lg t)$. ΔH_1 y ΔH_2 : ascenso de los niveles en los períodos de tiempo; t_1 y t_2 a partir del inicio del vertimiento en el pozo con gasto constante.

En la práctica es sumamente difícil lograr aguas para recarga que no contengan un gran por ciento de partículas en suspensión al entrar al acuífero, por ello durante el proceso de recarga el gasto específico de absorción del agua para el ascenso de un metro del nivel en tiempo varía (qt); esta variación, según L. C. Yasvin, está sujeta a una dependencia exponencial de la forma siguiente:

$$q_t = q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (9.7)$$

donde:

- q_0 : gasto específico de absorción al inicio del experimento (o carga);
- α : coeficiente que caracteriza la disminución del gasto de filtración; se determina por datos experimentales para dos momentos de tiempo.

$$\alpha = \frac{\ln q_1 - \ln q_2}{t_2 - t_1} \quad (9.8)$$

donde:

- q_1 y q_2 : gastos específicos de absorción durante la prueba para los momentos de tiempo t_1 y t_2 respectivamente;
- t : tiempo para el que se pronostica la recarga.

La disminución del gasto de recarga en tiempo también puede ser determinado considerando la resistencia a la infiltración por el carácter de imperfección del pozo. Para acuíferos artesianos la disminución del gasto se calcula por la fórmula:

$$Q_p = \frac{4\pi KM\Delta H}{\ln \frac{2,25at}{r^2} + 2\xi} \quad (9.9)$$

y para acuíferos freáticos:

$$Q_p = \frac{[(\Delta H - H)^2 - H^2] K}{\ln \frac{2,25at}{r^2} + 2\xi} \quad (9.10)$$

donde:

- KM : transmisividad del estrato acuífero, $m^2/día$;
- ΔH : ascenso del nivel por la recarga para el tiempo, t ;
- α : piezoconductividad en acuíferos artesianos y conductividad de nivel en acuíferos freáticos, $m^2/día$;
- r : radio del pozo de recarga;
- K : coeficiente de filtración del acuífero freático;
- ξ : coeficiente de imperfección (puede calcularse por la Tabla 6.6).

Considerando la colmatación de los filtros y de las rocas aledañas al pozo durante la recarga, en lugar del coeficiente ξ se emplea el coeficiente de resistencia total ψ :

$$\psi = \xi - \xi_c \quad (9.11)$$

donde:

ξ_c : resistencia por colmatación; se determina de forma experimental por datos de recarga tomando valores para distintos períodos de tiempo, con los que se construye el gráfico $Q_p = f(\ln t)$; de donde ξ_c será igual a la tangente del ángulo que forme la línea recta que se obtenga del gráfico con una línea horizontal (ver Figura 9.2).

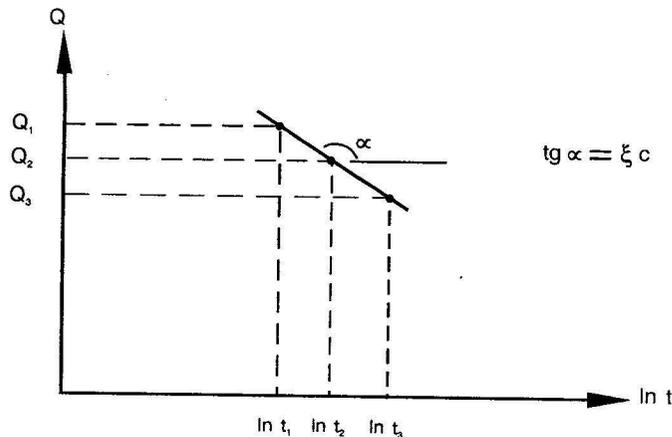


FIGURA 9.2. Gráfico $Q = f(\ln t)$.

Este cálculo es pronóstico, y en el mismo se considera que el agua que se utilizará durante el período de recarga presentará la misma turbidez que la empleada durante la prueba.

La cantidad de pozos necesarios para recargar el volumen de agua requerido se determinará por la expresión:

$$N = \frac{Q_r}{Q_p} \quad (9.12)$$

donde:

- N: número de pozos de infiltración;
- Q_r : gasto total de recarga;
- Q_p : gasto medio de los pozos de recarga.

En formaciones geológicas de rocas carbonatadas, principalmente representadas por calizas cavernosas, la recarga artificial puede ejecutarse a través de las cavernas, canales y otras cavidades cársticas existentes. Estas cavidades pueden estar en zonas llanas, en la superficie del terreno, en taludes de ríos, canales, y ocupando otras posiciones; en estos casos es muy difícil pronosticar las variaciones de gasto de recarga en tiempo, lo cual puede ser pronosticado de forma aproximada controlando el gasto de entrada a las cavidades infiltrantes. De igual forma que otros sistemas de recarga, debe preverse el filtrado de las aguas que penetran a las cavidades cársticas con vistas a disminuir al máximo posible la colmatación de las cavernas, canales y grietas que proporcionan la infiltración de las aguas.

Durante la ejecución de reposición de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por recarga artificial, debe controlarse el comportamiento de la calidad del agua, fundamentando el control en la mineralización y elementos individuales.

La mineralización o concentración relativa de los elementos se evalúa considerando la dispersión y absorción durante la infiltración desde el punto de vista de contorno de recarga (piscina, pozos o baterías de ellos, etc.), por la fórmula:

$$\bar{C} = \frac{C - C_n}{C_r - C_n} \quad (9.13)$$

donde:

- C: Valores en las aguas subterráneas considerando su recarga;
- C_n : Valores naturales en las aguas subterráneas antes de la recarga;
- C_r : valores en el agua que se utiliza para recarga.

Capítulo 10

CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS POR TOMAS HORIZONTALES

Como tomas horizontales analizaremos las denominadas trincheras u obras similares, las cuales representan obras de tomas de aguas subterráneas de gran efectividad cuando la superficie del agua subterránea (techo del horizonte acuífero freático) yace a pocos metros de la superficie del terreno (0-3 m), con una potencia relativamente pequeña del estrato acuífero, y sobre todo cuando la zona prevista para construir las obras de tomas está ubicada en terrazas bajas formadas por sedimentos friables de alta permeabilidad. Estas obras de tomas son también de alta efectividad cuando el acuífero a explotar está ubicado en zonas costeras bajas, donde se requiere ejecutar la explotación de las aguas subterráneas tratando de provocar el menor abatimiento posible para no originar una intrusión salina que en la mayoría de los casos requiere de varios años de lavado para poder restablecer las condiciones útiles del acuífero.

Durante la ejecución de las trincheras, sobre todo en sedimentos poco estables (ejemplo, arenas) y con la posibilidad del surgimiento de las deformaciones de filtración, la construcción se ejecuta mediante el abatimiento temporal del nivel de las aguas subterráneas, mediante el bombeo de las aguas desde pozos u otras excavaciones que se ejecutan próximas a la zona de construcción de la trinchera.

En rocas estables las trincheras se ejecutan con el bombeo por equipos instalados directamente en la trinchera en construcción. Los cálculos principales que se ejecuten en las trincheras lo representa la determinación del gasto de agua subterránea que fluye hasta la trinchera con un abatimiento determinado dentro de la misma.

Por la configuración que presentan en el plano, las trincheras pueden clasificarse en los tipos siguientes:

a) **Rectangular:** cuando el largo es 10 veces (o más) mayor que su ancho.

b) **Otros tipos:** cuando en el plano la trinchera representa cualquier otra figura (cuadrada, circulares, etc.).

Para los cálculos, los otros tipos de trincheras se llevan a esquemas de «gran pozo» con radio, R_0 .

10.1. Trinchera de grandes longitudes

El cálculo del gasto de una trinchera perfecta, por su penetración en el acuífero (Figura 10.1), se ejecuta por la fórmula de Dupuy:

$$Q = L \cdot K \frac{H^2}{R} \quad (10.1)$$

donde:

- Q : gasto de la trinchera;
- L : largo de la trinchera;
- K : coeficiente de filtración del acuífero;
- H : potencia acuífera del estrato freático;
- R : radio de influencia de la trinchera.

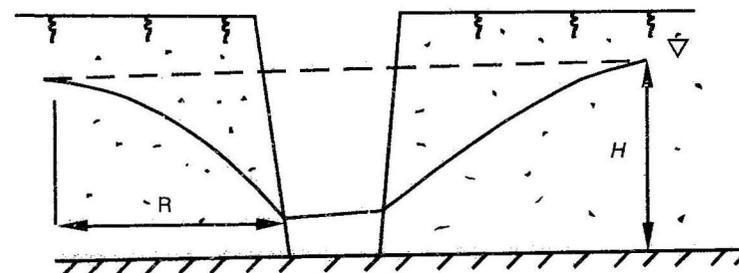


FIGURA 10.1. Trinchera perfecta.

Cuando la trinchera perfecta se construye próxima a una fuente de alimentación superficial (ríos o lagos), Figura 10.2, en los cálculos se consi-

CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS POR TOMAS...

dera el gasto específico del flujo subterráneo y la distancia hasta el río; para ello el cálculo del gasto de la trinchera se ejecuta por la fórmula siguiente:

$$Q = 0,5LK \left(\frac{H^2}{R} + \frac{H_R}{l} \right) \quad (10.2)$$

donde:

- Q : gasto de la trinchera;
- L : longitud de la trinchera;
- K : coeficiente de filtración del acuífero;
- H : potencia acuifera;
- H_R : columna de agua desde el nivel del agua en el río hasta el impermeable;
- R : radio de influencia de la trinchera;
- l : longitud desde la trinchera hasta el río.

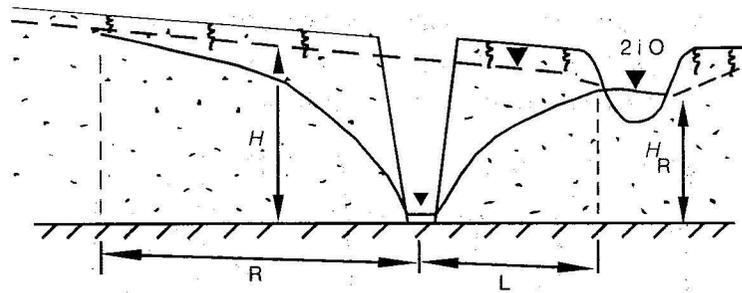


FIGURA 10.2. Esquema de cálculo de un trinchera perfecta con fuente de alimentación superficial próxima.

Cuando el acuífero freático presenta una potencia considerable ($> 5-6$ m) que no puede ser interceptado en toda su potencia por la trinchera, entonces esta será imperfecta (Figura 10.3) y el gasto de la misma podrá ser calculado por el método de Chugaev. Este método considera que el gasto de la trinchera se forma de dos zonas del acuífero:

Zona a. Formada por la parte acuifera que corta la trinchera.

Zona b. Formada por la parte acuifera que queda bajo el fondo de la trinchera.

El gasto total de la trinchera se calcula por la fórmula siguiente:

$$Q = LK \left(\frac{h^2}{R} + 2hq \right) \quad (10.3)$$

donde:

- Q : gasto total de la trinchera;
- L : largo de la trinchera;
- K : coeficiente de filtración del acuífero;
- h : potencia acuifera cortada por la trinchera;
- q : gasto específico del flujo subterráneo.

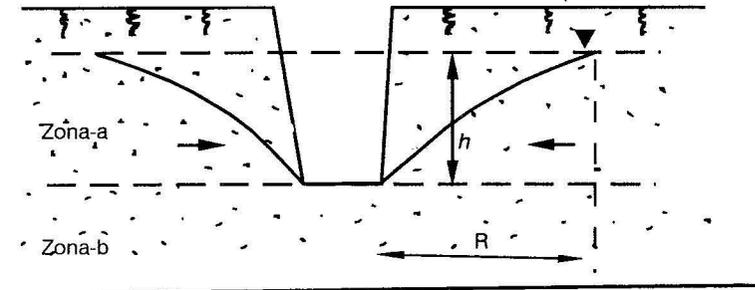


FIGURA 10.3. Esquema de cálculo para una trinchera imperfecta.

Cuando la trinchera imperfecta se encuentra ubicada próxima a una fuente de alimentación superficial (Figura 10.4) se considera el gasto del flujo subterráneo desde el parteagua y desde la fuente de alimentación utilizando las siguientes fórmulas:

$$Q = LK \left(\frac{h^2}{2R} + hq \right) + \left(\frac{h_r^2}{2l} + hr \cdot q_r \right) \quad (10.4)$$

donde:

- Q : gasto total de la trinchera;
- L : largo de la trinchera;
- K : coeficiente de filtración del acuífero;
- h : potencia acuifera cortada por la trinchera;
- q : gasto reducido del flujo subterráneo desde el parteagua;

- h_r : columna desde el nivel del agua en el río hasta el fondo de la trinchera;
- l : distancia desde la trinchera hasta la fuente superficial;
- q : gasto reducido del flujo subterráneo desde la fuente superficial.

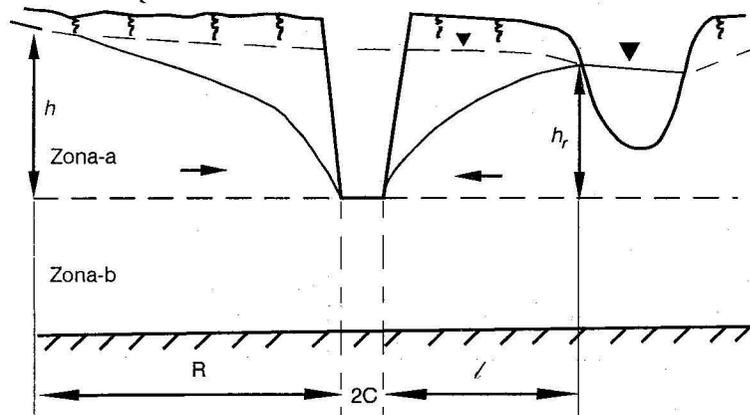


FIGURA 10.4. Esquema de cálculos de una trinchera imperfecta próxima a una frontera superficial de alimentación.

Los valores de q y q_r se determinan por el gráfico de Chugaev (Figura 10.5) que representa una dependencia funcional:

donde:

$$q = f(\alpha, \beta) \text{ y } q_r = f(\alpha_R, \beta_R)$$

y a su vez $\alpha = \frac{R}{R+c}$; $\beta = \frac{R}{T}$; $\alpha_R = \frac{c}{l+c}$; $\beta_R = \frac{c}{T}$

donde:

T : potencia acuífera no cortada por la trinchera;

c : mitad del ancho de la trinchera;

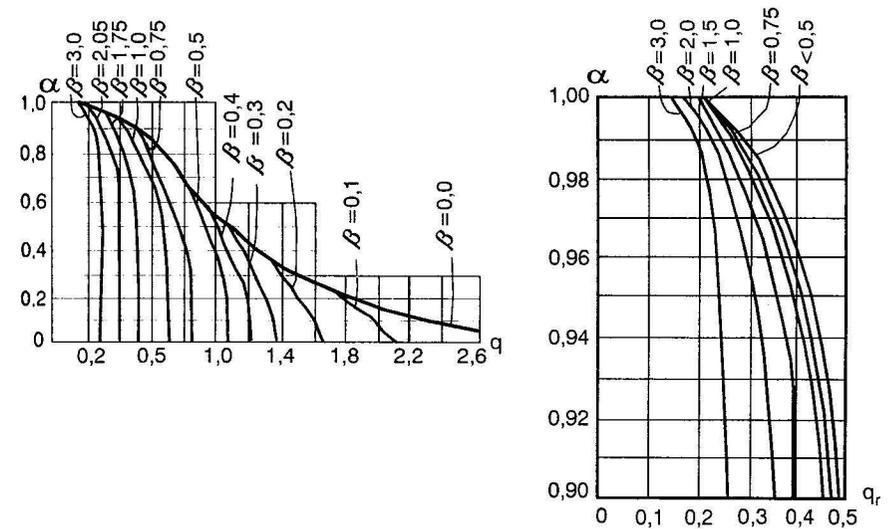


FIGURA 10.5. Gráfico para la determinación de q y q_r .

Cuando $\beta > 3$, los valores de q y q_r se determinan por las siguientes fórmulas:

$$q = \frac{q^1}{(\beta-3)q^1 + 1} \tag{10.5}$$

$$q_r = \frac{q_r^1}{(\beta_R-3)q_r^1 + 1} \tag{10.6}$$

Los valores de q y q_r se determinan del gráfico de Chugaev (Figura 10.6), determinando inicialmente el valor de α_0 por la fórmula:

$$\alpha_0 = \frac{T}{T + 0,333C} \tag{10.7}$$

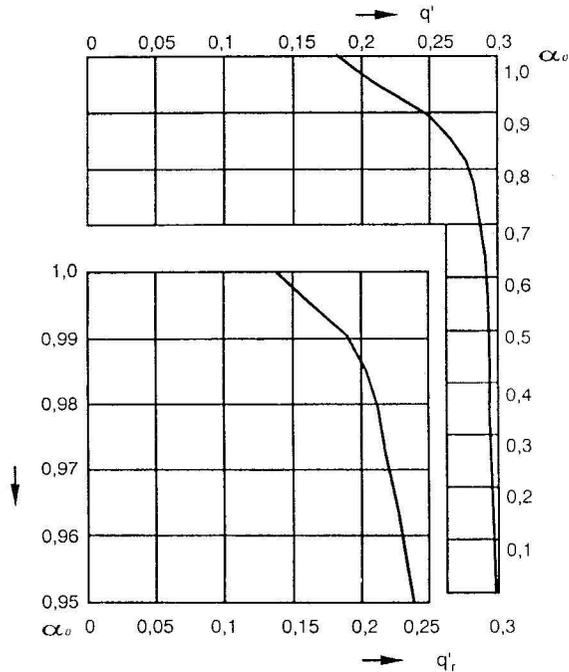


FIGURA 10.6. Gráfico para determinar q' y q'_r de pequeñas longitudes.

Las trincheras de pocas longitudes u otras excavaciones similares correspondientes a otros tipos, para simplificar los cálculos, el esquema se iguala a un gran círculo. Para estos casos el cálculo del gasto de las trincheras se ejecuta mediante las transformaciones de la fórmula de Dupuy considerando los dos casos siguientes:

1er caso. Trincheras de poca longitud u otras excavaciones perfectas (Figura 10.7).

$$Q = 1,37 \frac{KH^2}{\lg \frac{R}{r}} \quad (10.8)$$

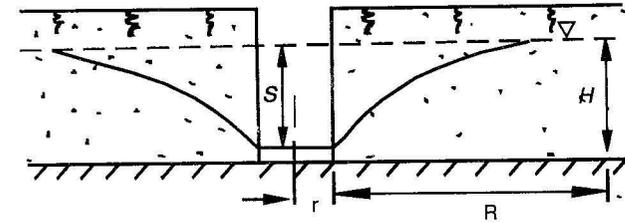


FIGURA 10.7. Esquema de cálculo de trincheras de poca longitud (u otras obras) perfectas.

2do caso. Trincheras de poca longitud u otras excavaciones perfectas en aguas freáticas y con presión (Figura 10.8).

$$Q = 1,37 \frac{K(2S - m)m}{\lg \frac{R}{r}} \quad (10.9)$$

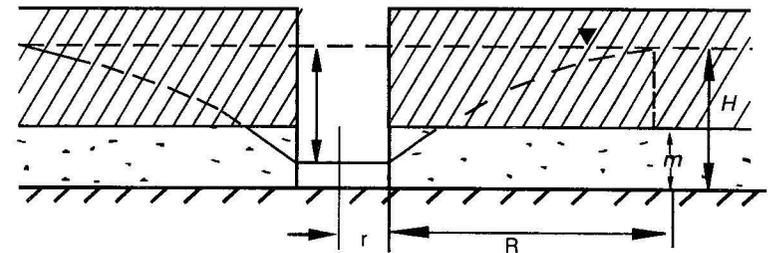


FIGURA 10.8. Esquema de cálculo para trincheras de poca longitud u otros tipos de excavaciones perfectas en aguas freáticas y con presión.

Los parámetros de las fórmulas (10.8) y (10.9) son los siguientes:

- Q : gasto de agua de la trinchera;
- K : coeficiente de filtración del estrato acuífero;
- H : potencia del acuífero freático;
- R : radio de influencia de la trinchera o distancia media hasta la fuente superficial de alimentación;
- r : radio reducido de la trinchera;
- m : potencia del estrato acuífero con presión;
- s : abatimiento del nivel piezométrico.

En los casos antes analizados, cuando la trinchera o excavaciones de otros tipos es imperfecta, el cálculo del gasto se ejecuta por la fórmula de S. K. Abrámov.

$$Q = \pi K S \left[\frac{S}{2,3 \lg \frac{R}{r}} + \frac{2r}{1,52 + \frac{r}{T} \left(1 + 1,18 \lg \frac{R}{4T} \right)} \right] \quad (10.10)$$

donde:

- Q : gasto de la trinchera;
- K : coeficiente de filtración del estrato acuífero;
- S : abatimiento del nivel;
- R : radio de influencia de la trinchera;
- r : radio reducido de la trinchera;
- T : altura desde el impermeable hasta el fondo de la trinchera.

Capítulo 11

CÁLCULOS HIDROGEOLÓGICOS RELACIONADOS CON OBRAS HIDROTÉCNICAS

En condiciones de obras hidrotécnicas asumiremos en esta ocasión solamente las presas y canales, para las cuales analizaremos los métodos analíticos de cálculos hidrogeológicos más usuales y que deben preceder toda construcción, fundamentados en investigaciones hidrogeológicas detalladas, con el resultado de las cuales puedan tomarse medidas ingenieriles en el proceso de proyección y construcción para evitar posibles afectaciones que puedan provocar estas obras y que puedan ser pronosticadas por las investigaciones hidrogeológicas.

11.1. Cálculos relacionados con la filtración en presas

Durante el llenado de las presas generalmente se origina un remanso de las aguas subterráneas que provoca un flujo de filtración muy complejo en el espacio; este flujo supuestamente se divide en dos flujos más simples:

- Flujo de filtración con presión bajo presas.
- Flujo de filtración fuera de los límites de la presa, que a su vez se divide en tres zonas con características específicas para cada una de estas zonas.

En la zona próxima al cierre ocurre una filtración desde el nivel superior al inferior (desde el embalse hacia el río). A una distancia determinada del cierre, el nivel inferior del río no influye en el flujo subterráneo, y la dirección del mismo se mantiene aproximadamente en el mismo sentido que antes de construir la presa. Entre estas dos zonas se desarrolla una zona intermedia, dentro de los límites de la cual la influencia del

nivel inferior en el río se presenta solamente en forma de desviación de las líneas del flujo; pero la filtración desde los niveles superiores del embalse hacia el nivel en el río no ocurre.

Se diferencian los términos *gasto de filtración*, que es el gasto del flujo freático posterior a la construcción de la presa, y *pérdidas por filtración*, que es la diferencia entre la magnitud de la alimentación a partir del río y después de la construcción de la presa (embalse); ambos se analizan como parte del balance hídrico del embalse.

La alimentación freática es positiva en los casos en que pueda existir un flujo de aguas subterráneas en dirección al embalse, y negativo con una dirección inversa del flujo. Cuando ocurre el remanso del río como resultado de una considerable disminución de la alimentación freática, el gasto de filtración desde el embalse puede ser pequeño, mientras que las pérdidas de filtración son grandes.

En el área de filtración bajo la presa, las pérdidas de filtración son prácticamente iguales al gasto de filtración. Durante el estudio de la filtración en áreas de presas las tareas principales son:

- Determinación de las pérdidas por filtración desde el nivel superior en la base de la presa y a lo largo de esta.
- Determinación de la presión del flujo de filtración en las rocas que yacen en la base de la presa y en el nivel inferior del río (aguas abajo de la presa).
- Determinación de los gradientes críticos y velocidades de filtración del flujo para la evaluación de la estabilidad de los sedimentos contra el sifonamiento y arrastre de partículas y relleno de grietas de las rocas.

Los cálculos hidrogeológicos de un embalse comprenden:

1. Determinación de las pérdidas permanentes y temporales.
2. Determinación del remanso estacionario y no estacionario de las aguas freáticas.

1.1. Filtración bajo presas ubicadas en estratos homogéneos sin dentellón en la base de las mismas

Los cálculos se ejecutan determinando el gasto de filtración por la unidad de la longitud de la presa, el cual se calcula por la fórmula siguiente:

a) Por metodología de N. N. Parlovsky

$$q = K Y q_r \tag{11.1}$$

b) Por metodología de G. N. Kamiensky

$$q = K y \frac{H}{H + 2l} \tag{11.2}$$

donde:

- q : gasto de filtración por unidad de longitud de la presa;
- K : coeficiente de filtración;
- y : carga hidráulica en la presa (diferencia de cotas de los niveles aguas arriba y aguas abajo de la presa);
- q_r : gasto reducido, se determina por el gráfico.

$$q_r = f\left(\frac{l}{H}\right) \tag{11.1}$$

- H : potencia del estrato permeable;
- l : mitad del ancho de la base de la presa.

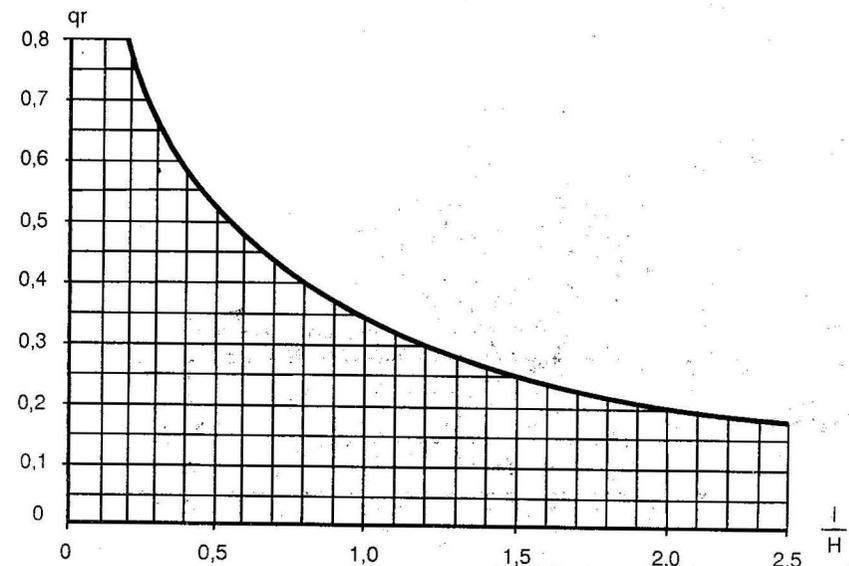


FIGURA 11.1. Gráfico $q_r = f\left(\frac{l}{H}\right)$

La fórmula (11.1) ofrece resultados bastante exactos con valores de $\left(\frac{H}{l}\right) \leq 2$; a partir de este valor los resultados son aproximados.

1.2. Determinación de la presión bajo la base de la presa

La determinación de esta presión se ejecuta considerando la presión reducida P_r , la cual se determina por el nomograma de E. A. Zamarin (ver Figuras 11.2 y 11.3).

Para la determinación de la magnitud de la presión reducida P_r en cualquier punto de la base de la presa, en el eje $\frac{L}{H}$ del nomograma se ubica el valor correspondiente a esta relación; por este punto se traza una línea horizontal que corta las isóneas de presiones reducidas para distintos puntos de la base. En dependencia del punto para el que se quisiera calcular la presión, en la horizontal se selecciona el valor de P_r .

La presión real en la base de la presa se calcula por la fórmula:

$$P = P_1 + Y_2 P_r \tag{11.3}$$

donde:

- P : presión real en un punto dado;
- P_1 : presión aguas abajo de la presa.

$$P_1 = Y_1 - Y_2$$

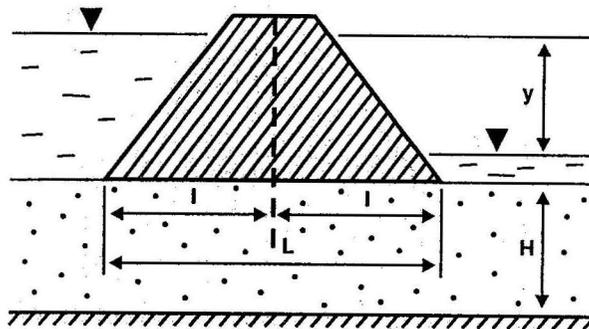


FIGURA 11.2. Presas sin dentellón en la base, sobre un estrato permeable homogéneo.

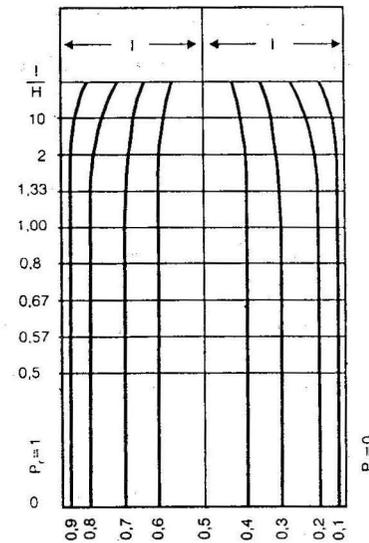


FIGURA 11.3. Nomograma de E. A. Zamarin para determinar P_r .

1.3. Determinación de las velocidades reales por el fondo del cauce aguas abajo de la presa

La velocidad que se determina es la del agua subterránea al salir al cauce del río en el límite de la presa (cortina).

El cálculo que se propone es el de N. N. Pavlovsky, según el cual:

$$v = \frac{KY}{n_o H} (f) \tag{11.4}$$

donde:

- n_o : porosidad activa de las rocas (se determina por experimentos de laboratorio o de campo);
- (f) : función, el valor de la cual se determina por dependencia de $\frac{l}{H}$ y $\frac{x-l}{H}$, donde x es la distancia desde el centro de la base de la presa hasta el punto donde se determina la velocidad de filtración;

La fórmula (11.4) es efectiva para valores de $x < l$.

TABLA 11.1. Valores de la función (f) según N. N. Pavlovsky

$\frac{L}{H}$	$\frac{X-L}{H}$				
	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0
0,2	1,81	1,08	0,468	0,182	0,038
0,4	1,36	0,87	0,395	0,16	0,032
0,6	1,17	0,74	0,345	0,142	0,03
0,8	1,01	0,65	0,305	0,125	0,026
1,0	0,91	0,58	0,275	0,112	0,022
2,0	0,594	0,379	0,980	0,073	0,014
3,0	0,441	0,281	0,133	0,054	0,011
4,0	0,35	0,224	0,106	0,043	0,009
5,0	0,29	0,185	0,088	0,036	0,007

1.4. Determinación del gasto de filtración bajo una presa con dentellón sobre un estrato permeable homogéneo (ver Figura 11.5)

En este caso el gasto por la unidad de longitud de la presa q se calcula por la fórmula (11.1), pero el gasto reducido q_r se determina por el gráfico Figura 11.4, en dependencia de la relación de la potencia acuífera H con el ancho de la base de la presa L y la relación de la profundidad del dentellón S con la potencia acuífera H ; esta dependencia responde a la ubicación del dentellón en la mitad de la base colindante con el nivel superior; si el dentellón se proyecta en el centro de la base, el gasto q aumentará en 5-10 %.

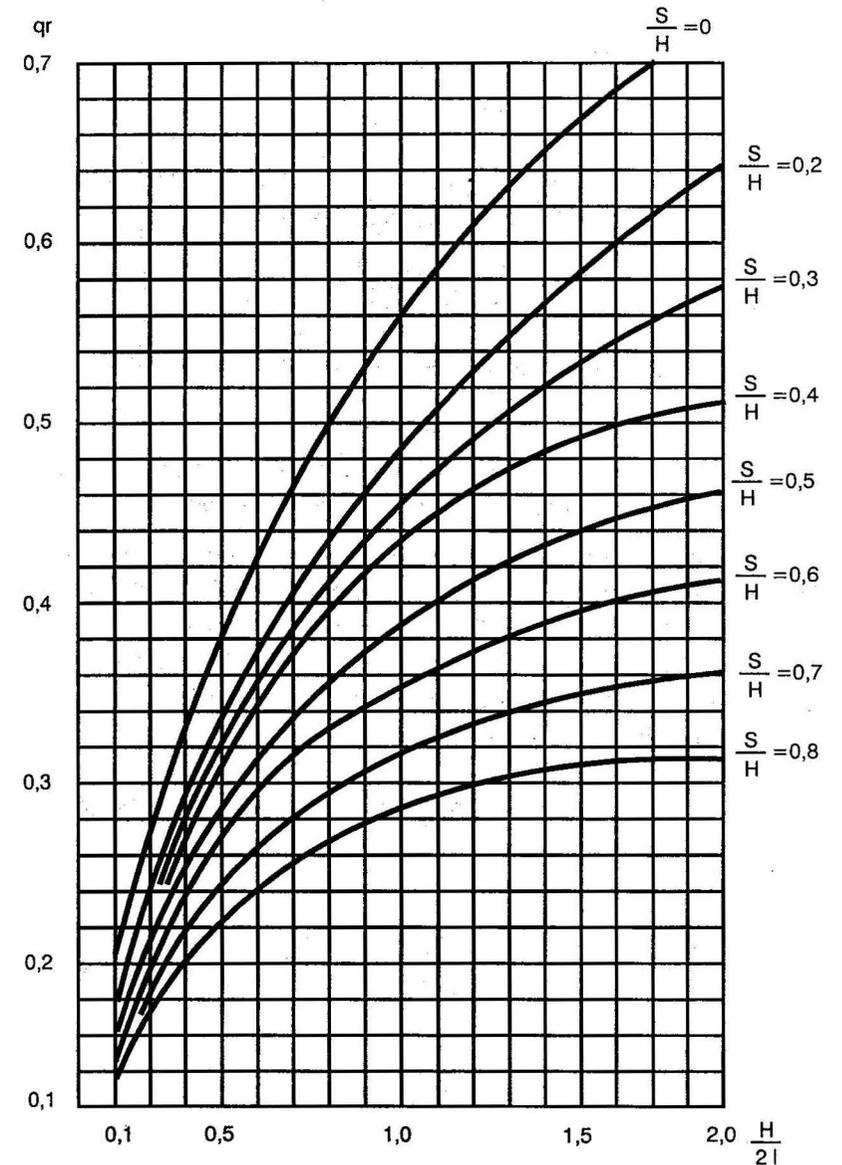


FIGURA 11.4. Gráfico de $q_r = f\left(\frac{S}{H}; \frac{H}{2l}\right)$

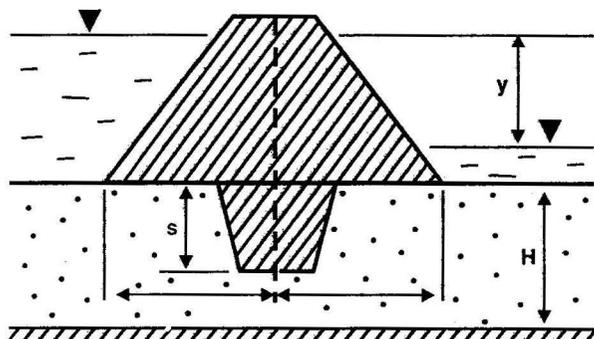


FIGURA 11.5. Presa con dentellón de profundidad, S.

1.5. Determinación de la filtración bajo una presa sin dentellón ubicada sobre un espesor permeable heterogéneo

Cuando se requiere calcular el gasto de filtración bajo una presa ubicada sobre un espesor permeable que presenta propiedades heterogéneas de filtración (espesor estratificado), el mismo se sustituye por un estrato equivalente homogéneo con los parámetros medios del espesor; para ello se emplean las fórmulas propuestas por M. E. Altovsky:

- Coeficiente de filtración medio:

$$K_m = \sqrt{K_{m\acute{a}x} \cdot K_{m\acute{i}n}} \quad (11.5)$$

donde:

$$K_{m\acute{a}x} = \frac{K_1 h_1 + K_2 h_2 + \dots + K_n h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} \quad (11.6)$$

$$K_{m\acute{i}n} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{K_1} + \frac{h_2}{K_2} + \dots + \frac{h_n}{K_n}} \quad (11.7)$$

donde:

- h_1 y $h_2 \dots h_n$: potencia de los distintos estratos;
- K_1 y $K_2 \dots K_n$: coeficiente de filtración de los distintos estratos.

Los cálculos de filtración se ejecutan por los métodos analizados para estratos homogéneos; pero considerando que el ancho de la base disminuye en x veces, y se considera como ancho reducido, $2L_r$, ejecutando los cálculos con el mismo.

$$2L_r = \frac{2L}{X} \quad (11.8)$$

donde:

$$X = \sqrt{\frac{K_{m\acute{a}x}}{K_{m\acute{i}n}}} \quad (11.9)$$

Los valores de las velocidades de filtración y presión en los puntos determinados del esquema deformado se trasladan al esquema real aumentando las longitudes horizontales en x veces. En estos casos los cálculos también pueden ejecutarse por el método de conversión virtual del espesor heterogéneo a un estrato homogéneo. En relación con ello la potencia real del espesor permeable H se sustituye por la potencia de un estrato equivalente H_e por la fórmula:

$$H_e = \frac{K_1}{K_i} h_1 + \frac{K_2}{K_i} h_2 + \dots + \frac{K_n}{K_i} h_n \quad (11.10)$$

donde:

H_e : potencia equivalente del espesor permeable para el caso de conversión por el estrato con índice i .

El estrato i por el coeficiente de filtración del cual se ejecuta la conversión a una potencia equivalente, es el estrato principal; generalmente como estrato principal se selecciona el estrato que yace directamente bajo la presa, pudiéndose seleccionar también el estrato de mayor permeabilidad, en dependencia de las condiciones hidrogeológicas que existan. Posteriormente a la conversión, los cálculos de filtración se ejecutan por las fórmulas para estratos homogéneos con la sustitución de la poten-

cia real H por la potencia del estrato equivalente H_e y el coeficiente de filtración del estrato i (K_i).

Cuando bajo la base de la presa existen dos estratos de distinta permeabilidad y el estrato inferior presenta la mayor permeabilidad (ver Figura 11.6), el gasto de filtración bajo la presa se calcula por la fórmula de G. N. Kamiensky:

$$Q = \frac{L(y_1 - y_2)}{\frac{2l}{h_2 K_2} + 2\sqrt{\frac{h_1}{K_1 K_2 h_2}}} \quad (11.11)$$

donde:

- L : largo de la presa;
- $Y_1 ; Y_2$: cargas hidráulicas aguas arriba y abajo de la cortina;
- $2l$: ancho de la base de la cortina;
- h_1 y h_2 : potencia de los estratos.

Este es un caso que a menudo se encuentra en la naturaleza, y para el cual se tienen más detalles en las metodologías especializadas. Por ello, con exactitud se puede calcular el gradiente medio de filtración en el estrato superior en relación con la salida aguas abajo de la presa por la fórmula:

$$I = \frac{y_1 - y_2}{2\left(h_1 + L\sqrt{\frac{K_1 h_1}{K_2 h_2}}\right)} \quad (11.12)$$

El gradiente crítico (I_c) con el cual puede producirse el sifonamiento de partículas del estrato que yace bajo la presa, se calcula por la fórmula de E. A. Zamarin.

$$I_c = (\gamma_r - \gamma)(1 - n) \quad (11.13)$$

donde:

- γ_r : peso específico de la roca;
- γ : peso volumétrico del agua;
- n : porosidad de la roca.

Siempre que se mantenga la relación $I < I_c$ no ocurrirá sifonamiento de partículas.

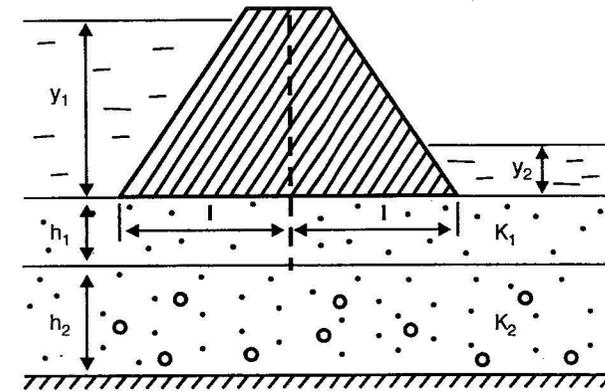


FIGURA 11.6. Presa ubicada sobre un espesor permeable con dos estratos.

1.6. Determinación de la filtración por el borde de la presa (embalse)

Para la ejecución de estos cálculos debe tenerse definida la configuración del flujo subterráneo, posteriormente al llenado del embalse, lo cual puede ejecutarse mediante el pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en territorios aledaños al embalse, pronóstico que se analizará en el epígrafe 11.2 del presente capítulo; con este resultado, en la práctica puede construirse el mapa de hidroisohipsas en el territorio de interés, y poder aplicar las metodologías de cálculos que a continuación se analizan.

Cuando existe un estrato acuífero horizontal homogéneo y la ubicación de la margen del embalse y del río aguas abajo de la presa pueden ubicarse en una línea recta, el cálculo del gasto de filtración que bordea la presa puede ejecutarse por fórmulas propuestas por Veriguin, según el esquema de cálculo Figura 11.7.

- Gasto de un flujo con presión:

$$Q = K m Y A \quad (11.14)$$

CÁLCULOS HIDROGEOLÓGICOS RELACIONADOS...

- Gasto de un flujo sin presión:

$$Q = K \frac{Y_1^2 - Y_2^2}{2} A \quad (11.15)$$

donde:

- K: coeficiente de filtración del estrato;
- m: potencia del estrato acuífero;
- Y: carga en la presa;
- Y₁: altura del nivel del agua en el embalse sobre el impermeable;
- Y₂: altura del nivel del agua en el río aguas abajo de la presa sobre el impermeable.

$$A = \frac{1}{\pi} \left[\operatorname{arcsch} \frac{B}{l} - \sqrt{1 - \left(\frac{l}{B}\right)^2} \right] \quad (11.16)$$

B: largo del tramo desde donde ocurre la filtración; la longitud de este tramo se define sobre base de las condiciones concretas del territorio; puede ser distancia hasta rocas impermeables o de muy baja permeabilidad, distancia hasta el punto donde las aguas subterráneas son drenadas por el embalse, punto donde el río cambia bruscamente de dirección, etc. En presencia de una estructura homogénea de la margen $B = \frac{L}{\pi}$ donde:

L: es la distancia desde la margen del embalse hasta el punto donde la cota del nivel normal del embalse es igual a la cota del nivel de las aguas subterráneas antes del llenado del embalse (ver Figura 11.7b).

Para una mayor aproximación de los cálculos se puede considerar que el contacto del embalse con el río aguas abajo de la presa ocurre con forma de semicilindro. Para ella los cálculos se ejecutan por las fórmulas:

- Para flujos con presión:

$$Q = \frac{Kmy}{\pi} \ln \frac{B}{R} \quad (11.17)$$

- Para flujos sin presión:

$$Q = \frac{K(y_1^2 - y_2^2)}{2\pi} \ln \frac{B}{R} \quad (11.18)$$

donde:

$R = \frac{2l_0}{\pi}$: radio reducido del contorno del contacto, y l_0 es la mitad de la longitud del hombro de la presa.

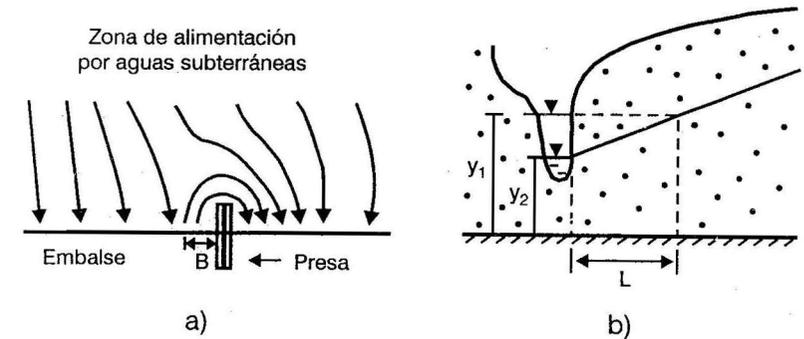


FIGURA 11.7. Esquema de cálculo de la filtración en áreas de la presa, a) planta; b) perfil.

En condiciones hidrogeológicas y de esquema de cálculos complejos, el gasto de filtración que bordea la presa o la lateral a la misma puede ser determinada con ayuda de la división del flujo de filtración en flujos elementales por las láminas del mismo, definidos por las hidroisohipsas o hidroisopiezas, desarrollando la metodología de cálculo propuesta por M. E. Altovsky, donde:

$$Q = K \cdot \Delta b \frac{Y_1 + Y_2}{2} \cdot \frac{Y}{l_1} \quad (11.19)$$

donde:

- Q: gasto de cada flujo elemental (ver Figura 11.8);
- Δb : ancho medio del flujo elemental;
- Y₁; Y₂; Y: parámetros idénticos a los casos anteriores;
- l₁: longitud media del flujo elemental.

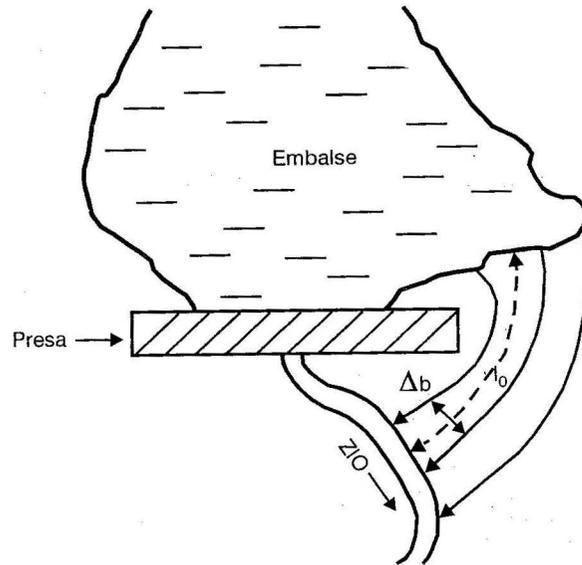


FIGURA 11.8. Esquema de cálculo de la filtración que bordea el embalse.

Para la determinación de los límites condicionales del área donde ocurre la filtración lateral, en los cálculos se puede considerar que $\frac{\Delta Q}{\Delta b} \geq q$, donde q es el gasto natural del flujo subterráneo en la unidad de su ancho antes del llenado del embalse.

Si el espesor permeable está compuesto por varios estratos de distintas permeabilidades, entonces se calcula el valor medio ponderado del coeficiente de filtración en territorios aguas arriba de la presa K_a y aguas abajo de la presa K_b . En tal caso el gasto de filtración en los límites de cada flujo elemental será:

- Para condiciones de flujo sin presión:

$$\Delta Q = \Delta b \frac{K_a h_1 + K_b h_2}{2} \cdot \frac{y}{l}$$

- Para condiciones de flujo con presión:

$$\Delta Q = \frac{K_a + K_b}{2} \cdot \Delta b \cdot m \cdot \frac{y}{l_1} \quad (11.21)$$

donde:

$$m = \frac{h_1 + h_2}{2} : \text{potencia acuífera reducida.}$$

1.7. Determinación de la filtración desde el embalse sin la influencia del río abajo de la presa

Las pérdidas de filtración desde el embalse relacionadas con la unidad de longitud de las márgenes del mismo se recomienda determinarlas por las fórmulas de N. N. Bindeman, en las que se considera la forma de ubicación del lecho impermeable del estrato por el que ocurre la filtración (ver Figura 11.9).

1er caso: Para un lecho impermeable inclinado.

$$qp = \frac{K(y_1 - h_1)}{2} \frac{y_1 + h_1}{L} \pm i \quad (11.22)$$

donde:

- h_1 y y_1 : potencia acuífera antes y después del llenado del embalse respectivamente;
- L : distancia desde el embalse hasta el límite de drenaje más próximo (río, acuífero con mayor permeabilidad, etc.);
- i : gradiente del lecho impermeable (con + cuando la pendiente es del embalse hacia el límite de drenaje; con - cuando la pendiente es hacia el embalse).

Cuando el lecho impermeable se puede considerar horizontal ($i=0$), los cálculos se ejecutan de forma independiente para aguas con presión y para aguas freáticas:

- Para aguas sin presión:

$$qp = \frac{K(y_1^2 - h_1^2)}{2L} \quad (11.23)$$

CÁLCULOS HIDROGEOLÓGICOS RELACIONADOS...

- Para aguas con presión

$$qp = \frac{K H m}{L} \quad (11.24)$$

m : potencia del acuífero artesiano (con presión).

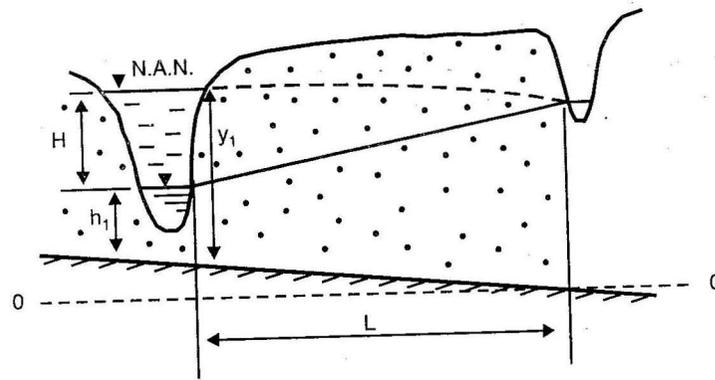


FIGURA 11.9. Esquema de cálculos de pérdidas por filtración del embalse con límite de drenaje próximo.

Cuando la filtración ocurre en un intervalo en el cual se desarrolla la reposición de las aguas subterráneas por la infiltración de las precipitaciones atmosféricas (ver Figura 11.10), entonces el coeficiente de filtración a emplear en la fórmula (11.23) responderá a valores que se determinen por datos de tres calas (puntos de observación) ubicadas en la sección entre los dos ríos. EL coeficiente de filtración en este caso se calcula por la fórmula propuesta por G. N. Kamiensky donde:

$$K = \frac{w(L_c - x)}{\frac{H_{c3}^2 - H_{c1}^2}{x_c} + \frac{H_{c1}^2 - H_{c2}^2}{L_c}} \quad (11.25)$$

donde:

- w : infiltración;
- L_c : distancia entre dos calas extremos de la sección;

H_{c3} : potencia acuífera en la cala tres con distancia X_c de la cala uno;

H_{c1} y H_{c2} : potencias acuíferas en las calas extremas de la sección.

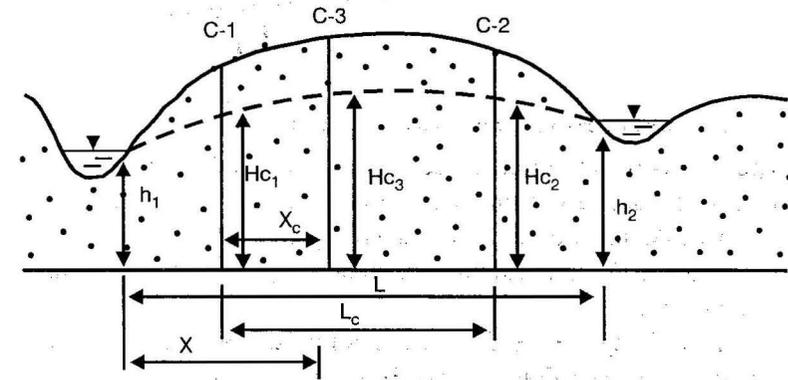


FIGURA 11.10. Esquema de cálculo en interfluvio con infiltración de las precipitaciones atmosféricas.

Cuando en el interfluvio no existe un parteagua de las aguas subterráneas, la magnitud de las pérdidas por filtración se puede determinar por el gasto de los manantiales que brotan en los taludes del valle vecino (ver Figura 11.11), según recomendaciones de M. E. Altovsky utilizando la siguiente fórmula:

$$qp = q \left(\frac{\Delta H \cdot y_1}{\Delta H_1 \cdot h_1} - 1 \right) \quad (11.26)$$

donde:

- q_1 : gasto de los manantiales relacionados con la longitud del valle;
- ΔH : diferencia de alturas entre el nivel del agua en el embalse y la cota de surgimiento de los manantiales en el valle vecino;
- ΔH_1 : diferencia de alturas entre el nivel de agua en el río sobre la cota de surgimiento de los manantiales antes del llenado del embalse.

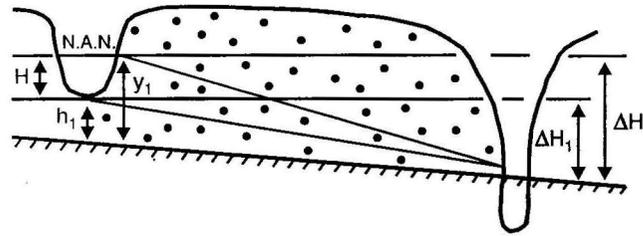


FIGURA 11.11. Esquema de cálculo por manantiales en valles vecinos.

Las pérdidas por filtración desde el embalse pueden tener un carácter temporal, lo cual está fundamentado cuando en áreas del embalse, antes del llenado del mismo, existen pequeños gradientes del flujo subterráneo (ver Figura 11.12). Los cálculos se ejecutan por fórmulas propuestas por N. N. Bindeman.

El volumen de agua perdido por filtración desde el embalse en un tiempo t determinado se calcula por la fórmula:

$$V = \beta H \sqrt{2\mu K H t} \quad (11.27)$$

donde:

- H : diferencia entre el nivel del agua en el embalse y el nivel de las aguas subterráneas antes del llenado del embalse.
- β : coeficiente que depende de la relación de la potencia del estrato permeable h_1 , antes del llenado del embalse con la carga hidráulica en el embalse durante su llenado H , se determina por el gráfico de la Figura 11.13.
- μ : insuficiencia de saturación del estrato permeable, es decir, diferencia entre la capacidad acuífera total y humedad natural de las rocas permeables sobre el nivel de las aguas subterráneas (zona de aireación).

Cuando en el área de proyección del embalse no existen aguas freáticas, entonces en vez de aplicar la potencia acuífera en la determinación de β se utiliza la altura del nivel del agua en el embalse hasta el impermeable $H_1 = Y_1$.

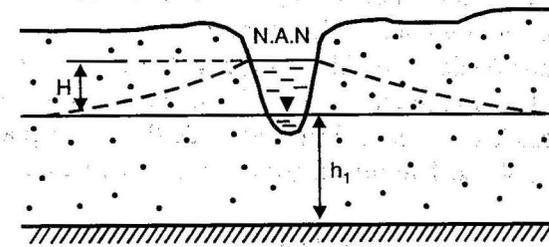


FIGURA 11.12. Esquema de cálculo del volumen de filtración en tiempo t a partir del llenado del embalse.

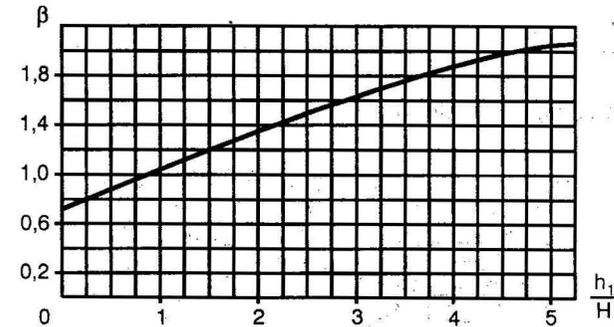


FIGURA 11.13. Gráfico para determinar β .

En los casos antes analizados, el gasto de agua por filtración desde el embalse por la unidad de longitud de su margen en tiempo t a partir de su llenado se calcula por la fórmula:

$$q_t = \frac{\beta H}{2} \sqrt{\frac{2\mu K H}{t}} \quad (11.28)$$

Las pérdidas medias por filtración durante el tiempo t serán:

$$q_m = \beta H \sqrt{\frac{2\mu K H}{t}} \quad (11.29)$$

Si las aguas subterráneas yacen bajo el fondo del cauce o depresión que forma el embalse, entonces primeramente se determinan las pérdidas

en saturación del estrato permeable bajo el fondo del cauce, y posteriormente las pérdidas en saturación de las márgenes.

Por recomendación de M. E. Altovsky, el volumen de agua empleado en la saturación de las márgenes del embalse en tiempo t , a partir del momento en que hacia el cauce del río dejan de fluir las aguas subterráneas (ver Figura 11.14), se determinan por la fórmula siguiente:

$$V_t = (y_1^2 - h_1^2) \sqrt{\frac{\mu K t}{\pi h_m}} \quad (11.30)$$

donde:

$$h_m \approx \frac{2y_1 + h_1}{3}$$

h_m : potencia media del flujo.

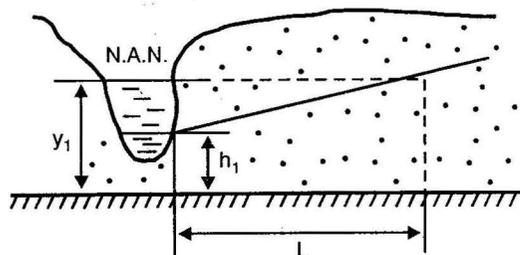


FIGURA 11.14. Esquema de cálculo de las pérdidas por filtración cuando el agua subterránea deja de fluir hacia el río.

El tiempo durante el cual el flujo que se infiltra desde el embalse alcanza el nivel del flujo subterráneo, se determina según recomendación de M. E. Altovsky por la fórmula:

$$T = \frac{\mu}{K} \left[h_o - (Y + P_c) \ln \frac{Y + P_c + h_o}{Y + P_c} \right] \quad (11.31)$$

donde:

h_o : profundidad de yacencia de las aguas freáticas bajo el embalse;

Y : profundidad del agua en el embalse;
 P_c : presión capilar en los límites del agua con las rocas secas.

Cuando bajo el área del embalse no existan aguas subterráneas antes del llenado del mismo, entonces:

T : será el tiempo en que las aguas de filtración alcancen el impermeable, y h_o será la profundidad desde el fondo del embalse hasta el impermeable.

El volumen total de agua que se infiltra en las rocas hasta el momento de contacto de las mismas con las aguas subterráneas o con el impermeable, se determina por la fórmula:

$$V_t = \mu B h_o \quad (11.32)$$

donde:

B : ancho del embalse;
 h_o : profundidad desde el fondo del embalse hasta el impermeable.

El gasto de filtración durante el período de saturación de la base del embalse será:

$$q_t = \frac{V_t}{T} \quad (11.33)$$

El tiempo durante el cual ocurrirá la filtración desde el embalse, a partir del momento de su llenado, se calcula según propuesta de N. N. Verigin por la fórmula:

$$T = \frac{1}{\pi} \cdot \frac{\mu L^2}{K h_m^2} \quad (11.34)$$

Este tiempo corresponde al esquema de cálculo según Figura 11.14, donde:

L : distancia desde la margen del embalse hasta el punto donde el nivel del agua subterránea en condiciones naturales, antes del llenado del embalse, presenta la misma cota que el nivel de agua normal (NAN) proyectado en el embalse.

11.2. Cálculos del pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en territorios aledaños a las presas

En la práctica de construcciones de presas puede considerarse que en un gran por ciento de los embalses que se forman, y sobre todo en territorios con relieves poco ondulados y llanos, ocurre el ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en territorios aledaños a los embalses, con mayor magnitud en los ubicados aguas abajo de las presas y embalse.

La magnitud del ascenso de los niveles de las aguas subterráneas, provocada por el llenado de los embalses, está relacionada directamente con las condiciones hidrogeológicas del territorio (condiciones de permeabilidad y de límites) y características de la presa y embalse.

En la práctica hidrogeológica actual, gran por ciento de estos pronósticos se ejecutan en un gran número de países por modelos matemáticos desarrollados en computadoras, basados en fórmulas analógicas de la dinámica de las aguas subterráneas, por las cuales en cada caso específico se desarrolla el modelo que corresponda a las características hidrogeológicas e hidrotécnicas del territorio y obra en proyecto. En esta oportunidad analizaremos los métodos analógicos de cálculos en los cuales están fundamentados los programas de computación, y los que a su vez aún son ampliamente utilizados en la práctica hidrogeológica con resultados de alta precisión, siempre y cuando las investigaciones de campo se ejecuten con los requisitos necesarios por las condiciones hidrogeológicas que existan en cada caso específico.

2.1. Determinación de los ascensos estacionarios del nivel de las aguas subterráneas en estratos homogéneos con lecho impermeable horizontal

En la mayoría de los casos posteriores al llenado de los embalses de las presas se estabiliza el remanso de las aguas subterráneas que abarca una longitud determinada; paralelo al desarrollo del remanso el nivel de las aguas subterráneas sufre un ascenso que en determinado tiempo y espacio se estabiliza. La ejecución de la curva del nivel de las aguas subterráneas freáticas, después de desarrollado el remanso según G. N. Kamiensky en

correspondencia con el esquema de cálculo (Figura 11.17), responde a la expresión:

$$y^2 = h^2 + (y_1^2 - h_1^2) \frac{L-x}{L} + (y_2^2 - h_2^2) \frac{x}{L} \quad (11.35)$$

donde:

- Y : potencia del flujo subterráneo a una distancia X de la margen del embalse después de estabilizarse el ascenso de los niveles provocados por el remanso;
- h : potencia del flujo subterráneo en la misma distancia X antes del llenado del embalse;
- $h_1 ; h_2$: potencia del flujo subterráneo en el valle que fungirá como embalse y en el otro límite de drenaje vecino antes del llenado del embalse respectivamente;
- $y_1 ; y_2$: potencia del flujo subterráneo después de estabilizar el ascenso de los niveles en los mismos puntos para los que se determine h_1 y h_2 ;
- L : ancho del interfluvio o distancia desde el embalse hasta el límite del drenaje.

Si el límite del drenaje lo representa un cauce u hondonada seca (Figura 11.16) por datos de perforación en este límite se determina la potencia del flujo antes del remanso por la fórmula (11.36), haciendo $h_1 = h_2$. Si como resultado de los cálculos se obtiene que posterior al remanso el nivel del agua en este punto estará por encima del cauce del límite, entonces el cálculo se repite considerando y igual a la altura desde el lecho impermeable hasta el fondo del cauce, considerando el valor de L la distancia desde la margen del embalse hasta el límite de cálculo (Figura 11.16).

En casos en que el ascenso de los niveles ocurre dentro de los límites del valle del río donde se proyecta la presa (que no exista límite de drenaje próximo), la fórmula 11.35 toma la forma siguiente:

$$y^2 = h^2 + (y_1^2 - h_1^2) \frac{L-x}{L} \quad (11.36)$$

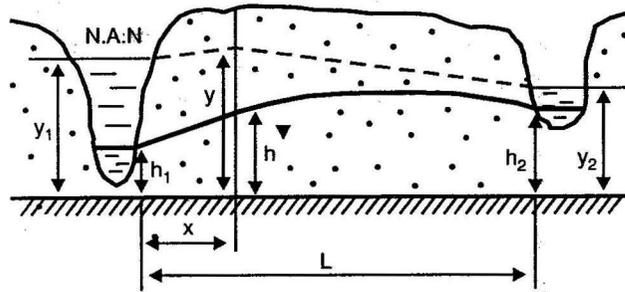


FIGURA 11.15. Esquema de cálculo de ascenso de los niveles con límite de drenaje próximo y lecho impermeable horizontal.

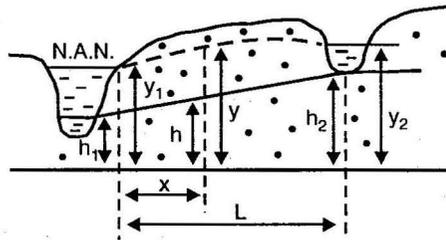


FIGURA 11.16. Esquema de cálculo de ascenso de los niveles con lecho impermeable horizontal y límite seco de drenaje.

Cuando la zona, en la cual se determina el ascenso de los niveles de las aguas subterráneas, es pequeña en comparación con la zona de alimentación de las aguas subterráneas, entonces el cálculo del ascenso de los niveles se puede ejecutar por el esquema de flujo semilimitado (Figura 11.17) por la fórmula:

$$y^2 = h^2 + y_1^2 - h_1^2 \quad (11.37)$$

2.2. Determinación de los ascensos estabilizados del nivel de las aguas subterráneas en estratos homogéneos con lecho impermeable con pendiente

Los cálculos del ascenso del nivel de las aguas subterráneas en estas condiciones se ejecutan por la metodología de N. N. Bideman. Cuando la pendiente del lecho impermeable es a partir del embalse:

$$Y = \sqrt{\frac{Z^2}{4} + Y^2 + h^2 + Z(h + h_1 - Y_1)} - \frac{Z}{2} \quad (11.38)$$

y cuando la pendiente es hacia el embalse:

$$Y = \sqrt{\frac{Z^2}{4} + Y_1^2 + h^2 + Z(h + h_1 - Y_1)} - \frac{Z}{2} \quad (11.39)$$

donde:

Z: diferencia de cotas del impermeable entre las secciones de cálculo.

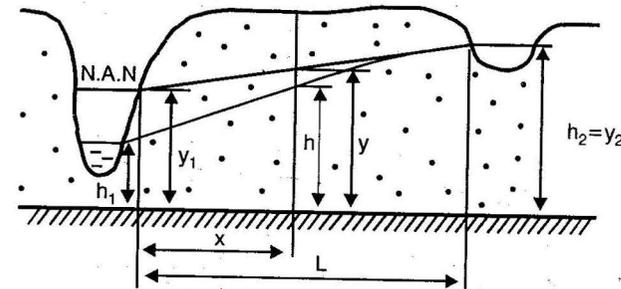


FIGURA 11.17. Esquema de cálculo de ascenso de los niveles que ocurren dentro de los límites del valle del río con la presa proyectada.

2.3. Determinación de los ascensos estacionarios del nivel de las aguas subterráneas en espesores permeables estratificados

Cuando el espesor consta de dos estratos y el estrato inferior presenta una permeabilidad mayor que el superior, los cálculos se ejecutan por la fórmula de G. N. Kamiensky en correspondencia con el esquema de cálculo (Figura 11.18):

$$Y = \sqrt{h_r^2 + 2h_r(h + Y_1 - h_1) + h^2 + Y_1^2 - h_1^2 - h_r^2} \quad (11.40)$$

CÁLCULOS HIDROGEOLÓGICOS RELACIONADOS...

donde:

h_r : potencia reducida $h_r = \frac{K_1}{K_2} h_o$;

K_1 y K_2 : coeficiente de filtración del estrato inferior y superior respectivamente;

h_o : potencia del estrato inferior;

h_1 ; y_1 : potencia del estrato superior en la sección inicial antes y después del llenado del embalse respectivamente;

h ; Y : potencia del estrato superior en la sección de cálculo antes y después del llenado del embalse respectivamente.

Los valores h_1 y y_1 ; h se consideran a partir del límite horizontal entre los dos estratos.

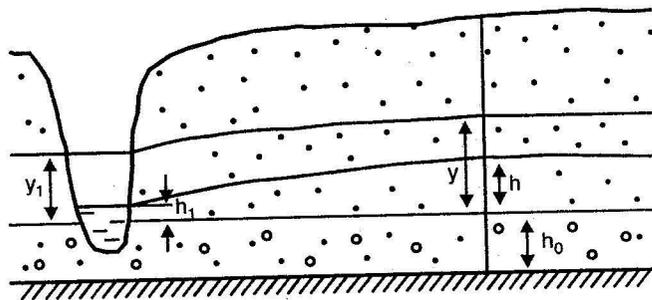


FIGURA 11.18. Esquema de cálculos en espesor permeable con dos estratos.

Cuando el espesor permeable se encuentra formado por estratos y lentes de distinta potencia y composición, pero se diferencian poco por su transmisividad, el cálculo del ascenso del nivel de las aguas subterráneas se ejecuta según recomendación de G. N. Kamiensky por la fórmula:

$$(K_1 h_1 + K_2 h)(h - h_1) = (K_1^1 Y_1 + K_2^1 Y)(Y - Y_1) \quad (11.41)$$

(ver Figura 11.19)

donde:

K_1 ; K_1^1 : valores medios del coeficiente de filtración del espesor permeable en la sección inicial antes y después del llenado del embalse;

K_2 ; K_2^1 : valores medios del coeficiente de filtración del espesor permeable en la sección de cálculo antes y después del llenado del embalse;

K_1 ; K_1^1 ; K_2 ; K_2^1 : se calcula por la fórmula 11.6.

La ecuación (11.41) presenta dos incógnitas y ; K_2^1 por ello, los cálculos se ejecutan considerando primero que el espesor es homogéneo, calculando, y por la fórmula 11.37. A continuación se calcula K_1 , K_1^1 , K_2 . Posteriormente se sitúan los valores obtenidos en la ecuación (11.41), en la que tendremos la expresión $a = (b + K_2 y)(y - c)$. El valor de y oscila entre el valor obtenido por la fórmula 11.37, que será el valor mínimo posible y_{min} . El valor máximo será $y_{max} = (y_1 - h_1) + h$, determinándose con estos dos valores se calcula K_2 para la parte derecha de la fórmula 11.41. Como último paso se construye un gráfico que representa la dependencia $f(y)$ de y (Figura 11.20) para lo cual en el eje de las ordenadas se colocan valores de la $f(y)$ teniendo como magnitudes mínimas y máximas las determinadas por la parte derecha de la ecuación (11.41).

En el eje de las abscisas se coloca valores de y teniendo como límites los valores de Y_{min} y Y_{max} , por interpolación de los valores máximos y mínimos $Y = f(y)$, se traza una recta por los dos puntos resultantes; luego a partir del valor a de la parte izquierda de la ecuación (11.41) se traza una horizontal hasta cortar la línea recta del gráfico; desde este punto se baja una línea vertical hasta el eje de las Y . El punto con que coincida esta línea nos dará el valor real de Y .

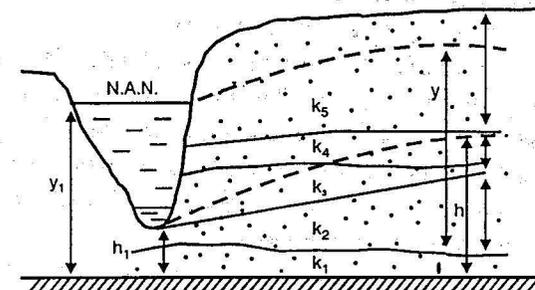


FIGURA 11.19. Esquema de cálculo de ascenso del nivel de las aguas subterráneas en un espesor permeable heterogéneo.

CÁLCULOS HIDROGEOLÓGICOS RELACIONADOS...

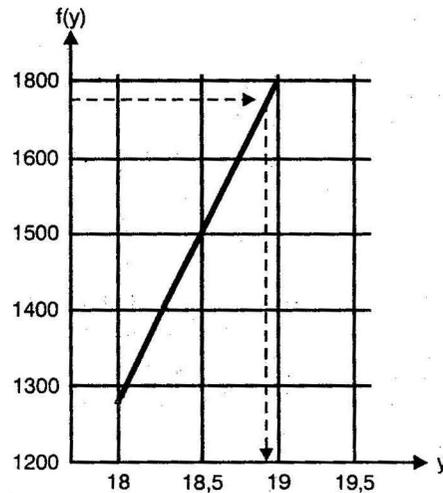


FIGURA 11.20. Gráfico de dependencia $f(y)$ de y .

2.4. Determinación del ascenso estacionario del nivel de las aguas subterráneas entre secciones

Los estratos que generalmente se consideran en los cálculos como homogéneos, en realidad en mayor o menor grado son heterogéneos. El lecho impermeable de los estratos y espesores permeables rara vez yacen en forma totalmente horizontal y la alimentación de las aguas subterráneas es irregular.

En relación con lo antes expuesto, los errores de cálculos serán menores, mientras más próximo sean las secciones de cálculo de la sección inicial; por ello se recomienda ejecutar los cálculos del ascenso de los niveles y remanso de las aguas subterráneas entre secciones, es decir, primeramente se ejecutan los cálculos para una sección próxima a la inicial (margen del embalse); posterior a ello, la primera sección de cálculos se considera como la sección inicial para los cálculos de la siguiente sección y así sucesivamente (ver Figura 11.21).

Los cálculos de ascenso de los niveles entre las secciones se recomienda ejecutarlos por la propuesta de N. N. Bindeman:

$$Y_{n+1}^2 = h_{n+1}^2 + (Y_n^2 - h_n^2) \frac{L - X_{n+1}}{L - X_n} \quad (11.42)$$

donde:

- h_n, h_{n+1} : potencia del espesor del acuífero en las secciones de cálculo, n es la más próxima al embalse; $n + 1$ es la más lejana al embalse, antes del llenado del mismo;
- Y_n, Y_{n+1} : potencia del espesor acuífero en las secciones de cálculos más próxima y más distante del embalse respectivamente antes y después del llenado del mismo;
- L : distancia desde la margen del embalse hasta el punto donde el nivel del agua no varía (río, zona pantanosa, nivel del agua subterránea con cota igual al NAN u otros límites de alimentación).

Cuando L es sumamente grande $\frac{L - X_{n+1}}{L - X_n} \approx 1$ la fórmula 11.42 toma la forma siguiente:

$$Y_{n+1}^2 = h_{n+1}^2 + (Y_n^2 - h_n^2) \quad (11.43)$$

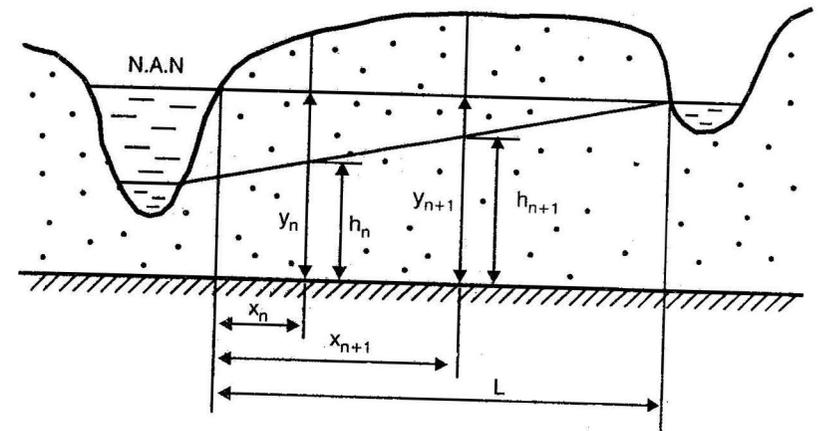


FIGURA 11.21. Esquema de cálculo del ascenso de los niveles de las aguas subterráneas entre secciones.

2.5. Determinación del ascenso no estacionario del nivel de las aguas subterráneas en horizontes relativamente homogéneos

Las metodologías de cálculos recomendados para estos casos son las propuestas por N. N. Veriguin.

Cuando el espesor permeable y flujo de las aguas subterráneas puede considerarse semilimitado, la ecuación de la curva del nivel responde a la expresión:

$$Y^2 = h^2 + (Y_1^2 - h_1^2)[1 - f(\lambda)] \quad (11.44)$$

donde:

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{\frac{K}{\mu} h_m \cdot t}} \quad (11.45)$$

y la función $f(\lambda)$ se determina del gráfico de la Figura 11.22.

h_m : potencia media del flujo, con filtración desde el embalse

$$h_m = \frac{2 Y_1 + h_1}{3}$$

Con interrupción de la filtración desde el embalse, para el punto donde el ascenso de los niveles se acuña y comienza la alimentación subterránea $h_m = \frac{Y_1 + h_n}{2}$

donde:

h_n : potencia del flujo subterráneo en el punto de acuñamiento del ascenso antes del llenado del embalse;

t : tiempo para el que se pronostica el ascenso.

El cálculo del ascenso no estacionario para un flujo con límite de carga constante a una distancia L de la margen del embalse se ejecuta por la fórmula:

$$Y^2 = h^2 + (Y_1^2 - h_1^2) \frac{L - X}{L} S\left(\tau; \frac{X}{L}\right) \quad (11.46)$$

donde:

$S\left(\tau; \frac{X}{L}\right)$ serie de Furie:

$$\tau = \frac{K h_m t}{\mu L^2} \quad (11.47)$$

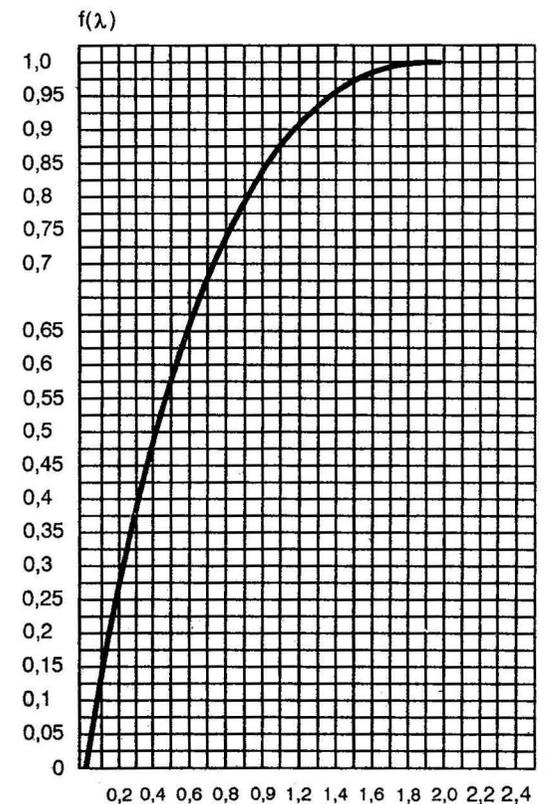


FIGURA 11.22. Gráfico $f(\lambda) - \lambda$

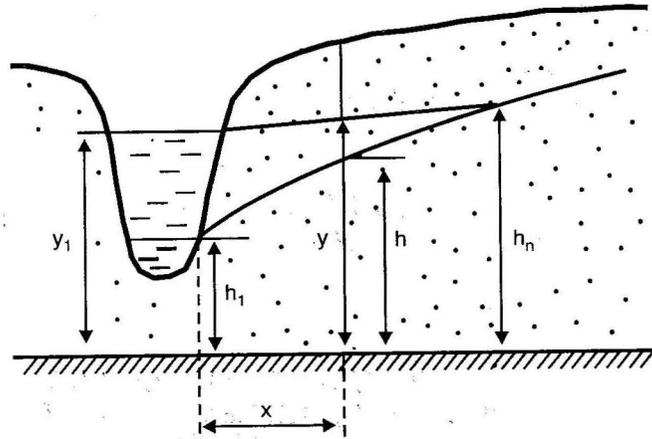


FIGURA 11.23. Esquema de cálculo del ascenso no estacionario del nivel de las aguas subterráneas.

– valor de $S \left(\tau; \frac{X}{L} \right)$ se determina del gráfico de la Figura 11.24.

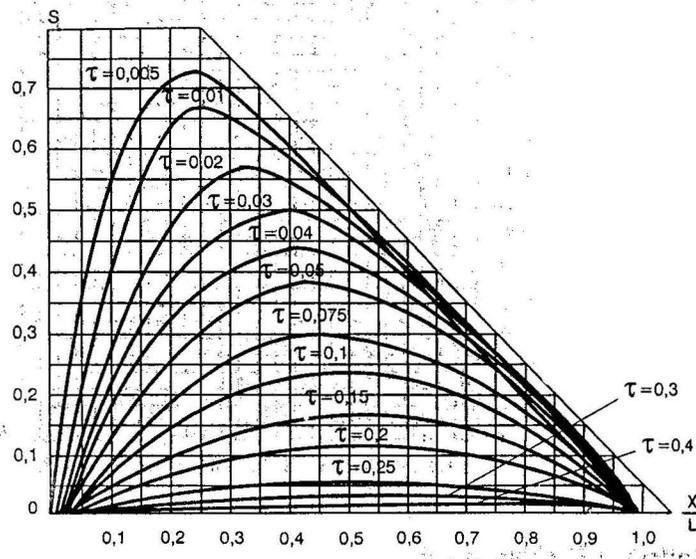


FIGURA 11.24. Gráfico para determinar $-S \left(\tau; \frac{X}{L} \right)$

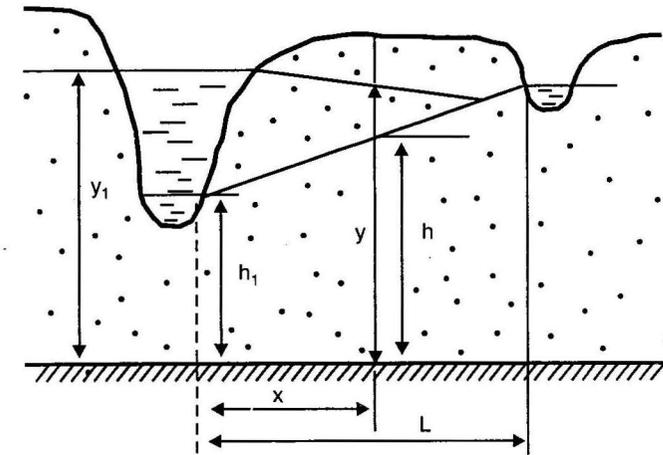


FIGURA 11.25. Esquema de cálculo del ascenso no estacionario en acuíferos con límite de carga constante.

11.3. Cálculo de pérdidas por filtración desde canales

Las fuentes de agua para riego pueden ser de ríos, lagos, embalses, subterráneas y en ocasiones albañales o residuales industriales.

El agua de la fuente de riego generalmente se recoge con la ayuda de una construcción cabecera, de donde pasa a un canal magistral por el cual se lleva hasta el macizo de riego o directamente a un canal principal de dicho macizo de riego.

Existen tres métodos de entrega y distribución del agua en los campos de riego.

1er método: El más usual; considera la llegada del agua al suelo y el humedecimiento de este desde la superficie a través de una red de canales primarios, secundarios y terciarios, riego por gravedad.

2do método: El menos usual; considera la llegada del agua de riego al suelo y el humedecimiento del mismo en forma de lluvia artificial con toma en canales o pozos, utilizando el denominado *cañón*, riego por aspersión.

3er método: Es muy poco usual; considera la llegada del agua de riego al suelo y humedecimiento del mismo desde la superficie en forma de gotas dirigidas, tomando como fuentes canales o pozos con tuberías y mangueras de distribución del agua con goteros en los troncos de las plantas, riego por goteo.

4to método: Es raramente utilizable; considera la llegada del agua al suelo y humedecimiento del mismo no desde la superficie, sino desde el subsuelo, teniendo como fuente canales o pozos con tuberías ranuradas soterradas de distribución; el humedecimiento del suelo ocurre por los procesos de absorción y capilaridad del suelo, riego desde el subsuelo.

Para evacuar del macizo de riego el agua sobrante se utilizan redes de drenaje generalmente representadas por canales o drenas soterradas (tuberías ranuradas); el sistema de drenaje generalmente se utiliza en aquellos territorios que por la estructura y litología del suelo y estratos subyacen, así como por aquellas que las condiciones hidrogeológicas requieren de la evacuación del agua sobrante, sobre todo cuando se utilizan los métodos de riego por gravedad y en algunos casos por aspersión. La finalidad del drenaje es evitar el ascenso de los niveles de las aguas subterráneas, salinización y empantanamiento de los suelos.

En esta ocasión analizaremos el riego por gravedad, es decir, los cálculos hidrogeológicos de pérdidas por filtración y pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas por la infiltración del agua de riego desde canales, por ser el método de gravedad el método de riego que mayor influencia provoca sobre el agua subterránea en los macizos de riego.

• Pérdidas por la filtración no estacionaria desde canales

En el movimiento del agua por los canales y principalmente desde la fuente de riego hasta el área de riego, parte del volumen de entrega se pierde en la filtración, lo que disminuye el coeficiente de efectividad del sistema y conjuntamente con ello puede provocar ascensos indeseables del nivel de las aguas subterráneas.

En la determinación de las pérdidas por filtración desde los canales, es necesario considerar que como consecuencia del desarrollo de filtración hacia los lados y disminución de los gradientes de filtración, las pérdidas disminuyen en tiempo. En condiciones de un funcionamiento prolongado de los canales las pérdidas prácticamente se estabilizan.

Cuando las pérdidas de agua desde los canales se desarrollan bajo un régimen de filtración no estacionario, las pérdidas en saturación del suelo, (bajo el canal) y las pérdidas posteriores a la saturación se calculan según propuesta de M. E. Altovsky de forma independiente (ver Figura 11.26).

• Pérdidas bajo el fondo del canal en saturación de las rocas

$$qf = \mu \frac{B h_0 L}{T} \quad (11.48)$$

donde:

μ : insuficiencia de saturación de las rocas que yacen bajo el fondo del canal

$$\mu = \frac{\gamma - \delta}{\gamma} - g \cdot \delta$$

γ : peso específico de roca;

δ : peso volumétrico de la roca seca;

g : humedad natural de la roca en la zona de aereación en unidad de peso;

B : ancho del canal en el nivel del agua;

L : largo del canal;

h_0 : profundidad de yacencia de las aguas freáticas bajo el canal (si no existen las aguas subterráneas, entonces se toma la profundidad hasta la roca impermeable).

T : tiempo de infiltración de las aguas del canal hasta el horizonte acuífero (o hasta el impermeable si no existen aguas freáticas).

$$T = \frac{\mu}{K} [h_0 - 2,3(H_0 + H_c)] g \frac{H_0 + H_c + h_0}{H_0 + H_c} \quad (11.49)$$

donde:

H_0 : potencia de la lámina de agua en el canal;

H_c : presión capilar de meniscos en los límites de las rocas secas y las saturadas (aproximadamente 50 % de la altura del ascenso capilar).

El volumen total de las pérdidas por filtración en saturación de las rocas bajo el fondo del canal en tiempo T se determina por la fórmula:

$$V_T = \mu \cdot h_o \cdot B \cdot L \quad (11.50)$$

Las pérdidas por filtración desde los canales, después de saturada las rocas bajo el fondo, se calculan según propuesta de N. N. Bindeman considerando la filtración lateral por la fórmula:

$$q_t = \beta L H \sqrt{\frac{2 \mu K H}{t}} \quad (11.51)$$

donde:

- H : profundidad desde el nivel del agua en el canal hasta el nivel de las aguas subterráneas freáticas (si no existen aguas freáticas, profundidad hasta las rocas impermeables);
- t : tiempo de cálculo a partir del momento de saturación de las rocas bajo el fondo de los canales;
- β : coeficiente que depende de la relación; $\frac{h}{H}$ donde:
- h : es la potencia del estrato acuífero antes del llenado del canal, β se determina por el gráfico de la Figura 11.27.

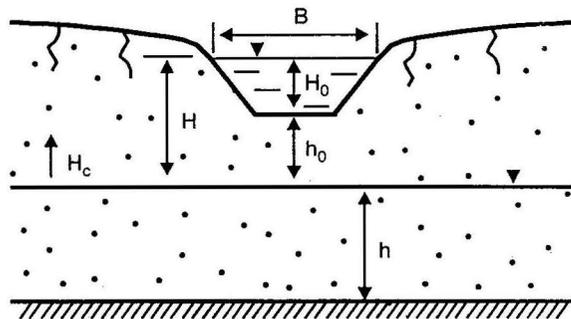


FIGURA 11.26. Esquema de cálculo de las pérdidas por filtración no estacionaria desde canales.

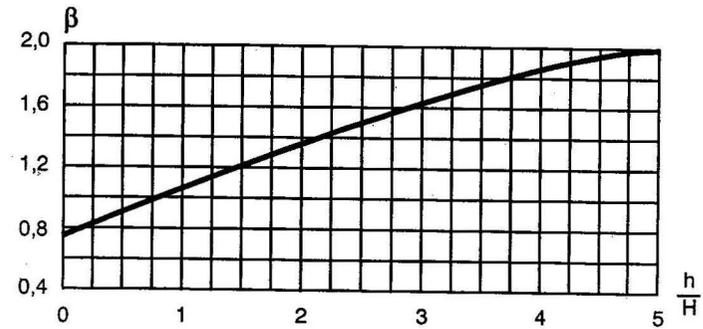


FIGURA 11.27. Gráfico de $\beta = f\left(\frac{h}{H}\right)$

El volumen total de agua perdida desde el canal en tiempo t .

$$V_t = 2\beta L H \sqrt{2\mu K \cdot H \cdot t} \quad (11.52)$$

Las fórmulas 11.51 y 11.52 son aplicables siempre y cuando se cumpla la relación $t > 2 \frac{\mu}{K} \frac{\beta^2 \cdot H^3}{B^2}$

• **Pérdidas por filtración estacionaria desde canales**

Durante una utilización prolongada de los canales generalmente se logra filtración estacionaria en un período de tiempo determinado. En este caso el análisis de la pérdida por filtración exige un análisis más detallado de las condiciones existentes; por ello analizaremos los cuatro casos más usuales.

1er caso: Canal con forma trapezoidal de su sección, construido a gran distancia de drenes naturales (ríos, hondonadas, etc.). Las rocas en profundidad considerable son homogéneas, y las aguas subterráneas yacen a grandes profundidades.

En este caso las pérdidas por filtración pueden ser calculadas por la fórmula de V. V. Vernikov, según esquema de la Figura 11.28.

$$Q = LK(B + \alpha H_0) \quad (11.53)$$

donde:

- L: largo del canal o del tramo de cálculo;
 - K: coeficiente de filtración de la zona de aereación;
 - B: ancho del canal por el nivel del agua en el mismo;
 - H₀: potencia de la lámina de agua en el canal;
 - α: coeficiente que depende de la relación y de la magnitud de los taludes del canal ($m = \frac{H_0}{a}$);
- (ver Figura 11.28); α se determina por el gráfico de la Figura 11.29.

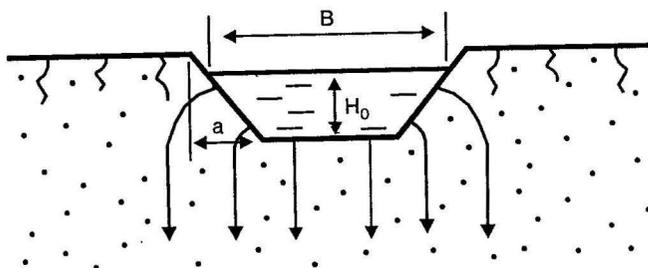


FIGURA 11.28. Esquema del cálculo de pérdidas por filtración estacionaria en espesores donde yacen a grandes profundidades las aguas subterráneas.

2do caso: Cuando a una profundidad *h*, del fondo del canal, yace un estrato de alta permeabilidad, el cual es capaz de drenar toda el agua infiltrada desde los canales.

En este caso, según el esquema de la Figura 11.30, las pérdidas por filtración se calculan por la fórmula de V. V. Vedernikov.

$$Q = LK(B + \gamma H_0) \quad (11.54)$$

donde:

γ: coeficiente que depende de la relación $\frac{B}{H_0}$; $\frac{h_1}{H_0}$ y se determina por el gráfico de la Figura 11.31.

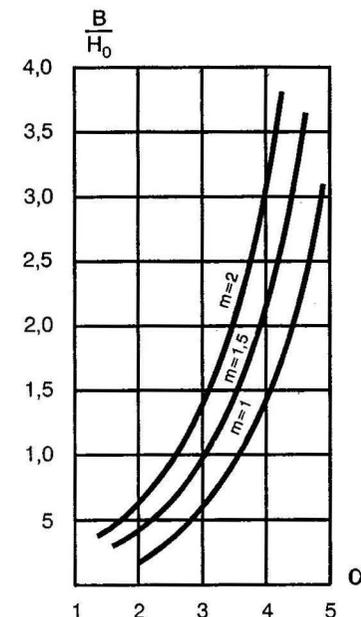


FIGURA 11.29. Gráfico de dependencia del coeficiente α de la relación $\frac{B}{H_0}$; m.

3er caso: Cuando a una determinada profundidad *h*, del fondo del canal yace un estrato acuífero con presión de alta permeabilidad. Para este caso las pérdidas por filtración se determinan según C. N. Númerov para las siguientes condiciones (ver Figura 11.32).

- Cuando el nivel piezométrico yace a una profundidad *H* y el ancho del canal es mayor que esa profundidad.

$$Q = L K B \quad (11.55)$$

Cuando la profundidad de yacencia del nivel piezométrico es pequeña y se cumple la condición de: $\frac{B + 0,883h_0}{H + h_0} > 3,82$

$$Q = L K \frac{h_o (B + 0,883 h_o)}{H + h_o} \quad (11.56)$$

donde:

- h_o : altura del nivel piezométrico sobre el techo del acuífero con presión.
- H : profundidad desde el nivel del agua en el canal hasta el nivel piezométrico.

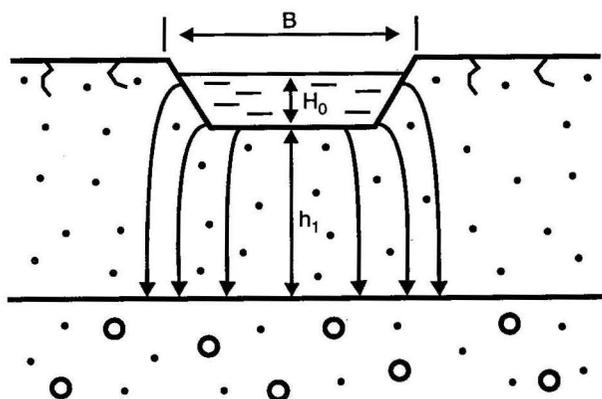


FIGURA 11.30. Esquema de cálculos de las pérdidas por filtración estacionaria con estrato de alta permeabilidad que drena el agua infiltrada.

4to caso: Cuando el canal está situado en el valle de un río que representa ser el drenaje de las aguas que se infiltran desde el canal.

En este caso pueden presentarse dos variantes:

- Cuando el impermeable yace a profundidades bajo el nivel de agua en el río (ver Figura 11.33)

$$Q = L K \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{\Delta H}{l} \quad (11.57)$$

donde:

- h_1 : profundidad desde el nivel del agua en el canal hasta el impermeable;

- h_2 : profundidad desde el nivel del agua en el río hasta el impermeable;
- ΔH : altura del nivel del agua en el canal sobre el nivel del agua en el río o del impermeable en el talud del río;
- l : distancia desde el canal hasta el río.

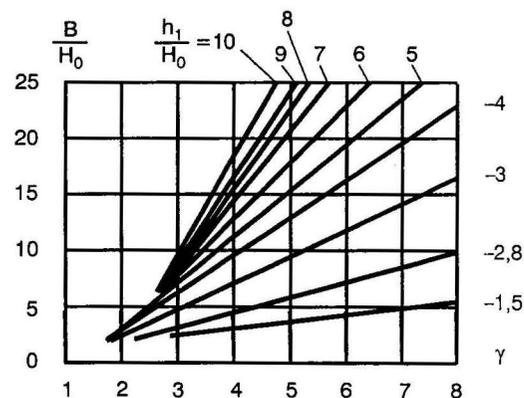


FIGURA 11.31. Gráfico de dependencia del coeficiente γ de la relación $\frac{B}{H_o}$; $\frac{h_1}{H_o}$.

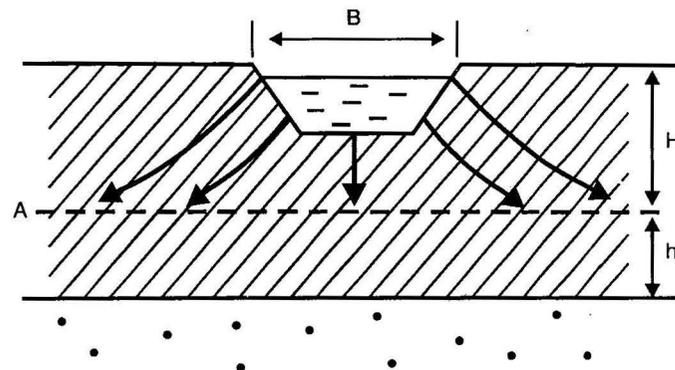


FIGURA 11.32. Esquema de cálculo de las pérdidas por filtración estacionaria con un estrato con presión bajo el fondo del canal. A y B: superficie piezométrica.

Cuando el impermeable yace a un nivel por encima del nivel del agua en el río.

$$Q = LK \frac{h_1}{2} \cdot \frac{\Delta H}{l} \quad (11.58)$$

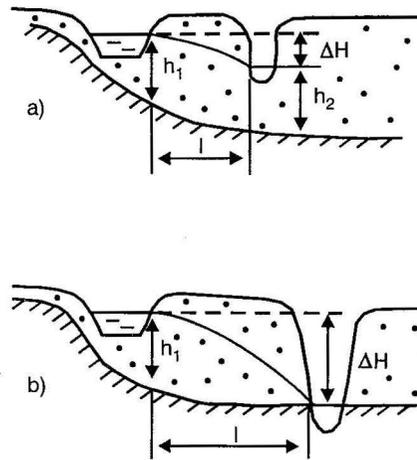


FIGURA 11.33. Esquema de cálculo, para los casos en que existe un dren natural (río, etc.) del agua infiltrada. a) Con el fondo del dren (río, etc.), sobre el impermeable. b) Con el fondo del dren (río, etc.), cortando el impermeable.

11.4. Pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en las áreas bajo riego

El riego de distintos territorios se ejecuta mediante un sistema de riego diseñado en correspondencia con las exigencias del suelo y los cultivos a regar. Este sistema tiene como objetivo la entrega y distribución de las aguas de riego en un área determinada. En algunos casos las aguas de riego se toman de fuentes subterráneas existentes en las áreas de riego. En estos casos por lo general la influencia del riego sobre las aguas subterráneas es mínima, siempre y cuando no se produzcan abatimientos superiores

a los admisibles en las aguas subterráneas. En la mayoría de los casos el riego se ejecuta con aguas traídas hasta el sistema de riego desde fuentes superficiales o subterráneas existentes fuera del área de riego. En estos casos, y sobre todo cuando el método de riego es por gravedad (superficial por canales), en dependencia de la norma de riego y distancia entre los canales del sistema se produce una mayor o menor infiltración de las aguas de riego hasta las aguas subterráneas, en dependencia también de las condiciones de filtración de los suelos, profundidad de yacencia del nivel de las aguas subterráneas y condiciones límites del flujo subterráneo.

Los métodos de pronóstico del ascenso del nivel de las aguas subterráneas en áreas bajo riego puede decirse que aún presentan algunas deficiencias. Uno de los métodos más completos lo representa el propuesto por N. N. Verguin, en el que se considera que la longitud del tramo bajo riego es varias veces mayor que su ancho, por lo cual la tarea puede analizarse en planta.

De acuerdo con el esquema de la Figura 11.34, por la curva que forma el nivel de las aguas subterráneas en las áreas bajo riego, pueden definirse tres tramos característicos: tramo *ab*; tramo *bc* y tramo *cd*.

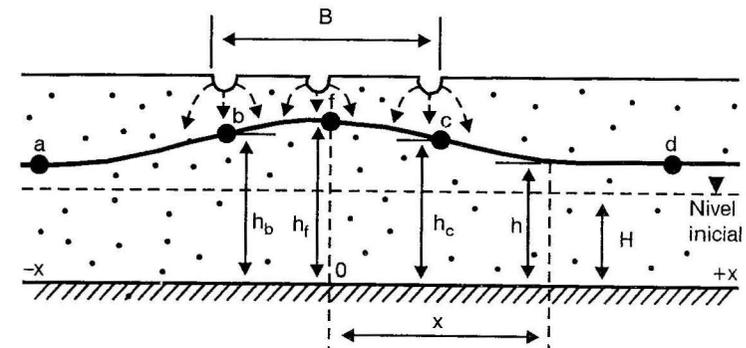


FIGURA 11.34. Esquema de cálculos del pronóstico de ascenso de los niveles en áreas bajo riego; *bc*, ancho del área bajo riego y *f*, centro del tramo bajo riego.

El cálculo del parámetro de ascenso de los niveles se ejecuta por la fórmulas siguientes:

- Para el tramo *ab*:

$$h_x = \sqrt{H^2 - \frac{1}{2} \frac{W}{K} b^2 \left[4 \frac{x}{b} + S(x_1 \cdot t) \right]} \quad (11.59)$$

- Para el tramo *bc*:

$$h_x = \sqrt{H^2 - \frac{1}{2} \frac{W}{K} b^2 \left[S(x_1 \cdot t) - 2 \left(1 + \frac{x^2}{b^2} \right) \right]} \quad (11.60)$$

- Para el tramo *cd*:

$$h_x = \sqrt{H^2 - \frac{1}{2} \frac{W}{K} b^2 \left[S(x_1 \cdot t) - \frac{4x}{b} \right]} \quad (11.61)$$

donde:

- h_x : potencia acuífera del flujo freático a la distancia x del centro del área (f) en tiempo t a partir del inicio del riego;
- H : potencia acuífera del flujo freático a la distancia x del centro del área (f) antes de iniciar el riego;
- W : magnitud de la infiltración en el área de riego;
- K : coeficiente de filtración de los sedimentos permeables que yacen sobre el nivel natural de las aguas subterráneas;
- b : mitad del ancho del tramo bajo riego $b = \frac{B}{2}$

$$S(x_1 \cdot t) = \left(\frac{x}{b} + 1 \right)^2 \cdot \varphi(\lambda_1) - \left(\frac{x}{b} - 1 \right)^2 \cdot \varphi(\lambda_2) \quad (11.62)$$

$\varphi(\lambda)$ se determina por el gráfico Figura (11.35)

$$\lambda_1 = \frac{x+b}{2\sqrt{at}} \quad ; \quad \lambda_2 = \frac{x-b}{2\sqrt{at}} \quad a = \frac{Kh_m}{\mu}$$

- a : coeficiente de conductividad de nivel;

- t : tiempo para el que se ejecutan los cálculos;
- h_m : potencia media del acuífero;
- μ : entrega de agua de las rocas acuíferas.

Potencia del flujo subterráneo en el centro del área bajo riego durante el tiempo t a partir del inicio del riego se calcula por la fórmula:

$$h_t = \sqrt{H^2 + \frac{W}{K} b^2 \left[\varphi\left(\frac{b}{2\sqrt{at}}\right) - 1 \right]} \quad (11.63)$$

donde:

$\varphi\left(\frac{b}{2\sqrt{at}}\right) = \varphi(\lambda)$ se determina por el gráfico de la Figura 11.35.

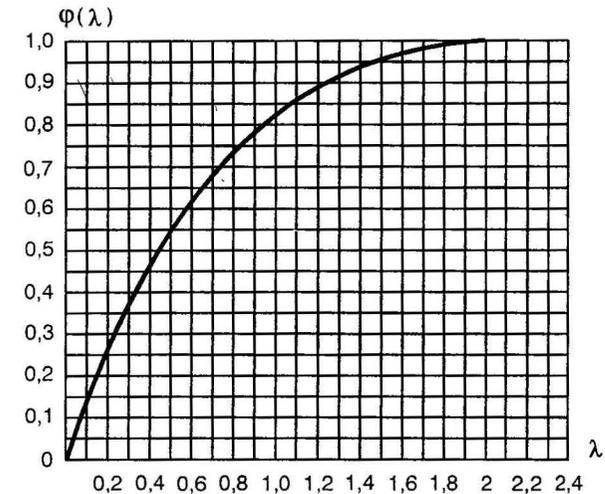


FIGURA 11.35. Gráfico integral de probabilidad para determinar el valor de $\varphi(\lambda)$.

La metodología anteriormente descrita nos permite construir la curva del nivel de las aguas subterráneas (pronóstico de ascenso) durante el riego para cualquier intervalo de tiempo t a partir del inicio del riego.

Capítulo 12

ESTUDIO DEL RÉGIMEN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El estudio del régimen de las aguas subterráneas representa uno de los principales trabajos que se ejecutan en el complejo de investigaciones hidrogeológicas, tanto para fines de evaluación de las reservas de explotación, para el control de las mismas en el proceso de explotación como para investigaciones con fines de mejoramiento de suelos.

12.1. Tareas del estudio del régimen de las aguas subterráneas en las etapas de búsqueda y prospección con fines de abasto

Las principales tareas del estudio del régimen de las aguas subterráneas son las siguientes:

1. Determinación de los principales parámetros hidrogeológicos por datos de observaciones sistemáticas; coeficiente de conductividad de nivel y piezoconductividad; grado de la insuficiencia de saturación de las rocas en la zona de oscilación de los niveles de las aguas subterráneas, entrega de agua y transmisibilidad del horizonte acuífero.
2. Detallamiento y confección de las condiciones de límite del horizonte acuífero en zonas de influencia de las tomas de agua que se proyectan como lo es:
 - Confirmación del grado de relación hidráulica del horizonte acuífero con fuentes superficiales; dependencia del régimen de las aguas subterráneas de las precipitaciones atmosféricas, evaporación, interrelación entre los horizontes acuíferos en perfil y planta.
3. Evaluación del grado de reposición natural (alimentación) de los horizontes acuíferos y fundamentación de los posibles cambios de la alimentación en el proceso de explotación.

4. Definición del comportamiento de la calidad de las aguas subterráneas en distintos períodos, en dependencia de la alimentación de los horizontes acuíferos.

5. Pronóstico a mediano y largo plazo del régimen de las aguas subterráneas en territorios bajo riego y en zonas aledañas a embalses y otras obras hidráulicas.

Para poder dar respuesta a las tareas que deben definirse con las observaciones sistemáticas del régimen de las aguas subterráneas, es necesario con anticipación definir las condiciones geológicas e hidrogeológicas regionales y locales de la cuenca o yacimiento objeto de estudio. Sobre la base de ello se establecerá la red de puntos de observación que responda a las condiciones existentes; esta red puede estar formada por calas y pozos existentes o que se programen, manantiales, cierres hidrométricos en ríos, etc.

La periodicidad de las observaciones estará dada por los factores que puedan influir en el régimen de las aguas subterráneas, y las mismas deben incluir mediciones del nivel, tomar muestras de agua, determinaciones de los gastos de manantiales y ríos, etc.

En territorio con clima como el de Cuba es recomendable al iniciar las observaciones ejecutarlas con la siguiente periodicidad:

1. Formaciones areno-arcillosas, una vez cada dos meses en período seco y cada 30 días en período húmedo.
2. Formaciones areno-arcillosas (valles y terrazas de ríos), cada 30 días período seco y cada 15 días período húmedo.
3. Formaciones de rocas agrietadas sin fuentes superficiales de alimentación, una vez cada dos meses en período seco y una vez cada 30 días en período húmedo.
4. Formaciones de rocas agrietadas con fuentes superficiales de alimentación y depósitos de calizas cavernas, una vez cada 30 días en período seco y cada 15 días en período húmedo.

La toma de muestras de agua para control de la calidad debe tomarse una vez cada dos meses tanto en período seco como húmedo.

Este ciclo de observaciones deberá mantenerse como mínimo dos años y en dependencia de los resultados obtenidos se determinará el ciclo definitivo.

Ahora bien, no siempre los datos obtenidos por observaciones sistemáticas, principalmente de los niveles, en una red de pozos aporta los elementos necesarios para el procesamiento y obtención de los datos requeridos, y sobre todo en las condiciones de Cuba, donde existen rocas de alta permeabilidad con área de desarrollo relativamente pequeña por la configuración de nuestro país alargado y estrecho, y también por la existencia de límites de drenaje a corta distancia unos de otros (ríos o zonas costeras); esto, acompañado por las condiciones climáticas y sobre todo por las características del régimen de precipitaciones atmosféricas, hacen que en ocasiones, en períodos relativamente cortos, ocurran amplias oscilaciones de los niveles que no sean detectados por las calas de observaciones sistemáticas con ciclos de varios días.

Por lo antes expuesto, es necesario fundamentar y establecer la red de puntos de observación de forma tal que por zonas con determinadas condiciones geológicas e hidrológicas, hidrogeológicas en el punto más representativo (generalmente el centro del área), deberá instalarse un limnógrafo, de forma tal que todas las observaciones que se relacionan en distintos espaciamientos de tiempo puedan ser relacionadas con los registros diarios que aporta el limnógrafo.

Las observaciones sistemáticas sobre el nivel de las aguas subterráneas y su quimismo deben ser ejecutadas en partes antes de realizar las investigaciones de búsqueda y prospección para la etapa de proyecto, tanto para objetivos de abasto de agua donde se requieren grandes volúmenes, como para la fundamentación de los proyectos de sistemas de riego y drenaje y mejoramiento de suelos; sobre todo para este último, donde los datos que aportan las observaciones durante varios años no pueden ser sustituidos por pronósticos analíticos por la serie de datos que aportan sobre profundidades, oscilaciones, dirección y comportamiento del quimismo de las aguas subterráneas en distintos períodos del año y para una serie de años, bajo la influencia de un régimen de lluvia de distintas probabilidades de ocurrencias.

Al igual que para la fundamentación de sistemas de riego y mejoramiento de suelo, las observaciones sistemáticas aportan datos de gran importancia para fundamentar las investigaciones con fines de evaluación de las reservas de explotación de territorios determinados, además de las oscilaciones de los niveles y quimismo, puede definirse mediante la construcción

de mapas de hidroisohipsas o hidroisopiezas y otros, así como la dirección del flujo subterráneo en distintos períodos del año y carácter de la relación hidráulica con fuentes superficiales en influencia de las mismas en el quimismo de las aguas subterráneas.

Para las evaluaciones de las reservas de explotación, tomando como base las observaciones del régimen de las aguas subterráneas, deberán considerarse los siguientes períodos de observaciones:

1. Categoría pronóstico 1 año
2. Categoría C2 2 años
3. Categoría C1 3 años
4. Categoría B 5 a 10 años
5. Categoría A 10 años o más

12.2. Control de las oscilaciones del nivel de las aguas subterráneas para determinar la potencia de cálculo del horizonte acuífero

El significado del estudio del régimen natural de las aguas subterráneas para determinar la potencia del horizonte acuífero en distintas condiciones hidrogeológicas es variable. El mismo tiene gran importancia cuando la amplitud de las oscilaciones del nivel comparado con la potencia del estrato acuífero representa más de un 10 % (potencia de período seco), sobre todo para los horizontes acuíferos de alta permeabilidad.

Las dimensiones de las oscilaciones del nivel de las aguas subterráneas en los límites de un tramo determinado dependen de una serie de factores, pero principalmente de la composición litológica de las rocas acuíferas de la zona de aereación, de la profundidad de yacencia de las aguas subterráneas y de la estructura geomorfológica del tramo. Las mayores amplitudes de las oscilaciones de los niveles ocurren generalmente con potencia de la zona de aereación mayor de 2-3 m, ya que a partir de estas profundidades la evaporación disminuye considerablemente y se mantiene el mismo volumen de alimentación para las mismas condiciones en relación con potencias de zonas de aereación menores.

La práctica ha demostrado que cuando la zona de aereación está formada por material arcilloso con potencia 10-12 m, la amplitud de oscilación

de los niveles generalmente es menor de 1 m. En zonas de aereación arenosas la amplitud de las oscilaciones de los niveles puede alcanzar 2-3 m, en rocas agrietadas hasta 5 m y en zonas con amplio desarrollo de carso hasta 10 m, en algunas ocasiones mayores en dependencia del gradiente hidráulico y distancias hasta los límites de drenaje.

De tal forma es de suma importancia tener definida la magnitud de las oscilaciones de los niveles en una serie de años para poder determinar cuándo se ejecutan las perforaciones de investigación y explotación, independientemente del período del año en que se realizan las mismas, y cuál es la potencia acuífera (sobre todo en acuífero freático) que mayor garantía ofrece para los cálculos de las reservas de explotación.

El estudio de régimen natural de las aguas subterráneas tiene una gran importancia sobre todo para la evaluación de las posibles variaciones del nivel en determinadas temporadas, y más aún para períodos de varios años, sobre todo para los siguientes casos:

1. En zonas cársicas, en las zonas de intercambio hídrico activo que se caracterizan por bruscos cambios del régimen y donde las amplitudes de las oscilaciones de los niveles pueden, en ocasiones, incluso superar la potencia mínima del horizonte acuífero.

2. En valles pequeños de ríos con pocas profundidades de yacencia de las aguas subterráneas y pequeñas potencias acuíferas, cuando las amplitudes de las oscilaciones de los niveles representan un por ciento considerable de la potencia acuífera, y sobre todo aquellos casos donde el gasto del río del 95 % de probabilidad corresponde al gasto de explotación de las aguas subterráneas.

3. En zonas de interfluvios con profundidades pequeñas de yacencia de las aguas subterráneas y pequeñas potencias acuíferas (menos de 15 m), en condiciones de reposición limitada, cuando las oscilaciones de los niveles por varios años de observación son comparables con la potencia del horizonte acuífero.

Por la definición de la potencia de cálculo es recomendable construir el gráfico de las amplitudes de oscilaciones de los niveles H en dependencia del factor que más influya en los mismos, precipitaciones atmosféricas (LL) o escurrimiento del o los ríos E (ver Figura 12.1)

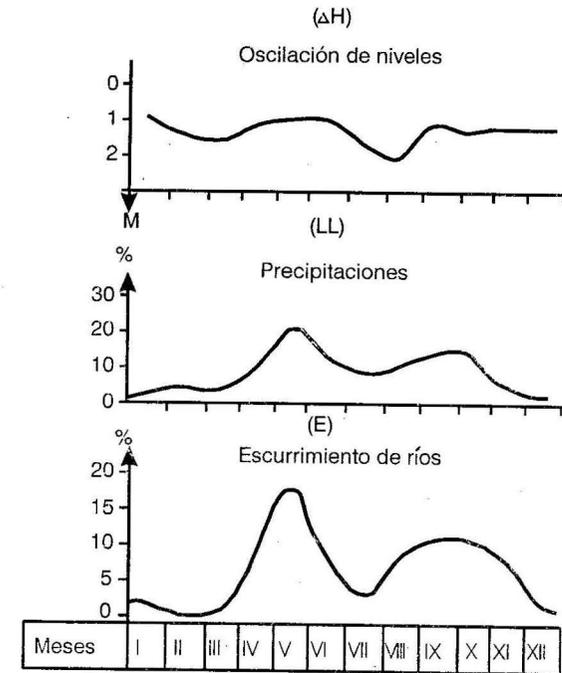


FIGURA 12.1. Gráfico $\Delta H = f(LL)$, b) Gráfico $\Delta H = f(E)$

Tanto para las precipitaciones atmosféricas como para el escurrimiento de los ríos se debe determinar el por ciento de probabilidad de ocurrencia, y sobre la base de los requisitos de la evaluación, seleccionar el valor de ΔH que debe considerarse en la determinación de la potencia acuífera para los cálculos.

12.3. Determinación del coeficiente de piezoconductividad o conductividad de nivel por datos de observación del nivel de las aguas subterráneas

La relación existente entre las oscilaciones del nivel de las aguas subterráneas con la presión atmosférica se determinó desde principios del siglo XVIII. Sobre este fenómeno se han ejecutado muchos trabajos; los principales son los ejecutados por C. Jacob (1840), D. Todd (1959),

V. P. Yakovlev (1959) y V. M. Shestakov (1965); sin embargo este fenómeno, hasta la actualidad, no se considera en la mayoría de las investigaciones hidrogeológicas que se ejecutan.

Como es conocido, con el aumento de la presión atmosférica el nivel del agua en las calas y pozos disminuye (desciende); los gastos de los manantiales también disminuyen, y con la disminución de la presión atmosférica, al contrario, los niveles y los gastos aumentan (ascienden).

Este fenómeno es más detectable en las aguas con presión; sin embargo en las aguas freáticas en invierno y sobre todo en verano después de las lluvias en la parte superior de la zona de aereación, se forma una saturación capilar que facilita la rápida transformación de los cambios de la presión atmosférica a las aguas subterráneas.

La relación de las variaciones de los niveles de las aguas subterráneas ΔH , provocada por los cambios de la presión atmosférica Pa , se denomina *efectividad barométrica B*, la cual se determina por la fórmula:

$$B = \frac{\Delta H}{\Delta Pa \gamma} \quad (12.1)$$

donde:

γ : Peso volumétrico del agua (para aguas dulces igual a 1g/cm^3).

Conociendo el coeficiente de filtración (K), la efectividad barométrica (B), el módulo de la compresión elástica del agua (E) que es igual a $22\,000\text{ kg/cm}^2$ y la porosidad (n) del acuífero, se puede determinar el coeficiente de piezoconductividad o el coeficiente de conductividad de nivel por la fórmula propuesta por N. N. Bindeman.

$$a = \frac{KBE}{n} \quad (12.2)$$

El coeficiente de conductividad de nivel en terrazas o valles de ríos, en los que existe relación hidráulica entre el acuífero y el río, puede determinarse por las oscilaciones de los niveles en una cala, observando los niveles en el río.

Este método presenta mayor efectividad por observaciones de los niveles en los períodos de ocurrencias de crecidas.

Con una cala de observación de los niveles, el tiempo de ascenso del nivel del río se divide en 8-10 intervalos; después se ejecuta el cálculo de la curva de depresión y se construye el gráfico de ascenso de los niveles en tiempo (t) correspondiente a los intervalos de cálculos en el eje de las ordenadas y en el eje de las abscisas con los intervalos de cálculos (ver Figura 12.2). El coeficiente de conductividad de nivel se calcula por la fórmula propuesta por N. N. Bindeman.

$$a = \frac{nx^2}{2N^2T} \quad (12.3)$$

donde:

- n : número de intervalos de tiempo para los que se ejecutan los cálculos;
- x : distancia desde la cala de observación de los niveles hasta el río;
- N : abscisas del punto en el gráfico, de la ordenada de ascenso de los niveles en el cual es igual al ascenso del nivel en la cala en tiempo t ;
- t : tiempo durante el cual ocurre el ascenso del nivel.

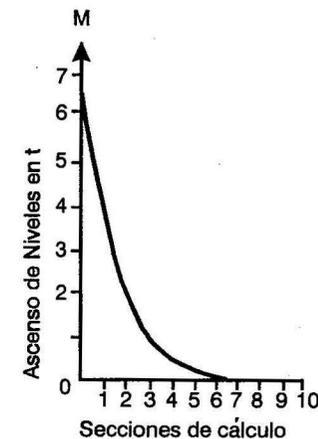


FIGURA 12.2. Curva del ascenso de los niveles de las aguas freáticas.

De forma análoga V. M. Shestakov propone el cálculo del coeficiente de conductividad de nivel con dos calas, conociendo la variación del nivel

del horizonte acuífero en la cala de observación principal (ΔH) y en la cala de observación secundaria (ΔH_0) en el tiempo t , por fórmula:

$$a = \frac{x^2}{4\lambda^2 t} \quad (12.4)$$

donde:

- x: distancia entre dos calas;
- λ : magnitud que se calcula de la Tabla 12.1.

TABLA 12.1

$\frac{\Delta H}{\Delta H_0}$	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,15	0,1
λ	0	0,055	0,115	0,18	0,26	0,35	0,44	0,57	0,71	0,82	0,95

ΔH : ascenso de los niveles en la cala de observación principal ubicada aguas abajo en relación con la dirección del flujo;

ΔH_0 : ascenso de los niveles en la cala secundaria ubicada aguas arriba en relación con la dirección del flujo.

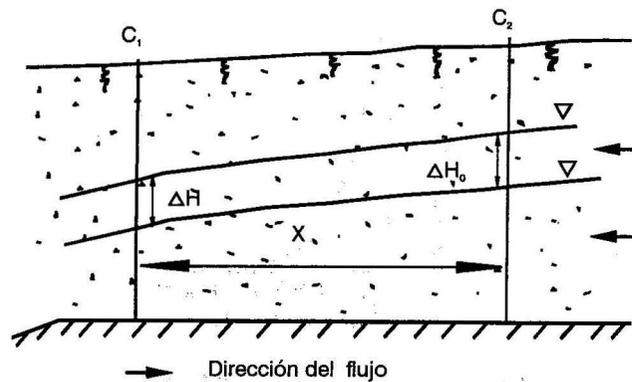


FIGURA 12.3. Esquema de ubicación de las calas de observación.

12.4. Determinación de la entrega de agua por observación de los niveles

La entrega de agua de las rocas en la zona de oscilación de los niveles de las aguas subterráneas puede ser determinada por la ecuación de G. N. Kamiensky con observaciones en tres calas. De tal forma, por ejemplo, durante el descenso de los niveles en tiempo, la entrega de agua de las rocas puede ser calculada para tres calas ubicadas a la misma distancia ΔX entre sí, por la fórmula:

$$\mu = \frac{K\Delta t}{2\Delta x^2(H_2 - H_2^1)} (h_1 + h_2)(H_1 - H_2) - (h_2 - h_3)(H_2 - H_3) \quad (12.5)$$

donde:

- h_1, h_2 y h_3 : potencia acuífera en la primera, segunda y tercera cala de observación (ver Figura 12.4);
- H_1, H_2 y H_3 : cargas hidráulicas del horizonte acuífero en la primera, segunda y tercera cala de observación.

H_2^1 : carga hidráulica en la cala central en tiempo t de descenso.

Cuando la distancia entre las calas es distinta los cálculos se ejecutan por la fórmula:

$$\mu = \frac{2K\Delta t}{\Delta H(l_{1-2} - l_{2-3})} \left(\frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}} \right) - \frac{h_2 + h_3}{2} \cdot \frac{H_2 - H_3}{l_{2-3}} \quad (12.6)$$

donde:

l_{1-2} y l_{2-3} : distancia entre la primera, segunda y tercera cala respectivamente (ver Figura 12.4);

H: descenso de los niveles en el tiempo Δ en la cala central.

Cuando el lecho impermeable es horizontal entonces:

$$\mu = \frac{2K\Delta t}{\Delta H(l_{1-2} - l_{2-3})} \left(\frac{h_1^2 + h_2^2}{2l_{1-2}} - \frac{h_2^2 + h_3^2}{2l_{2-3}} \right) \quad (12.6a)$$

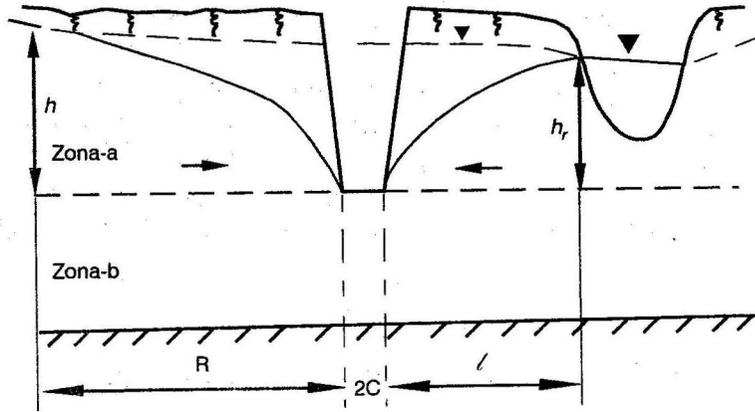


FIGURA 12.4. Esquema de cálculos de las fórmulas (12.5) y (12.6)

12.5. Determinación del grado de relación hidráulica de un horizonte acuífero con un río

El grado de relación de un horizonte acuífero con un río puede depender del grado de colmatación de los sedimentos que forman el cauce del río, lo que provoca una resistencia adicional a la infiltración de las aguas superficiales; también influyen otras causas como lo son la imperfección del corte del cauce y colmatación de las rocas acuíferas en la zona del cauce.

El análisis del régimen de trabajo de las tomas de agua demuestra que el nivel de las aguas subterráneas a menudo deja de tener relación con el río, incluso cuando las tomas de agua se encuentran próximas a este y trabajan con un gasto y abatimiento estabilizado, las causas de ello pueden ser varias. En la Figura 12.5 se demuestran tres de las causas principales:

- a) El nivel de las aguas subterráneas se desplaza del punto inicial, pero en la margen contraria no se observa abatimiento del nivel de las aguas.
- b) El nivel de las aguas subterráneas en la margen contraria presenta abatimiento, pero se mantiene relacionado con el cauce del río; permanece la alimentación a través de la infiltración por el cauce.
- c) El nivel de las aguas subterráneas desciende bajo el cauce del río, produciéndose un mayor abatimiento en la margen contraria; la alimentación desde el río se ejecuta en forma de gateo.

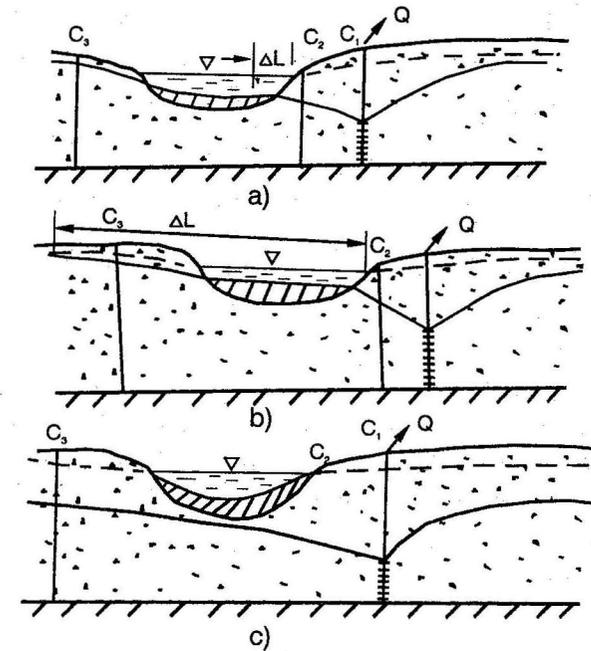


FIGURA 12.5. Esquemas de relación hidráulica entre acuíferos y ríos a) Buena relación; b) Mala relación; c) No existe relación.

En los dos primeros casos el cálculo de las reservas de explotación (gasto de explotación) pueden ejecutarse por las fórmulas tradicionales para tomas por infiltración, considerando la distancia hasta el río (L) más el desplazamiento del contacto del nivel de las aguas subterráneas con el río (ΔL).

En el tercer caso los cálculos deben ejecutarse considerando el esquema de estrato ilimitado.

En condiciones naturales la magnitud ΔL puede ser determinada por la fórmula de V. M. Shestakov, considerando dos calas de observación ubicadas una en cada margen del río a corta distancia de este, con orientación en forma normal al río en perfil coincidente con la dirección del flujo subterráneo.

$$\Delta L = \frac{H_1 - H_2}{H_3 - H_1} (x_3 - x_1) - x_1 \quad (12.7)$$

donde:

- H_1 : potencia acuífera (o columna de agua) en la cala de observación más próxima al río (c_1);
- H_2 : potencia acuífera, en el punto de relación de las aguas subterráneas con el río (c_2);
- H_3 : potencia acuífera en la cala más próxima al río en margen contraria (c_3);
- x_1 : distancia desde el río hasta la cala más próxima (c_1);
- x_2 : distancia desde el río hasta la cala más distante (c_3) (ver Figura 12.5).

En condiciones alteradas (por datos de aforo o por observaciones durante la explotación de pozos o calas) teniendo también dos calas de observación ubicadas cada una de ellas en ambas márgenes del río, los cálculos se ejecutan de acuerdo a la metodología de E. L. Minkin por tanteo de la magnitud con las fórmulas:

– Para aguas freáticas:

$$\frac{S_1(2H - S_1)}{S_2(2H - S_2)} = \frac{\lg \frac{2L_o}{r_o}}{\lg \frac{2(L_o - b)}{b}} = \alpha \quad (12.8)$$

– Para aguas con presión:

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{\lg \frac{2L_o}{r_o}}{\lg \frac{2(L_o - b)}{b}} = \alpha \quad (12.9)$$

donde:

- S_1 y S_2 : abatimiento en el pozo de bombeo y en la cala ubicada entre este y el río respectivamente;
- L_o : distancia desde el pozo en bombeo hasta el río;
- b : distancia desde la cala de observación hasta el pozo en bombeo;
- H : potencia acuífera antes del inicio del bombeo.

Asumiendo distintos valores de L_o en la parte derecha de la ecuación, se construye el gráfico de dependencia α de L_o (Figura 12.6). Después de lo cual sabiendo el valor de $\alpha = \frac{S_1}{S_2}$ o $\alpha = \frac{S_1(2H - S_1)}{S_2(2H - S_2)}$ por datos de aforo, del gráfico se toma el valor correspondiente a esta relación.

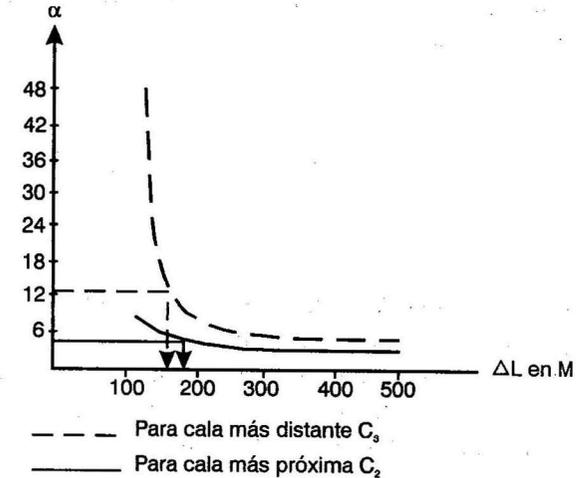


FIGURA 12.6. Gráfico de dependencia de la relación $\left(\frac{\lg \frac{2L_o}{r_o}}{\lg \frac{2(L_o - b)}{b}} \right)$ de los valores de (L_o).

Resultados más exactos pueden ser obtenidos con dos calas de observación por la relación:

$$\alpha = \left(\frac{\lg \frac{2(L_o - b_2)}{b_2}}{\lg \frac{2(L_o - b_3)}{b_3}} \right) \quad (12.10)$$

donde:

- b_2 y b_3 : distancia desde las calas de observación más próximas y más distantes respectivamente hasta el pozo en bombeo (ver Figura 12.5).

En caso de que como resultado de la explotación el abatimiento del nivel se observa en la margen contraria del río, en los cálculos es indispensable incluir los datos de la cala ubicada del otro lado del río, ya que la misma aporta datos más exactos sobre la relación del horizonte acuífero con el río.

Por propuesta de V. M. Shestakov la resistencia del cauce del río (ΔL) para régimen no estacionario de filtración que se desarrolla en períodos de crecidas se puede determinar por la fórmula:

$$\Delta L = \frac{\sqrt{at}}{\tau} - x \quad (12.11)$$

donde:

- a : coeficiente de conductividad del nivel del acuífero;
- t : tiempo que transcurre entre la observación del pico máximo de los niveles en el río y de los niveles en la cala de observación;
- x : distancia de la cala de observación hasta el cauce del río;
- τ : magnitud que se determina de la Tabla 12.2.

TABLA 12.1

$\frac{\Delta H}{\Delta H_r}$	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,65	0,7	0,8
τ	0,09	0,214	0,36	0,53	0,77	1,11	1,34	1,65	2,07

donde:

- ΔH : ascenso del nivel en la cala de observación;
- ΔH_r : ascenso del nivel en el río.

12.6. Evaluación de la alimentación natural de las aguas subterráneas por observaciones del régimen de los niveles

En gran número de casos los cálculos de la reposición estacional de las reservas de las aguas subterráneas se ejecutan por observaciones de los

niveles por períodos de uno o dos años, es decir sin, una debida fundamentación de la amplitud de las oscilaciones de los niveles.

Los métodos de la evaluación de las dimensiones de la alimentación de las aguas subterráneas para distintos tipos de régimen son distintos, considerando las distintas formas genéticas de formación del régimen de las aguas subterráneas, sobre todo el carácter y condiciones de la alimentación. Sobre todo esto es muy importante considerarlo en las evaluaciones de reservas de las aguas freáticas.

En condiciones de aguas freáticas los tipos de régimen más importantes son:

Régimen fluvial: Con él se define el régimen de las aguas subterráneas freáticas en las cuales las amplitudes de las oscilaciones de los niveles de las aguas subterráneas están relacionadas directamente con el régimen de oscilaciones del nivel en los ríos; al mismo tiempo que el ascenso de los niveles de las aguas subterráneas durante las crecidas ocurre en un área determinada a lo largo del río (ver Figura 12.7). En este caso la dimensión de la reposición de las reservas de las aguas freáticas en la unidad de longitud del flujo subterráneo durante las crecidas puede ser determinado por la fórmula:

$$Q = K \cdot \Delta hm \cdot I_m \cdot \Delta t \quad (12.12)$$

donde:

- K : coeficiente de filtración del acuífero;
- Δhm : amplitud media del ascenso del nivel del agua en el río o en cala de observación próxima al río;
- I_m : gradiente medio del flujo entre dos calas de observación;
- Δt : tiempo de crecida;
- x : distancia entre las calas de observación.

$$I_m = \frac{(h_1 + \Delta h_1) - (h_2 + \Delta h_2)}{x}$$

La fórmula (12.12) responde al esquema de cálculo según la Figura 12.7.

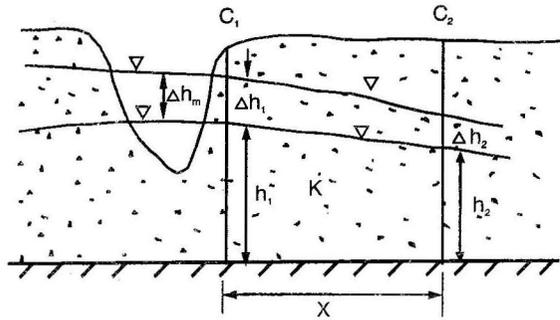


FIGURA 12.7. Esquema de cálculo de Q con dos calas de observación.

Régimen de terraza: Este régimen se caracteriza por ser relativamente estable, presentando pequeñas oscilaciones de los niveles por las condiciones específicas de alimentación, las cuales de acuerdo con la terminología de F. M. Bochevier se relacionan con el tipo de estrato en banda con cargas constantes. En tales condiciones el escurrimiento subterráneo desde las terrazas cambian muy poco.

La amplitud de las oscilaciones del nivel en régimen de terrazas es suficiente para objetivos prácticos, y puede ser determinada de acuerdo al método gráfico de N. N. Bindeman; es decir, por las etapas de descenso del nivel, cuando no existe alimentación (en períodos de estiaje cuando ocurren pocas lluvias) y el agua subterránea drena de forma natural, se determina el ritmo del descenso. Durante el ascenso de los niveles (durante el período húmedo) en cualquier magnitud de ΔZ (Figura 12.8) se supone que el ritmo de escurrimiento subterráneo prácticamente no varía. Por ello, continuando el descenso gráfico del nivel durante un tiempo de alimentación de las aguas subterráneas t , se determina el punto A, hasta el cual hubiese descendido el nivel de ausencia de alimentación.

Como resultado, la magnitud de cálculo de la amplitud del ascenso del nivel Δh se diferencia de la amplitud real observada ΔZ en una dimensión x , que en ocasiones alcanza valores considerables. De forma analógica se determinan amplitudes del ascenso del nivel para otros períodos de alimentación de las aguas subterráneas ($\Delta h_1, \Delta h_2, \dots, \Delta h_n$), después de lo cual las

dimensiones de la recuperación anual de los recursos de las aguas subterráneas se determinan por la fórmula:

$$Q = \sum (\Delta h_1, \Delta h_2, \Delta h_3) \mu F \quad (12.13)$$

donde:

- μ : insuficiencia de saturación de las rocas en la zona de aereación (entrega de agua);
- F : área del tramo analizado.

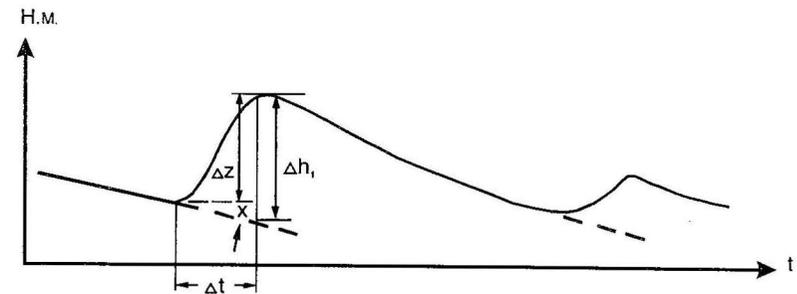


FIGURA 12.8. Esquema de cálculo para régimen de terraza.

Régimen de laderas: Este régimen se caracteriza por tener una débil relación con las precipitaciones atmosféricas, las cuales en un relieve fuertemente desarticulado en forma principal drenan por el escurrimiento superficial.

La alimentación de las aguas subterráneas con este régimen se origina principalmente por aguas subterráneas de tránsito desde los parteaguas y por la descarga de horizontes acuíferos confinados.

Como resultado, los ascensos y descensos de las aguas subterráneas con este régimen se relacionan con el régimen de zonas de interfluvios, aunque las oscilaciones se originan con cierto retraso.

El drenaje de las aguas subterráneas en las laderas se ejecuta en forma de manantiales o en forma de surgideros descubiertos en las partes altas de las terrazas; en ambos casos la formación del régimen de las aguas pueden ser esquematizadas en forma de estratos semilimitados con carga constante en las fronteras inferiores del estrato.

El afloramiento del horizonte acuífero en la superficie conlleva a que en condiciones de ausencia de alimentación se produce un abatimiento de los niveles subordinados a determinadas leyes, denominado *régimen independiente*, el cual corresponde a la ecuación de Boussinesco-Maye:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (12.14)$$

donde:

- Q : gasto del manantial en el momento de tiempo t a partir de la determinación de la alimentación del acuífero;
- Q_0 : gasto del manantial en el momento que culmina la alimentación;
- α : coeficiente de agotamiento;
- e : coeficiente ($e = 2,7183$).

Considerando, que entre la potencia del horizonte acuífero y el gasto de los manantiales existe una dependencia lineal, y también que las pendientes del flujo en el período de alimentación cambian considerablemente, por analogía con la ecuación (12.4) se pueden representar los datos relacionados con la potencia del horizonte acuífero, en correspondencia con los parámetros presentados en la Figura 12.9 de la fórmula siguiente:

$$H_{n+1} = \beta H_n e^{-\alpha(t_{n+1}-t_n)} \quad (12.15)$$

donde:

- H_{n+1} : magnitud de incremento de la potencia del horizonte acuífero en la zona de ubicación de la cala de observación, sobre el nivel de descarga en el tiempo $t_n + 1$;
- H_n : magnitud conocida de incremento de la potencia del horizonte acuífero durante un tiempo de observación de t_n ;
- β : coeficiente que considera el grado de relación del gasto y la potencia del horizonte acuífero.

Después de la determinación del coeficiente α el coeficiente β se determina fácilmente por la fórmula (12.15), y en los cálculos siguientes se considera constante.

El coeficiente α puede ser calculado en cualquier intervalo del gráfico (Figura 12.9) durante la ausencia de alimentación por la fórmula siguiente:

$$\alpha = \frac{\ln H_{n-1} - \ln H_n}{t_n - t_{n-1}} \quad (12.16)$$

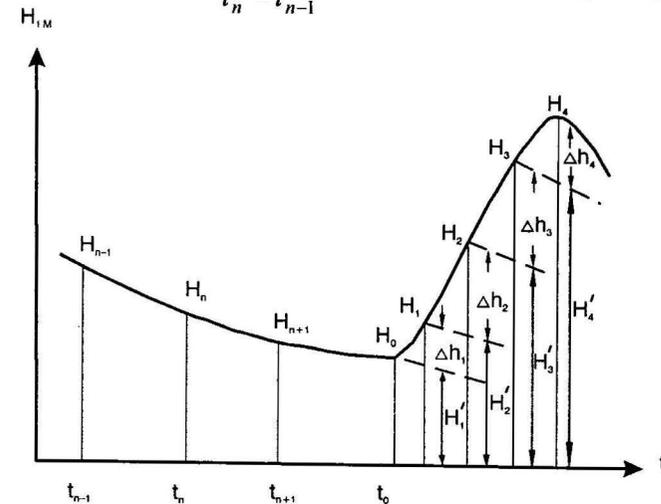


FIGURA 12.9. Esquema para cálculo de la alimentación de las aguas subterráneas (en m) con un régimen del tipo de laderas.

Para determinar las dimensiones de la alimentación de las aguas freáticas, por datos de calas, representativas del régimen de laderas, es necesario dividir el tiempo en intervalos iguales (desde la posición mínima del nivel hasta el punto máximo).

Sin embargo para objetivo freático es suficiente tener cuatro intervalos de tiempo (t_1, t_2, t_3, t_4) y calcular para cada uno de estos intervalos de tiempo la amplitud del ascenso del nivel ($\Delta h_1, \Delta h_2, \Delta h_3, \Delta h_4$) (ver Figura 12.9).

El cálculo se ejecuta de la forma siguiente:

– Intervalo $t_1 - t_0$

$$\Delta h_1 = H_1 - H'_1$$

H_1 : se coge del esquema 12.9

$$H_1' = H_0 e^{-\alpha(t_1 - t_0)}$$

$$\Delta h_2 = H_2 - H_2'$$

H_2 : se recoge del esquema 12.9

$$H_2' = H_1 e^{-\alpha(t_2 - t_0)}$$

y así sucesivamente hasta el cálculo de Δh_4 .

La alimentación total de las aguas freáticas W durante todo el período de alimentación Δt puede ser determinada en la unidad de área por la fórmula:

$$W \cdot \Delta t = (\Delta h_1 + \Delta h_2 + \Delta h_3 + \Delta h_4) \mu \quad (12.17)$$

donde:

μ : entrega de agua de las rocas.

Régimen de interfluvio: Este régimen se encuentra caracterizado por una estrecha relación de la oscilación de los niveles de las aguas subterráneas con las precipitaciones atmosféricas.

Las condiciones de formación del régimen de las aguas freáticas en los interfluvios pueden ser esquematizadas como de un «estrato ilimitado». Con una alimentación de las aguas subterráneas de forma regular, el ascenso de los niveles ocurre de forma paralela a su nivel inicial (en condición litológica relativamente homogénea) (ver Figura 12.10 a); por consiguiente, los gradientes de la superficie de las aguas freáticas en el momento de ascenso de los niveles prácticamente no varían. Considerando también que las propiedades de filtración del horizonte acuífero en este momento tampoco varían, resulta que las magnitudes del flujo subterráneo pueden ser considerados en dependencia proporcional a los cambios que presenta la potencia del horizonte acuífero y depende solamente de ella.

En relación con lo antes expresado, después de calculadas las dimensiones del flujo subterráneo durante la ausencia de alimentación como $\frac{h_1 - h_2}{\Delta t_1}$ con una potencia $\frac{h_1 + h_2}{2} = h_m$ para un período determinado (ver Figura 12.10), pueden ser calculadas las variaciones de las dimensiones del flujo para cualquier ubicación del nivel de las aguas freáticas.

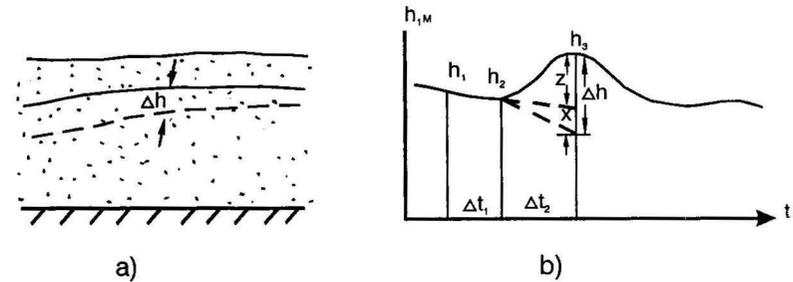


FIGURA 12.10. Esquema de cálculo de las dimensiones de la alimentación de las aguas freáticas (en m) en un régimen de interfluvio.

La amplitud de la oscilación de los niveles de las aguas freáticas h para el régimen de interfluvio puede ser determinado en correspondencia con la Figura 12.10 b, donde:

$$\Delta h = Z + X \quad \text{de donde:}$$

$$X = \frac{(h_1 - h_2)(h_3 + h_2)\Delta t_2}{(h_1 + h_2)\Delta t_1} \quad (12.17)$$

12.7. Evaluaciones de la garantía de alimentación de las aguas freáticas a largo plazo

Con la determinación de la amplitud de las oscilaciones del nivel por uno de los métodos analizados en el epígrafe anterior, la misma todavía no debe ser tomada como fundamentación de la reposición natural de las reservas de las aguas subterráneas. Las amplitudes observadas, en las cuales pueden estar presentes algunas casuales, no caracterizan los medios anuales y mucho menos las amplitudes del 95 % de garantía. Por eso, al igual que durante la determinación de la garantía en tiempo de la potencia acuífera del horizonte, es necesario ejecutar un análisis de las amplitudes de oscilaciones de los niveles durante una serie prolongada de años. Con este fin, es nece-

sario determinar los principales factores que influyen en el régimen de las aguas subterráneas, de los cuales depende la dimensión de las amplitudes de las oscilaciones de los niveles, definir con estos factores las dependencias correlacionales (gráficas analíticas) y luego, teniendo un período prolongado de observaciones de estos factores, definir series cortas de observación de las oscilaciones de los niveles.

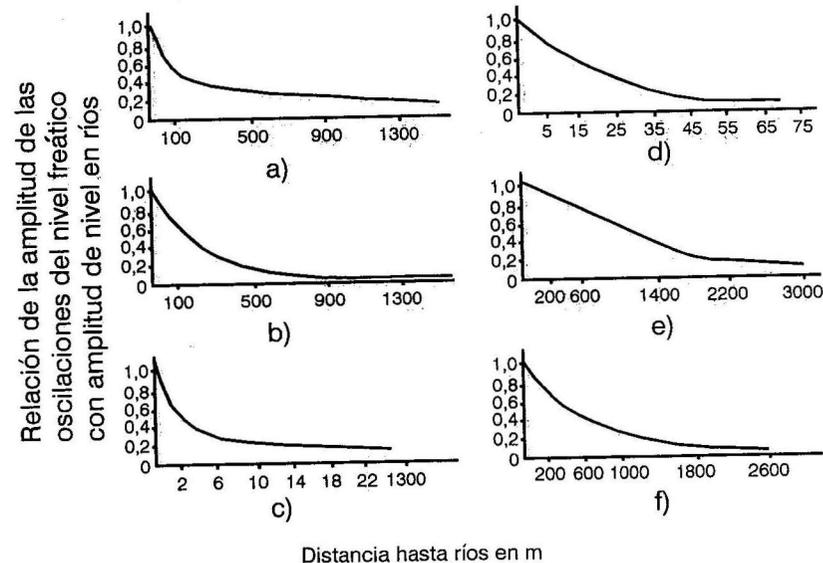
Para la mayoría de los casos los principales factores de formación del régimen de las aguas subterráneas que determinan las amplitudes de las oscilaciones de los niveles, lo representa el régimen de las aguas superficiales y de las precipitaciones atmosféricas; por eso para la prolongación de las series de observaciones deben ser tomadas dos dependencias principales:

1. Entre la amplitud de las oscilaciones de los niveles de las aguas superficiales y de las aguas subterráneas.
2. Entre la suma de las precipitaciones atmosféricas y amplitud de la oscilación de los niveles de las aguas subterráneas.

La primera dependencia puede ser utilizada solamente para régimen de las aguas superficiales (régimen en zonas relacionadas con ríos); de tal forma, las amplitudes de las oscilaciones de los niveles de las aguas subterráneas a mayor distancia de los ríos serán menores, y su relación y grado de las amplitudes estarán en dependencia de la litología de las rocas que relacionen al acuífero con los ríos.

En la Figura 12.11 se exponen algunos ejemplos del comportamiento de la correlación entre las amplitudes de las oscilaciones de los niveles de las aguas subterráneas con la distancia hasta los ríos, en dependencia de la litología existente.

Conociendo las amplitudes de las oscilaciones de los niveles de las aguas freáticas y superficiales por observaciones con no menos de dos años, se puede confeccionar una serie prolongada de datos sobre las amplitudes de las oscilaciones de los niveles por una serie conocida de datos en calas o pozos de observaciones conjuntamente con datos de niveles de las aguas superficiales en un punto hidrométrico próximo. Cuando el factor principal que influye en el régimen de las aguas subterráneas está representado por las precipitaciones atmosféricas, la amplitud de la oscilación de los niveles se determina, principalmente, por la diferencia entre el máximo de la temporada húmeda y el mínimo de la temporada de estiaje.



a) en arcillas arenosas, b) en arenas arcillosas, c) en arenas con gravas, d) en gravas, e) en arenas, f) en calizas agrietadas.

FIGURA 12.11. Gráficas de dependencia de las amplitudes de las oscilaciones del nivel de las aguas subterráneas con la distancia hasta los ríos. a. Acuífero formado por arcillas arenosas; b. Acuífero formado por arenas; c. Acuífero formados por arenas y gravas; d. Acuífero formado por grava y guijarros; e. Acuífero formado por calizas agrietadas.

La construcción del gráfico de dependencia del ascenso de los niveles de la magnitud de las precipitaciones atmosféricas demuestra la existencia de una dependencia lineal en forma de línea recta (Figura 12.12 a) o parabólica (Figura 12.12 b).

Se define, inicialmente, por datos de observaciones concretas del régimen de niveles de las aguas subterráneas la dependencia de las amplitudes de las oscilaciones de los niveles (en m) de la suma de las precipitaciones (en mm), para la cual es necesario como mínimo tres años de observacio-

nes. Después de esto, conociendo la cantidad de precipitaciones atmosféricas ocurridas en años anteriores, cuando no existían observaciones del régimen de las aguas subterráneas se puede coger directamente el gráfico construido para la dependencia de la amplitud de las oscilaciones de los niveles de las precipitaciones (por el período de observaciones) y las magnitudes de las amplitudes correspondientes a los años anteriores a las observaciones. De tal forma fundamentado en estas dependencias se puede establecer una serie prolongada de amplitudes de las oscilaciones de los niveles de las aguas freáticas para el tramo o cuenca que se investiga, la cual podrá ser precisada de forma estadística.

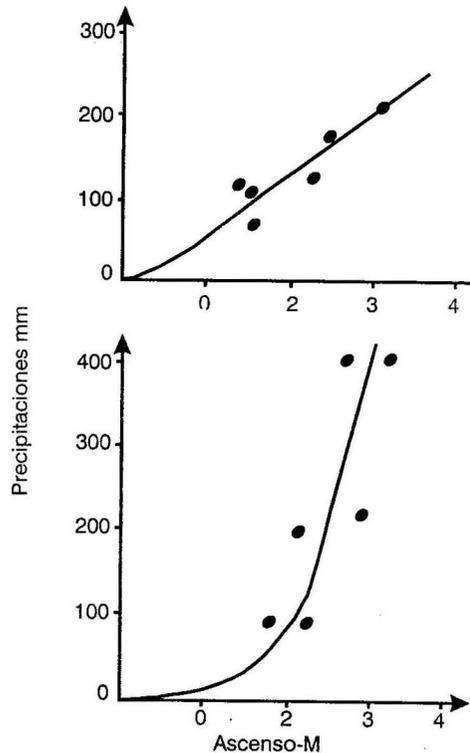


FIGURA 12.12. Gráfico de dependencia de la magnitud de ascenso de los niveles de las aguas freáticas de la magnitud de las precipitaciones atmosféricas. a. Dependencia lineal en la línea recta. b. Dependencia lineal-parabólica.

Los resultados que se obtengan en las observaciones sistemáticas sobre potencia del horizonte acuífero y amplitudes de las oscilaciones de niveles de las aguas freáticas permiten seleccionar para los cálculos los parámetros reales, fundamentados en un análisis estadístico de los mismos.

Particularmente, basado en los datos obtenidos, y en dependencia del esquema de cálculo seleccionado para los cálculos de las reservas de las aguas subterráneas, es necesario:

1. La potencia y amplitud de las oscilaciones medias para una serie larga de años de observación.
2. La potencia y amplitud de oscilación del nivel para distintas probabilidades de garantía.
3. Los intervalos de las desviaciones máximas posibles de las magnitudes de los niveles de las aguas subterráneas en relación con los valores medios.

Para la construcción del gráfico de garantía (Figura 12.13), en el eje de las ordenadas se colocan los valores de la potencia, amplitudes de las oscilaciones o cualquier otro parámetro de cálculo; en el eje de las abscisas el por ciento de garantía. Posteriormente se determinan cada uno de los valores en por ciento, tomando como el 100 % la suma de todos los valores, luego de sumados los valores del parámetro de cálculo, de mayor a menor (en por cientos) esta suma se coloca en el gráfico.

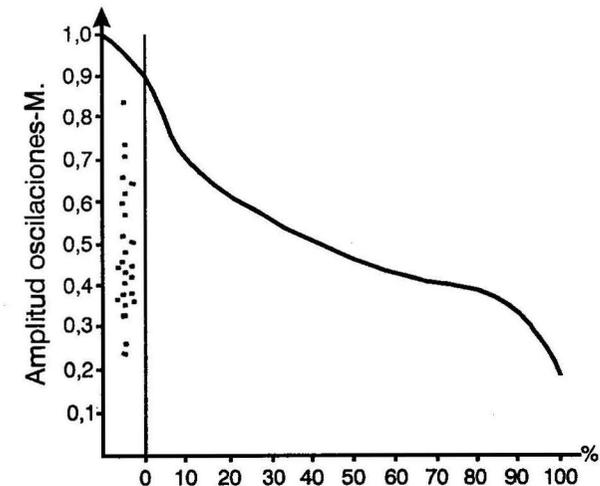


FIGURA 12.13. Ejemplo de gráfico de garantía de la amplitud de las oscilaciones de niveles de aguas subterráneas.

12.8. Observaciones sistemáticas del régimen de las aguas subterráneas en investigaciones para mejoramiento de suelos

Las observaciones hidrológicas dentro de los sistemas de riego y drenaje es racional establecerlas en el estrato superior de las aguas freáticas, ya que el mismo juega un papel muy activo en los procesos que se desarrollan en el suelo.

Las observaciones hidrogeológicas se ejecutan de forma regional y aportan datos necesarios para el análisis del régimen de las aguas subterráneas y la influencia en el estado de los suelos durante el proceso de riego, y además permite prever las medidas necesarias para el mejoramiento de los suelos.

En las calas de la red que se programe se ejecuta todo un complejo de observaciones destinadas al control de la yacencia de los niveles de quimismo de las aguas subterráneas y temperatura de las mismas. La red de observaciones se define por un proyecto fundamentado en el análisis de la hidrogeología, relieve del terreno, condiciones de los suelos y características de los sistemas de riego y drenaje, y existencia de ríos u otras fuentes de aguas superficiales. Durante la confección del proyecto de la red se utilizan materiales de levantamiento detallados hidrogeológicos y de suelos. También presentan gran importancia la estructura geológica y composición litológica de la zona de aereación y acuífero superior, la definición de existencia de aguas artesianas (con presión) y su relación con las aguas freáticas, la profundidad de yacencia y mineralización de estas últimas, el conocimiento de los tipos de suelos existentes, su salinidad y propiedad hidrofísica.

En el proyecto de la red es imprescindible considerar la ubicación de la red de riego y colectores de drenaje. El proyecto de la red de observaciones se ejecuta en escala 1:5 000 a 1:25 000 en dependencia de la complejidad de las condiciones hidrogeológicas y de suelos. La ubicación de las calas de observaciones en dependencia de la complejidad del territorio es de 1-2 calas cada 100 ha. Es posible que existan condiciones que requieran una red más densa, lo cual se definirá por el resultado de las investigaciones detalladas en las que se fundamentará el proyecto.

Los objetivos fundamentales de la red de observaciones son los siguientes:

1. Estudio de la relación de las aguas freáticas con los canales de riego y drenaje, así como en el área bajo riego.

2. Control de las condiciones meliorativas del terreno bajo riego.
3. Definición de la influencia de las aguas superficiales (de riego, ríos, presas, etc.) sobre el régimen de las aguas subterráneas.
4. Control, detallamiento y pronóstico del régimen de las aguas subterráneas a mediano y largo plazo.

Características de la red de observaciones

Las calas que forman la red deben tener amarre topográfico en planta y perfil.

Los perfiles que forman las calas de observación deberán representar secciones transversales y longitudinales a la dirección del flujo de las aguas subterráneas.

Debajo de los filtros, en la columna, se instalará un metro de camisas del mismo material de los filtros que servirá de sedimentador.

El espacio entre los filtros y la roca se rellenará con gravas de 2-8 mm de diámetro (desde el límite superior de los filtros hasta el fondo de la cala). El espacio entre las camisas instaladas sobre los filtros y la pared de la cala se rellena con arcilla compactada o cemento para impedir la penetración de las aguas superficiales o de riego al acuífero de forma directa.

Para definir la influencia de los canales, ríos y presas sobre el régimen de las aguas subterráneas en la red, debe preverse la ubicación de las calas de observación en perfiles normales a la ubicación de los mismos, para lo que se recomiendan las siguientes distancias en cada perfil desde estas fuentes superficiales: 5, 50, 100, 400, 700 y 1 200 m, las restantes cada 1 000 m. Estas distancias deben confirmarse en dependencia de las características del relieve, la geología, suelo y características de riego.

Las observaciones en las calas de la red deben ejecutarse con los siguientes ciclos (etapa inicial de control):

1. Mediciones de los niveles dos veces al mes en períodos sin riego, con riego en el centro del período y al finalizar el mismo.
2. Mediciones de temperaturas conjuntamente con las mediciones del nivel.
3. Toma de muestras de agua para análisis químicos antes de iniciar el ciclo de riego, al finalizar el mismo y en el centro del período entre final e inicio de cada ciclo de riego (no menos de tres veces al año).

La toma de muestra de agua se ejecutará después de ser extraído de la cala un volumen de agua igual a 2-3 veces el volumen almacenado dentro de la cala.

Las calas en las que se tomarán las muestras para el análisis químico se definirán sobre la base de las condiciones hidrogeológicas y de suelo existentes en cada caso en específico. Para poder correlacionar los datos que se obtengan de las observaciones hidrogeológicas con otros factores que influyen en el comportamiento de los suelos, deberá definirse paralelo con la red hidrogeológica una red de control de calidad de los suelos, para lo cual los puntos de muestreo de suelo deberán coincidir con la ubicación de las calas destinadas a muestreo químico y la toma de muestras de suelo deberá coincidir con las tomas de muestra de agua subterránea. Conjuntamente con la red hidrogeológica y de los suelos deberá establecerse una red de observaciones hidrogeológicas que incluya: pluviómetros, estaciones hidrométricas con medidas de gastos y niveles en los canales magistrales y ríos, con amarre topográfico, además deberá contar con evaporímetros y lisímetros.

Todo este complejo de trabajo y observaciones permitirá emplear los datos necesarios en el balance hídrico-salino del territorio de estudio y prever las medidas necesarias en los casos que requieren ejecutar proyectos para mejoramiento de suelos.

Al concluir el 1er ciclo de observaciones (3-5 años), en dependencia de los datos obtenidos, podrá definirse el proyecto de red definitiva, la cual podrá ser con un menor número de calas o una mayor densificación de la existente, con la cual se podrá:

1. Controlar los pronósticos efectuados.
2. Detallar las características del régimen de las aguas subterráneas y su influencia sobre la condición del suelo.
3. Definir y optimizar las medidas necesarias para el mejoramiento de suelos.

Capítulo 13

BREVE INTRODUCCIÓN AL MODELAJE Y SUS PARTICULARIDADES DURANTE LA EVALUACIÓN DE LAS RESERVAS DE EXPLOTACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

13.1. Modelaje y particularidades

El modelaje se emplea desde hace algunas décadas en los cálculos hidrogeológicos en las investigaciones de la filtración en zonas de construcciones hidrotécnicas y del ascenso de los niveles provocados por embalses.

En la actualidad los métodos de modelaje cuentan con una mayor aplicación en la práctica durante resoluciones de distintos problemas hidrogeológicos. En la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas el modelaje comenzó a emplearse en la década del sesenta.

La supremacía de los métodos de modelaje sobre los métodos analíticos en las evaluaciones de las reservas de explotación de las aguas subterráneas es evidente cuando estas se desarrollan en condiciones hidrogeológicas complejas, cuando con la ayuda de los métodos analíticos no es posible dar solución a la evaluación, considerando los distintos factores y fenómenos que intervienen en la formación de las reservas y estructura del acuífero.

Los métodos analíticos requieren de una simplificación significativa en el análisis de los problemas; se caracterizan los límites del acuífero, su composición heterogénea a menudo se sustituye por homogénea, las condiciones de alimentación se consideran invariables en tiempo o variables por leyes naturales, las rocas poco permeables a menudo se consideran impermeables y en ocasiones las rocas de alta permeabilidad se consideran como límites de alimentación. Tales cambios responden a la necesidad de simplificar los esquemas de filtración.

La simplificación de las condiciones naturales a menudo se ejecutan para obtener mayor garantía en los cálculos; sin embargo, esta garantía no siempre se logra con la utilización de los métodos analíticos.

En relación con esta garantía, el modelaje ofrece la oportunidad de considerar todo o la mayoría de los factores que influyen en la formación de las reservas de explotación, así como la estructura interna del acuífero y sus propiedades y condiciones variables de alimentación.

Es conocido que la fundamentación de los pronósticos hidrogeológicos se determina por el grado de veracidad de los parámetros y también en correspondencia con las condiciones de límites naturales.

En la actualidad los parámetros hidrogeológicos se determinan frecuentemente, como un primer método, por los datos de insuficientes trabajos experimentales de filtración, ejecutándose en tramos aislados y territorio circundante; como un segundo método por regresión, utilizando datos de aforos prolongados de grupos experimentales de explotación. El primer método tiene gran significado durante la modelación de las condiciones hidrogeológicas de grandes territorios sobre la base de la generalización de los materiales geológicos e hidrogeológicos, obtenidos por trabajos de perforación y experimentales de filtración, de análisis de obras de toma existentes, etc. Todos estos materiales se procesan mediante métodos analíticos y también por modelación de tramos aislados con el objetivo de determinar los distintos parámetros hidrogeológicos. Por resultados obtenidos se generalizan en el territorio, considerando la estructura litológico-facial de los acuíferos y también las particularidades estructurales e hidrogeológicas del territorio. La experiencia ha demostrado que el método caracterizado ofrece resultados positivos en territorios con un alto grado de estudio.

El segundo método es utilizable en tramos donde las condiciones de límites presentan diferencias litológicas, tienen un suficiente grado de estudio las condiciones regionales y el número de incógnitas es pequeño.

Basado en datos de aforos experimentales y de explotación suficientemente largos, se realiza una selección de parámetros y evaluación de los mismos por mapas de hidroisopiezas o hidroisohipsas se ejecuta en distintos períodos de tiempo. Cuando existe un número grande de parámetros es sumamente difícil, y la solución del problema es prácticamente indeterminada. Después de definir los parámetros a utilizar se construye el esquema con la ubicación de las obras de toma y se hace el pronóstico del desarrollo

de la difusión con gastos determinados de las tomas; en estos casos es posible ejecutar la modelación utilizando distintas variantes de ubicación de las tomas en el territorio y hallar las condiciones óptimas de su trabajo.

En condiciones hidrogeológicas complejas, durante la esquematización de las condiciones geológicas en caso necesario, se pueden dar distintas variantes de condiciones límites y tomar como variante definitiva aquella que presente mayor garantía en los cálculos. Utilizando el modelaje se tiene la posibilidad de pronosticar el desplazamiento del contorno de las aguas no condicionales (salinas o contaminadas), y la calidad del agua que se extrae durante la explotación de las tomas en condiciones hidrogeológicas complejas, para lo cual los métodos analíticos son prácticamente inutilizables.

El modelaje puede utilizarse con éxito en el proceso de exploración preliminar y detallada con el objetivo de definir los trabajos de explotación más racionales. Esto se logra debido a que utilizando en el modelaje los datos existentes de la exploración se puede evaluar la influencia de las características hidrogeológicas sobre el trabajo de las tomas de agua, y de tal forma dar solución en grado satisfactorio al problema planteado.

Por los datos de una exploración preliminar se puede obtener:

1. El estudio de las leyes de cambio de las condiciones de filtración de las rocas, mediante la construcción en esta etapa de mapa preliminar de transmisividad.
2. Definir el grado de influencia de las dislocaciones tectónicas y su significado hidrogeológico (fallas de drenaje, contactos impermeables, etc.) para el pronóstico.
3. Estudios de forma preliminar y cuantitativa del vertimiento de un horizonte acuífero hacia otro en condiciones naturales, después de lo cual, llevando al programa estas condiciones y teniendo los parámetros del horizonte principal, determinar los parámetros del horizonte aislante.
4. Confirmar la metódica de ejecución y elaboración de los datos de aforos prolongados experimentales y de explotación que se proyectan en la etapa de investigaciones detalladas.

Los materiales que se obtienen permiten dar una fundamentación al número y ubicación de los pozos, distancia hasta los límites del horizonte, zonas tectónicas, etc. El completamiento de la investigación y su efecto económico en la solución de los problemas planteados aumenta si se utilizan conjuntamente modelos análogos y computadoras electrónicas.

En la actualidad la modelación se divide en dos tipos:

1. Física
2. Matemática

En el modelaje físico se conserva la naturaleza física del proceso estudiado, pero en correspondencia con la escala de trabajo varían las dimensiones geométricas del área de estudio, magnitudes de las cargas, velocidades de filtración, etc.

En el modelaje matemático los procesos físicos no se ejecutan, sino que se utilizan procesos análogos que representan el mismo sistema de ecuaciones diferenciales que se aplica a los procesos físicos; para ello se realizan resoluciones numéricas de las ecuaciones diferenciales para determinadas condiciones de límites finales e iniciales.

Tales modelos lo representan las computadoras que se utilizan ampliamente en la confección de distintos pronósticos, incluyendo la evaluación de las reservas de las aguas subterráneas; para ello generalmente las tareas de análisis se llevan a bidimensionales en planta, ya que en la mayoría de los casos la componente vertical del flujo se puede despreciar, debido a que la potencia del horizonte acuífero es incomparablemente menor que su longitud.

La solución de las ecuaciones diferenciales del movimiento de las aguas subterráneas con modelaje exige el conocimiento de determinados datos, en los cuales se incluyen:

1. Dimensiones geométricas de la zona de filtración o de la forma exterior e interna de los contornos del horizonte.
2. Parámetro físico del horizonte y del agua.
3. Condiciones de límite, es decir, las leyes de cambio de las cargas o de los gastos en los límites del flujo.

Para ello se diferencian las siguientes condiciones:

1. Condiciones límites de primer grado que representan las leyes de las variaciones de cargas en los límites del horizonte (nivel de las aguas en los ríos, lagos, etc.).

$$H_{(x_0; y_0)} = f(t) \quad (13.1)$$

donde:

$x_0; y_0$: Coordenadas de los límites.

2. Condiciones límites de segundo grado, que representan las leyes de variación de los gastos en los límites del horizonte.

$$Q_{(x_0; y_0)} = Kh \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{(x_0; y_0)} \quad (13.2)$$

En casos particulares el gasto puede ser igual a cero cuando se tienen límites impermeables.

$$Q_{(x_0; y_0)} = Kh \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{(x_0; y_0)} = 0 \quad (13.3)$$

o con gasto constante en tiempo (condiciones en los pozos de explotación).

$$Q_p = 2\pi Km \frac{\partial H}{\partial r} \Big|_{r=2p} = \text{const} \quad (13.4)$$

3. Condiciones límites de tercer grado es la combinación lineal de las condiciones de primero y segundo grado.

Las condiciones iniciales en este caso caracterizan la distribución de cargas en el horizonte, es decir, antes del inicio del trabajo de las tomas de agua.

$$H|_{t=0} = f(x; y) \quad (13.5)$$

Capítulo 14

PRINCIPALES MÉTODOS DE INVESTIGACIONES HIDROGEOLÓGICAS

La práctica hidrogeológica se apoya en toda una gama de resultados obtenidos por diversos métodos de investigación, programados y ejecutados con fines hidrogeológicos.

Dentro de los métodos más utilizados en la práctica hidrogeológica podemos citar los siguientes:

Perforación de calas y pozos, métodos geofísicos, métodos hidroquímicos, investigaciones paleohidrogeológicas, fotogeología, etc.

En esta ocasión analizaremos los métodos de perforación y de geofísica, que son los de mayor importancia en las investigaciones hidrogeológicas.

14.1. Perforación de calas y pozos

El método más importante y seguro de las investigaciones hidrogeológicas es la perforación de calas y pozos, conjuntamente con su apoyo hidrogeológico (aforos, vertimientos, inyecciones, etc.).

En el proceso de perforación, ensayo y documentación de las calas y pozos se asegura la obtención de la información necesaria sobre las condiciones geólogo-hidrogeológicas del área de estudio, de los yacimientos de aguas subterráneas, sus particularidades, condiciones de almacenamiento y su posible aprovechamiento en la economía nacional.

El volumen y la eficacia de la información hidrogeológica que se obtiene durante la perforación y el ensayo de las calas y pozos depende en gran grado de la elección correcta y programación del método de perforación y construcción de las calas y pozos hidrogeológicos, la calidad de la documentación hidrogeológica de los trabajos de perforación y muestreo, el buen

aislamiento de los horizontes acuíferos, la perforación técnica de los pozos y calas para las pruebas que en los mismos se programen y otros factores geológicos.

Las exigencias en cuanto a los métodos de perforación y las construcciones de las calas y pozos hidrogeológicos dependen en gran medida de la finalidad de los mismos, las particularidades geólogo-hidrogeológicas de la región que se estudia y las condiciones técnico-económicas de la perforación en sí. Generalmente las exigencias de perforación deben garantizar la obtención del volumen necesario de información hidrogeológica, según sus objetivos finales, con los gastos mínimos necesarios de trabajo, tiempo y recursos económicos y materiales.

- **Categoría de las calas y pozos hidrogeológicos**

En correspondencia con los objetivos finales se definen a continuación las principales categorías de calas y pozos hidrogeológicos.

1. De búsqueda.
2. De exploración.
3. De laboreo de exploración.
4. De observación.
5. Explotación.

Para ejecutar las tareas hidrogeológicas en el proceso de búsqueda y exploración de las aguas subterráneas se utilizan, preferentemente, las calas y pozos de las cuatro primeras categorías. Las calas y pozos de explotación sirven para extraer las aguas subterráneas, evacuarlas, reponerlas y otros fines.

Las calas y pozos de búsqueda se perforan en la etapa de prospección y en el proceso de los trabajos de búsqueda y levantamiento; sirven para el estudio de las condiciones geólogo-hidrogeológicas generales, descubrir los horizontes y complejos acuíferos, observarlos y realizar en ellos ensayos cuantitativos y cualitativos preliminares (muestreos, aforos de prueba, etc.).

Los pozos de exploración se perforan en el proceso de perforación de las áreas perspectivas de los yacimientos de aguas subterráneas, para un estudio hidrogeológico más detallado y definir las condiciones de almacenamiento o aprovechamiento en la economía nacional. En las calas y pozos de exploración se efectúa un complejo de investigaciones hidrogeológicas (aforos experimentales y experimentales de explotación, vertimientos de agua, in-

yecciones, obtención de muestras de rocas, de agua, observaciones de caudales, termométricas, geofísicas, etc.).

Las calas y aforos de laboreo de explotación se perforan en el proceso de los trabajos de prospección, y después de realizar en ellos todo un complejo de investigaciones hidrogeológicas, los mismos pueden ser utilizados en el proceso de explotación. Por ello está claro que las construcciones de estas calas y pozos deben asegurar su explotación normal, duradera e ininterrumpida.

Los pozos de observación pueden perforarse en cualesquiera de las etapas de los trabajos de búsqueda y exploración y utilizarse según su objetivo final, bien para observar el régimen de las aguas subterráneas en el período de su exploración y explotación o para observar las variaciones de los índices de las aguas subterráneas (nivel, composición química, temperatura, etc.), y también en el proceso de ejecución de los trabajos experimentales (aforos, vertimientos, inyecciones, etc.).

En el proceso de ejecución de los trabajos de búsqueda, exploración y durante la explotación de las aguas subterráneas, puede surgir la necesidad de utilizar los pozos de búsqueda como pozos de exploración y los de búsqueda y exploración como pozos de observación, etc. La posibilidad de este paso de las calas y pozos de una categoría a otra ha de ser prevista al realizarse el programa y proyecto de los trabajos de exploración. Este enfoque puede elevar sustancialmente la eficacia geológica y económica de los trabajos de perforación.

• Métodos de perforación de calas y pozos hidrogeológicos

Los métodos de perforación se seleccionan sobre la base de las condiciones geólogo-hidrogeológicas locales, los objetivos de las investigaciones, la profundidad y el diámetro de las calas y pozos diseñados y de otros factores.

En los últimos años en la actividad hidrogeológica se utilizan los siguientes métodos de perforación:

- Rotativo con lavado directo.
- Rotativo con lavado inverso.
- De percusión con cable.
- Combinado.

Para la perforación de calas y pozos hidrogeológicos son preferibles los métodos rotativos y los métodos de percusión con cable y combinados.

El método rotativo con lavado directo es conveniente al perforar pozos o calas hidrogeológicas en condiciones geólogo-hidrogeológicas bien estudiadas, cuando en el corte no existen horizontes acuíferos de baja presión y poco caudal con estratificaciones de pequeñas potencias. En el proceso de perforación de los intervalos sometidos a muestreo, para la obtención de testigos es conveniente utilizar tubos portatestigos. Para reducir las consecuencias de la colmatación de los horizontes acuíferos es conveniente emplear la colocación de filtros, evitando su sellaje con arcilla; para ello se ejecuta su limpieza utilizando el *air-lift*, hidromonitores o equipos de percusión. La colmatación de los filtros puede producirse al aplicar en el proceso de perforación lavado con agua o con lodos. El método rotativo de perforación con lavado asegura el avance rápido de perforación y una construcción simple, así como logros de altos índices técnico-económicos de estos trabajos.

La perforación rotativa con lavado inverso se recomienda en sondeos de laboreo de exploración y de explotación hasta 300 m de profundidad y con un diámetro hasta un metro, en rocas friables (sin cantos rodados), con una profundidad de yacencia de las aguas subterráneas superior a tres metros.

El método de percusión con cable debe utilizarse para perforar en condiciones geólogo-hidrogeológicas con frecuente estratificación de los horizontes acuíferos freáticos o de baja presión, hasta profundidades de 100-150 m, tanto en rocas duras como en depósitos de arenas cantos rodados, etc., pudiéndose iniciar las perforaciones con grandes diámetros (hasta un metro). Este método asegura una alta calidad de ensayo y captación de los horizontes acuíferos, no requiere transportación de grandes volúmenes de agua para perforar, aunque presenta baja velocidad de perforación y un alto consumo de tuberías para encamisado de las calas y pozos.

El método combinado (rotativo-percusión) se recomienda para perforar en condiciones geólogo-hidrogeológicas poco estudiadas, con frecuente estratificación de los horizontes acuíferos de baja presión o freáticos. La parte superior del perfil, hasta el nivel del agua subterránea, se perfora por el método rotativo, y las rocas acuíferas por el método de percusión con cable. Tal combinación asegura el avance relativamente rápido de la perforación y presenta resultados satisfactorios y alta calidad en el proceso de ensayo de los horizontes acuíferos.

Considerando las condiciones y tecnología existentes en Cuba para la perforación, a continuación relacionamos los equipos de perforación más recomendables para los distintos métodos.

Perforación por el método rotativo: URB-3 AM; URB-UPM; UVB-600 (soviético).

Perforación de percusión con cable: UKS 22 M; UKS-30 M (soviéticas); Schot = Dubón (españolas) Taíno (cubanas).

Perforación combinada (rotativo-percusión); U.G.B-50 A; U.G.B-50 M; URB-2A; 1 BA-15 K (soviéticos).

Las construcciones de las calas y pozos hidrogeológicos se determinan por su objetivo final, el diámetro final, la profundidad, el método de perforación, el carácter del corte geológico, el método de muestreo y otros factores.

Las construcciones de las calas y pozos hidrogeológicos de diversas categorías han de responder a determinadas exigencias; las mismas deben garantizar lo siguiente:

- Ejecución eficaz de los trabajos de perforación y descubrimiento de los horizontes acuíferos.
- El ensayo cualitativo de todos los horizontes acuíferos que se estudian, así como su aislamiento de los necesarios.
- La instalación de los equipos necesarios para los aforos, equipos de mediciones, trabajos geofísicos, etc.
- La calidad y garantía de las observaciones y otros trabajos hidrogeológicos.
- La protección de los horizontes acuíferos contra la contaminación.
- La seguridad y estabilidad de las condiciones de las calas y pozos para su utilización de acuerdo a la finalidad de los mismos.
- La posibilidad de recuperar los tubos de revestimiento y filtros para su uso reiterado.

La profundidad de las calas y pozos hidrogeológicos se determina por la posición del horizonte acuífero que se estudia en el corte, su potencia y profundidad necesaria y su penetración. Los horizontes de poca potencia (10-20 m), como regla general, se perforan por completo. La profundidad de perforación y grado de penetración en los horizontes acuíferos de grandes potencias debe ser suficiente para esclarecer toda la litología y asegurar el aforo proyectado y la explotación de los mismos, considerando las posibles oscilaciones del nivel en el proceso de explotación. Si se prevé la ejecución de aforos con *air-lift*, deberán tomarse en consideración el tipo y parámetros para su óptimo funcionamiento. Al argumentarse la construcción de

los pozos hidrogeológicos, es factor decisivo la elección de sus diámetros para la futura explotación.

El diámetro de explotación del pozo debe ser suficiente para instalar los equipos de bombeo destinados al ensayo y la explotación; se recomienda un diámetro 50-100 mm mayor que el cuerpo de bomba (diámetro interior del pozo o de los filtros).

En el tramo acuífero, según el grado de estabilidad de las rocas, deberán instalarse o no filtros.

Los filtros deberán asegurar las condiciones para el flujo de agua, evitar su obstrucción con partículas arenosas o arcillosas, deberán ser duraderos y económicos. Los filtros más usados actualmente en el país, en pozos de explotación, son los de tuberías ranuradas y filtros de armazón de varillas (o cabillas) metálicas, ambos con relleno de grava o sin relleno, en dependencia de la litología del acuífero. Buena efectividad presentan para la explotación los filtros de varillas metálicas con enrollado de alambre; en las calas y pozos de observaciones se utiliza filtros plástico (tuberías plásticas ranuradas).

La elección del filtro, su estructura, dimensiones y otros índices se realiza conforme a las instrucciones y recomendaciones al efecto. El largo de la parte activa del filtro (l_o) en los estratos acuíferos poco potentes (hasta 10-15 m) se adapta según las condiciones de penetración; en el mismo generalmente los filtros se instalan en toda la potencia acuífera dejando sin filtro la parte superior del acuífero que será desecada en el proceso de explotación.

En la mayoría de los casos la parte superior del acuífero se deja sin filtros en una longitud de 2-5 m bajo el nivel del agua.

En los horizontes de mayor potencia, el largo del filtro se determina a partir de las condiciones de aseguramiento del gasto proyectado del pozo de forma aproximada por la siguiente dependencia.

$$l_o = \frac{\alpha Q}{d} \quad (14.1)$$

donde:

- Q : gasto de bombeo, m^3/h ;
- d : diámetro exterior del filtro, mm ;
- α : coeficiente para rocas muy permeables, 30.

Por la experiencia hidrogeológica el largo del filtro puede tomarse en base a la siguiente expresión:

$$\frac{l_0}{m} = 0,5 - 0,8$$

donde:

l_0 : largo del filtro, m;
 m : potencia acuífera, m.

Para instalar correctamente el filtro en el pozo, el diámetro del pozo debe ser 50-100 mm, mayor que el diámetro exterior del filtro, y al ejecutar la construcción de pozos con filtros de relleno de gravas es preciso considerar el espesor del relleno.

La composición de ese relleno y diámetro de las gravas se determina en función de la composición granulométrica de las rocas acuíferas. Para rocas friables el diámetro de las gravas del relleno del filtro deberá ser:

$$d_g = d_{50} (8 \text{ a } 12) \quad (14.2)$$

donde:

d_g : diámetro de las gravas del filtro; mm;
 d_{50} : diámetro de las partículas que forman el 50 % o más de los elementos acuíferos.

14.2. Investigaciones geofísicas

La eficacia geológica y económica de las investigaciones aumenta en sumo grado al combinar de manera argumentada y racional los distintos tipos de investigaciones con métodos de perforación, geofísica, hidroquímica, etc.; al sustituir los tipos de investigaciones más costosos y prolongados por métodos más económicos y de menor duración de ejecución, sin reducir o reduciendo dentro de los límites admisibles, la evidencia de los resultados obtenidos al asegurar el control recíproco de los resultados alcanzados en las investigaciones por medio de diversos métodos, así como las condiciones de interpolación y extrapolación de los tipos de investigaciones que se realizan en distintos puntos del territorio sometido a estudio. La

necesidad de combinar diversos tipos de investigaciones se determina, además, por la gran amplitud y especificidad de los problemas que es necesario resolver para estudiar hidrológicamente los yacimientos de las aguas subterráneas.

Los métodos geofísicos adquieren cada día mayor importancia en la solución de los problemas hidrogeológicos más diversos; prácticamente en todas las etapas de investigación hidrogeológica, su bajo costo, la presencia de equipos de alta exactitud, la sencillez y la operatividad de las investigaciones. La posibilidad de aumentar el poder resolutivo y el grado de evidencia a expensas de la combinación de diversos métodos geofísicos con otros métodos y otros factores determinan las amplias perspectivas y la alta eficacia económica de aplicación de dichos métodos en las investigaciones hidrogeológicas. Una de las principales condiciones determinantes de la eficacia de las investigaciones hidrogeológicas, sobre todo en la etapa de los trabajos de búsqueda y levantamiento, es la realización anticipada de los trabajos geofísicos. Esto nos da la posibilidad de corregir anticipadamente y programar de un modo más orientado los principales tipos de investigaciones (perforación de búsqueda, exploración y ensayos de pozos). No obstante, esto no excluye la posibilidad y la necesidad de efectuar algunos trabajos geofísicos a un mismo tiempo o posterior a otras investigaciones.

En respuesta a las condiciones de aplicación en la hidrogeología, se distinguen las investigaciones geofísicas de superficie, así como las calas y pozos. Las investigaciones geofísicas de superficie (exploración eléctrica, sísmica, magnética, gravimétrica, etc.), se realizan principalmente en planta y se usan, como regla, en los trabajos de búsqueda y levantamiento para estudiar las condiciones hidrogeológicas desde la superficie de la tierra.

Las investigaciones geofísicas de pozos prácticamente se efectúan en todas las etapas de estudio de las aguas subterráneas, pero predominan en las etapas de exploración preliminar y exploración detallada, y consisten ante todo, en realizar diversos tipos de trabajos de perfiles. Se utilizan para estudios y estimar cuantitativamente el corte de las calas y pozos, suministrar a las investigaciones geofísicas de superficie la base para materializar geológicamente los resultados obtenidos, así como los valores paramétricos de las propiedades físicas de las rocas. A su vez, las investigaciones geofísicas de superficie aseguran la extrapolación argumentada de los índices hidrogeológicos obtenidos como resultado del perfilaje en los pozos.

• **Métodos geofísicos de superficie:** Los más difundidos en la práctica hidrogeológica son los métodos de exploración eléctrica, basados en el estudio de los campos electromagnéticos alternos continuos naturales y artificiales. Entre los numerosos métodos de exploración eléctrica, los más eficaces para solucionar los problemas hidrogeológicos son los basados en el estudio de los campos eléctricos continuos: sondeo eléctrico vertical (SEV), perfilaje eléctrico (PE) y método de polarización inducida (PI).

Los métodos de SEV y PE permiten con la determinación de la resistencia aparente del medio rocoso, juzgar acerca de la composición litológico-petrográfica de las rocas, su humedad, magnitud de mineralización de las aguas subterráneas, propiedades físico-acuíferas de las rocas, grado de agrietamiento, etc.; la interpretación cuantitativa de los datos del SEV y el PE se efectuará mediante familias de curvas teóricamente calculadas, dependencias y las correlaciones entre los parámetros geofísicos medidos y los parámetros hidrogeológicos determinados y por medio de otras soluciones.

Los problemas hidrogeológicos fundamentales para cuya solución es conveniente el uso del SEV y el PE son:

- El estudio de la profundidad de yacencia del techo de los distintos estratos formados por rocas impermeables o acuíferos.
- La determinación de la profundidad de yacencia y la potencia de los horizontes de distintas rocas integrantes del corte geológico, incluidas las rocas acuíferas e impermeables.
- La confección de mapas y el estudio de las dislocaciones tectónicas y las zonas acuíferas de elevado agrietamiento.
- El estudio de las particularidades litológicas de las rocas del corte.
- La determinación de la mineralización de las aguas subterráneas y la salinidad de los suelos y las rocas.
- Los límites entre sectores de estructuras geológicas.
- La definición de los horizontes de rocas impermeables o acuíferas entre las formaciones de cubierta.
- La determinación de la profundidad de difusión del agrietamiento y la potencia de la corteza de meteorización.

El método de PE es conveniente utilizarlo para solucionar los siguientes problemas:

- Estudiar la profundidad de yacencia y potencia de los horizontes acuíferos e impermeables.

- Determinar la mineralización de las aguas subterráneas y la salinidad de las rocas de la zona de aereación.

- Estudiar la permeabilidad del primer horizonte acuífero respecto a la superficie y argumentar la extrapolación de los datos de los trabajos experimentales de filtración.

- Determinar las particularidades litológicas de las rocas y la división litológica del corte de los depósitos areno-arcillosos, sobre todo en condiciones de mineralización elevada de las aguas subterráneas. La profundidad de aplicación del método de PE es hasta unos 100 m.

Existen otros métodos de exploración eléctrica usados en las investigaciones hidrogeológicas; entre ellos se destacan:

- **El método de campo eléctrico natural (CEN)** que permite determinar los lugares de absorción y de fuga de las aguas en los fondos de los embalses, establecimiento de las zonas de infiltración de las precipitaciones atmosféricas de descarga de las aguas subterráneas en los sedimentos friables, determinación de la dirección y la velocidad de filtración de las aguas subterráneas.

- **El método de cuerpo cargado (CC)** que permite determinar la dirección y la velocidad de las aguas subterráneas.

- **El método de sondeo electro-magnético de frecuencia (SEMF).**

- **El método de radiocomparación (RC).** En estos dos últimos métodos los problemas que se pueden resolver son análogos a los que se resuelven mediante el CEV.

La exploración sísmica (ES) proporciona los datos más exactos sobre la posición de los límites de las rocas de distinta composición; por ello son de amplia aplicación en el estudio de las particularidades estructurales de los territorios, la subdivisión del corte, la determinación de las zonas de dislocación tectónica y de agrietamiento, la determinación de la profundidad de yacencia de las aguas subterráneas y las propiedades físico-mecánicas generales de las rocas. En la solución de los problemas hidrogeológicos, el principal método sísmico es el método de correlación de las ondas refractadas (COR).

La exploración gravimétrica (EG) se usa generalmente para resolver los problemas siguientes:

- División de los territorios en regiones hidrogeológicas y la realización de los mapas de las estructuras plegadas.

- Estudio de la composición litologo-petrográfica y la densidad de las rocas.
- Estudio de la morfología del techo de las rocas cristalinas que forman los fundamentos de las cuencas artesianas y profundidades de su yacencia.
- Determinación de las zonas cársicas, los valles fluviales sepultados y las zonas de agrietamiento elevado.
- Estudios de las particularidades estructurales de las áreas formadas por sedimentos carbonatados.

La exploración magnética, generalmente se utiliza para solucionar los problemas siguientes:

- Estudio de las estructuras geólogo-tectónicas de las áreas cubiertas por depósitos sedimentarios jóvenes.
- Determinación de la potencia de los depósitos de las cubiertas de plataformas y la profundidad de yacencia del fundamento cristalino y composición de las rocas del mismo.
- Determinación de las dislocaciones tectónicas, las fallas de descenso, los diques, filones y otros elementos estructurales.
- Estudio de las direcciones del agrietamiento y las manifestaciones cársicas.

En el proceso de los trabajos hidrogeológicos y geofísicos de superficie, muchas veces se aplica la radiometría que permite registrar las aureolas de dispersión de los elementos radioactivos en las rocas; los métodos radiométricos de exploración (levantamiento de gamma y de emanación) ayudan a determinar las dislocaciones tectónicas bajo la cubierta de las formaciones no consolidadas, a observar los límites de difusión de las rocas de distinta composición litologo-petrográfica, así como a determinar la radioactividad de las aguas subterráneas, su dirección y velocidad de filtración. Los métodos geofísicos de superficie en las investigaciones hidrogeológicas se desarrollan eficazmente, en los últimos años, la aplicación de radiaciones nucleares para estudiar las propiedades acuíferas y físicas de las rocas (en particular de las sedimentarias); gran desarrollo presentan también las mediciones geotérmicas desde la superficie (y en pozos) basados en el estudio de las anomalías del campo térmico de la tierra. Las mediciones geotérmicas proporcionan la información sobre el flujo térmico, así como de las rocas y su estructura a través de las cuales pasa ese flujo. Frecuentemente la misión de las investigaciones geotérmicas consiste en la exploración de las

aguas termales, con lo cual se determinan las vías de ascenso de las mismas, su dirección y sus yacimientos subterráneos. Estas investigaciones también se realizan con el fin de determinar las dislocaciones tectónicas acuíferas, estudiar los procesos de formación del carso y otras cuestiones.

Métodos geofísicos de pozos: Estos métodos de investigación geofísica (perfilaje) son una parte indispensable de las investigaciones hidrogeológicas, y deben efectuarse en todas o al menos en la mayoría de las calas y pozos que se perforen.

Estos métodos se basan en el estudio de los mismos campos físicos que en los métodos de superficie, considerando la influencia de diversos procesos y factores artificiales que se manifiestan o que pueden provocarse en el proceso de perforación.

El mayor desarrollo y utilidad en la práctica hidrogeológica lo representan los métodos de perfilaje eléctrico de resistencia aparente (RA), de resistencia potencial (RP), de sondeo en perfiles lateral (SPL), de resistometría (PR) y de perfilaje radioactivo (perfilaje gamma PG) perfilaje gamma neutrónico (PGN), perfilaje de método de isótopos (MI) y perfilaje gamma-gamma (PGG), también el de perfilaje térmico y de medición del flujo. En la práctica hidrogeológica todos estos métodos se conocen más usualmente como métodos de carotaje de pozos.

La aplicación de la geofísica de pozos sirve para el estudio de la estructura geológica de los cortes y su dimensión de acuerdo a sus particularidades litológicas se realiza utilizando los cortes típicos de perfilaje, construido preliminarmente sobre la base del análisis conjuntamente con los diagramas de perfilaje y el testigo tomado en el proceso de perforación. Para este fin, lo más racional es la combinación del complejo de métodos de RA, RP y PR. Complementariamente se utilizan los métodos PGG y PGN, sobre todo para estudiar las cortes de rocas antiguas; el método de RP es muy eficaz también al estudiar los cortes de rocas friables.

La localización de los estratos y zonas saturadas y permeables, determinando su potencia efectiva, se ejecuta utilizando diversos conjuntos de métodos según el estado del pozo. Al perforar la cala o pozo usando lodo para el lavado, se utilizan los métodos de perfilaje eléctrico con dos sondas, el microsondeo, el perfilaje radioactivo y el método de medición repetida de RP.

La evaluación de las propiedades de almacenamiento y filtrado de las rocas acuíferas es el problema más complicado; su determinación se ejecu-

ta por métodos empíricos por correlación de los resultados de los datos geofísicos (resistividad eléctrica, radioactividad natural o inducida, etc.) y los parámetros hidrogeológicos (porosidad general y efectiva, agrietamiento, coeficiente y velocidad de filtración); esto resulta ser válido sólo para las regiones donde tales relaciones han sido establecidas.

Para determinar la dirección y velocidad de filtración de las aguas subterráneas, se usa el método de cuerpo cargado o indicadores.

Para determinar las propiedades de filtración de las rocas saturadas, en cuya perforación se empleó lavado con agua, son convenientes los métodos de resistometría y de medición del gasto del flujo que tienen argumentación teórica y no requieren la determinación de las dependencias de correlación; este método tiene amplia aplicación en la determinación de las propiedades de filtración.

La determinación de la mineralización de las aguas subterráneas se ejecuta con gran efectividad mediante la aplicación de SPL y RA con errores posibles hasta de un 25 %; también es de amplia aplicación en este caso el método de RP; conjugando estos tres métodos pueden obtenerse resultados con un grado de error no mayor de 10-15 %.

ANEXO 1. Propiedades de filtración de las principales rocas acuíferas

1	2	3	4	5	6	7
Grupo	Características de la permeabilidad	Principales tipos de rocas	Coefficiente de permeabilidad (Darcy)	Coefficientes de filtración (m/día)	Agrietamiento, porosidad %	Principales leyes de las condiciones de filtración
I	Muy alta	1. Cantos rodados y gravas sin relleno 2. Bloques de guijeros sin relleno 3. Rocas muy carsificadas 4. Rocas neovolcánicas preferentemente basaltos, andesita-basaltos y andesitas	500 - 5 000	25 - 3 500	25 - 35	Permeabilidad en área relativamente constante Permeabilidad muy variable y disminuye en profundidad Permeabilidad relativamente constante en área y perfil Permeabilidad muy variable, alcanza el máximo en zonas de drenaje y también en zonas de fallas jóvenes, disminuye muy rápido en profundidad y algunas rocas anisotrópicas en la filtración

ANEXO 1 (continuación)

1	2	3	4	5	6	7
II	Alta	1. Cantos rodados y gravas con rellenos de arena, arenas gruesas	20 - 100	15 - 70	25 - 35	Permeabilidad variable, a menudo aparecen estratificaciones y anisotropías en la filtración Idéntico al caso anterior Permeabilidad muy variable y disminuye en profundidad Idéntico al grupo I tipo 4
		2. Arenas sin relleno	10 - 80	7 - 55	25 - 35	
		3. Rocas carsificadas (calizas y dolomita)	10 - 100	7 - 70	1 - 8	
		4. Rocas magmáticas agrietadas, tobas y esquistos cristalinos	10 - 50	7 - 35	0,5 - 2	
III	Media	1. Cantos rodados y gravas con relleno de arena fina y medias	1-10	0,7-7	25 - 30	Permeabilidad variable, en los sedimentos estratificados están presentes anisotropías de filtración
		2. Arenas finas y medias	1-10	0,7-7	25 - 40	
		3. Rocas porosas, cementadas (areniscas, gravelitas, conglomerados)	1-10	0,7-7	0,20	Permeabilidad, a menudo, relativamente constante, en algunos casos anisotropías de la filtración

ANEXO 1 (continuación)

1	2	3	4	5	6	7
IV	Baja	4. Rocas poco carsificadas y con paleocarso	1 - 10	0,7 - 7	0,5 - 1	Permeabilidad muy variable sobre todo en rocas con paleocarso Idéntico al grupo I tipo 4
		5. Rocas intrusivas y metamórficas con intensidad media de agrietamiento	1 - 10	0,7 - 7	0,2 - 7	
		6. Rocas agrietadas y con bloques cementados	1 - 10	0,7 - 7	0,2 - 2,0	Permeabilidad variable disminuye en profundidad, en rocas estratificadas con anisotropía de filtración
		1. Arenas muy finas limosas y arcillosas, areno-arcillosas, ligeras	0,1 - 1	0,07 - 0,7	25 - 40	
		2. Rocas porosas cementadas (aleurolitas, areniscas y otras)	0,1 - 1	0,07 - 0,7	5 - 20	Idéntico al grupo III tipo 3
		3. Rocas magmáticas metamórficas y sedimentarias débilmente agrietadas	0,1 - 1	0,07 - 0,7	0,1 - 1,0	Permeabilidad variable, en profundidades pequeñas disminuye casi hasta cero

ANEXO 1 (continuación)

1	2	3	4	5	6	7
		4. Antrasitas y carbón mineral	0,1 - 1	0,07 - 0,07	0,1 - 1,0	Permeabilidad con pequeñas anisotropías en la filtración
		5. Turbas débilmente descompuestas	0,1 - 1	0,07 - 0,7	50 - 70	Presentan un alto almacenamiento de humedad, se observan altos gradientes iniciales
		6. Limo y arcilla arenolimoso	0,1	0,007 - 0,07	25 - 50	Permeabilidad, a menudo, relativamente constante, rocas con microporosidad y anisotropía en la filtración
V	Muy baja	1. Arcilla arenosa, arena arcillosa	0,01 - 0,1	0,007 - 0,07	25 - 30	Permeabilidad puede ser relativamente constante en toda el área
		2. Esquistos arenos-arcilloso-clorítico, combustibles y otras filitas	0,01 - 0,1	0,007 - 0,07	2 - 4	Permeabilidad en profundidad disminuye rápidamente, casi hasta cero, presenta anisotropía de filtración
		3. Rocas compactas cementadas con bloques y pequeña porosidad (aleurolitas y esquistos arenosos)	0,01 - 0,1	0,007 - 0,07	8 - 10	Idéntico al caso grupo III tipo 3

ANEXO 1 (continuación)

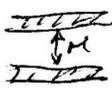
1	2	3	4	5	6	7
		4. Rocas muy poco agrietadas	0,01 - 0,1	0,007 - 0,07	0,01 - 0,1	Permeabilidad disminuye, casi hasta cero, en muy poca profundidad.
		5. Turba bien descompuesta	0,01 - 0,1	0,007 - 0,07	> 100	Capacidad de almacenamiento de humedad muy alta con altos gradientes iniciales
VI	Próximo a cero (Impermeable relativo)	1. Arcillas, arcillas margosas argilitas, arcillas arenosas pesadas	< 0,01	< 0,05	15 - 45	Permeabilidad a menudo variable en dirección normal al buzamiento
		2. Yeso, anhidrita que yacen bajo la zona superior de agrietamiento	≈ 0	≈ 0	≈ 0	Permeabilidad tiende a cero como consecuencia del sellaje de las grietas y otras cavidades bajo presiones geostáticas o tectónicas.
		3. Distintas rocas que yacen bajo la zona superior del agrietamiento.	< 0,01	< 0,005	< 0,01	Idéntico al grupo V tipo 4.

ANEXO 1 (continuación)

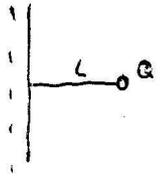
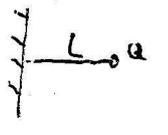
1	2	3	4	5	6	7
II	Alta	1. Cantos rodados y gravas con rellenos de arena, arenas gruesas	20 - 100	15 - 70	25 - 35	Premeabilidad variable, a menudo aparecen estratificaciones y anisotropías en la filtración Idéntico al caso anterior Permeabilidad muy variable y disminuye en profundidad Idéntico al grupo I tipo 4
		2. Arenas sin relleno	10 - 80	7 - 55	25 - 35	
		3. Rocas carsificadas (calizas y dolomita)	10 - 100	7 - 70	1 - 8	
		4. Rocas magmáticas agrietadas, tobas y esquistos cristalinos	10 - 50	7 - 35	0,5 - 2	
III	Media	1. Cantos rodados y gravas con relleno de arena fina y medias	1-10	0,7-7	25 - 30	Permeabilidad variable, en los sedimentos estratificados están presentes anisotropías de filtración — Permeabilidad, a menudo, relativamente constante, en algunos casos anisotropías de la filtración
		2. Arenas finas y medias	1-10	0,7-7	25 - 40	
		3. Rocas porosas, cementadas (areniscas, gravelitas, conglomerados)	1-10	0,7-7	0,20	

ANEXO 2

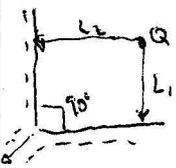
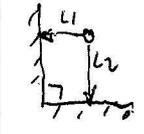
Esquemas de cálculos y fórmulas para la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidrodinámico

Esquemas de cálculo	DEPENDENCIAS DE CÁLCULO		Observaciones
	Acuíferos artesianos (con presión)	Acuíferos freáticos (sin presión)	
I. HORIZONTES ACUÍFEROS HOMOGÉNEOS ILIMITADOS			
1) Aislado 	1) $S = \frac{Q}{4\pi T} E_i \left(-\frac{r^2}{4at} \right)$ 2) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2,25 at}{r^2}$	3) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R}{r}}$ $R = 1,5 \sqrt{at}$	2) para: $\frac{r^2}{4at} \leq 0,05$
2) No aislado 	1) $S = \frac{Q}{4\pi T} H(u, \gamma)$ $\mu = \frac{r^2}{4at} \quad \gamma = \frac{1}{4} r \frac{K_i}{T} \sqrt{\frac{a}{a_i}}$	2) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{2\pi K} H(u, \gamma)}$	1) Se considera que el techo y el lecho del acuífero son elimitados. El acuífero se alimenta principalmente de las reservas elásticas de los estratos aledaños

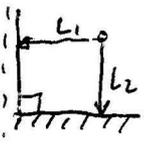
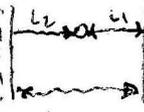
ANEXO 2 (continuación)

II. HORIZONTES ACUÍFEROS SEMILIMITADOS			
<p>1) Con un límite de alimentación</p> 	<p>1) $S = \frac{Q}{4\pi T} \left[E_i \left(-\frac{r^2}{4at} \right) - E_i \left(-\frac{L^2}{at} \right) \right]$</p> <p>2) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2L}{r}$</p>	<p>3) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{2L}{r}}$</p> <p>4) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \left(\ln \frac{\lambda}{2\pi r} + \frac{\pi 2L}{\lambda} \right)}$</p> <p>$\lambda$ - distancia entre pozos</p>	<p>2), 3) para:</p> $\frac{L^2}{at} \leq 0,05$ <p>3) Para sistemas de gran pozo en área circular</p> <p>4) Para batería lineal de pozos</p>
<p>2) Con límite impermeable</p> 	<p>1) $S = -\frac{Q}{4\pi T} \left[E_i \left(-\frac{2L}{4at} + E_i \left(-\frac{L^2}{at} \right) \right) \right]$</p> <p>2) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1,13 at}{rL}$</p> <p>3) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2,25 at}{2rL}$</p>	<p>4) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R^2}{2\pi r}}$</p> <p>5) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{2,25 at}{2rL}}$</p>	<p>2) para: $\frac{L^2}{at} \leq 0,05$</p> <p>3) ; 5) para:</p> $\frac{(2L)^2}{4at} \leq 0,05$

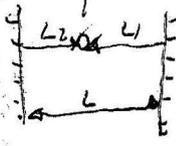
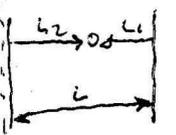
ANEXO 2 (continuación)

III. HORIZONTES ACUÍFEROS LIMITADOS			
<p>1) Estrato cuadrante</p> <p>a) Con dos límites de alimentación</p> 	<p>1) $S = \frac{Q}{4\pi T} \left[E_i \left(-\frac{r^2}{4at} \right) - E_i \left(-\frac{L_1^2}{at} \right) - E_i \left(-\frac{L_2^2}{at} \right) + E_i \left(-\frac{L_1^2 + L_2^2}{at} \right) \right]$</p> <p>2) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2L_1 \cdot L_2}{r\sqrt{L_1^2 + L_2^2}}$</p>	<p>3) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{2L_1 \cdot L_2}{r\sqrt{L_1^2 + L_2^2}}}$</p>	<p>2) ; 3) para:</p> $\frac{L_1^2 + L_2^2}{at} \leq 0,05$
<p>b) Con dos límites impermeables</p> 	<p>1) $S = -\frac{Q}{4\pi T} \left[E_i \left(-\frac{r^2}{4at} \right) + E_i \left(-\frac{L_1}{at} \right) + E_i \left(-\frac{L_2}{at} \right) + E_i \left(-\frac{L_1^2 + L_2^2}{at} \right) \right]$</p> <p>2) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{0,63a^2 t^2}{rL_1 L_2 \sqrt{L_1^2 + L_2^2}}$</p>	<p>3) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{0,63a^2 t^2}{rL_1 L_2 \sqrt{L_1^2 + L_2^2}}}$</p>	<p>2) ; 3) para:</p> $\frac{L_1^2 + L_2^2}{at} \leq 0,05$

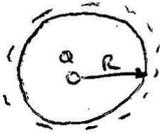
ANEXO 2 (continuación)

<p>c) Con un límite de alimentación y otro impermeable</p> 	<p>1) $S = -\frac{Q}{4\pi T} \left[E_i \left(-\frac{r^2}{4at} \right) - E_i \left(-\frac{L^2}{at} \right) + E_i \left(-\frac{L_2^2}{at} \right) - E_i \left(-\frac{L_1^2 + L_2^2}{at} \right) \right]$</p> <p>2) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2L_1 \sqrt{L_1^2 + L_2^2}}{rL_2}$</p>	<p>3) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{2L_1 \sqrt{L_1^2 + L_2^2}}{rL_2}}$</p>	<p>2) ; 3) para : $\frac{L_1^2 + L_2^2}{at} \leq 0,05$</p>
<p>2) Estrato en banda. a) Con dos límites de alimentación</p> 	<p>1) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{0,64L \operatorname{sen} \frac{\pi L_1}{L}}{r}$</p>	<p>2) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{0,64L \operatorname{sen} \frac{\pi L_1}{L}}{r}}$</p> <p>3) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{2L}{\pi r} \cos \frac{\pi(L_2 - L_1)}{2L}}$</p>	<p>Para todas las fórmulas: 1); 2); 3); 4); 5); 6); 7); 8); 9) para : $L_1 < L_2$ y $t \geq \frac{10(L_1 + L_2)^2}{a}$</p>

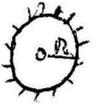
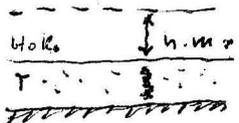
ANEXO 2 (Continuación)

<p>b) Con dos límites impermeables</p> 	<p>4) $S = \frac{Q}{4\pi T} \ln \left[\frac{7,1\sqrt{at}}{L} + 2 \ln \frac{0,16L}{r \operatorname{sen} \frac{\pi L_1}{L_2}} \right]$</p>	<p>5) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \left[\frac{7,1\sqrt{at}}{L} + 2 \ln \frac{0,16L}{r \operatorname{sen} \frac{\pi L_1}{L_2}} \right]}$</p> <p>6) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \left(\ln \frac{L}{2\pi r} + \frac{3,55\sqrt{at}}{L} \right)}$</p>	<p>Quando el pozo o centro de gran pozo se encuentre ubicado en el centro del estrato en banda, las fórmulas se modifican en correspondencia con ello</p>
<p>c) Con un límite de alimentación y otro impermeable</p> 	<p>7) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1,27L \operatorname{ctg} \frac{\pi L_1}{2L}}{r}$</p>	<p>8) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{1,27L \operatorname{ctg} \frac{\pi L_1}{2L}}{r}}$</p> <p>9) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \left[\frac{1,13L}{r} \operatorname{ctg} \frac{\pi(L-L_1)}{2L} \right]}$</p>	

ANEXO 2 (continuación)

<p>3) Estrato circular</p> <p>a) Límite circular de alimentación La toma de agua se encuentra en el centro del estrato</p> 	<p>①) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r}$</p>	<p>②) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R}{r}}$</p>	
<p>b) Límite circular de alimentación, la toma de agua no se encuentra en el centro del estrato</p> 	<p>③) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R^2 \cdot LT^2}{2R}$</p>	<p>④) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R^2 L^2}{2R}}$</p>	<p>3); 4) para:</p> $\frac{R^2}{4at} \leq 0,05$ <p>Cuando sea mayor, en lugar del radio circular se utilizará el radio reducido</p> $R = 1,5 \sqrt{at}$

ANEXO 2 (continuación)

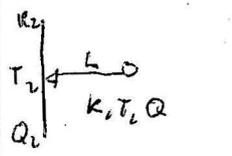
<p>c) Límite circular impermeable.</p> 	<p>⑤) $S = \frac{Q}{2\pi T} \left(\ln \frac{R}{r} + \frac{2at}{R^2} - 0,75 \right)$</p>	<p>⑥) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \left(\ln \frac{R}{r} + \frac{2at}{R^2} - 0,75 \right)}$</p>	<p>5); 6) para:</p> $\frac{R^2}{4at} \leq 0,05$ <p>Idem al caso anterior</p>
<p>IV. HORIZONTES ACUÍFEROS ILIMITADOS ESTRATIFICADOS</p>			
<p>1) Horizontes con dos estratos</p> 	<p>1) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1,5\sqrt{at}}{r}$</p> $a = \frac{T}{\mu_0}$	<p>2) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{1,5\sqrt{at}}{r}} \approx R$</p> $a = \frac{T}{\mu_0}$	<p>para:</p> $t \geq (2,5 - 5) \frac{\mu_0 hm}{K_0}$

ANEXO 2 (continuación)

<p>2) Horizontes con tres estratos</p>	<p>1) $S = \frac{Q}{4\pi T} W\left(u, \frac{r}{B}\right)$ donde: $u = \frac{r^2}{4at}$; $B = \sqrt{\frac{Tm_0}{K_0}}$</p> <p>2) $S = \frac{Q}{4\pi T} K_0 \left(\frac{r}{B}\right)$</p> <p>3) $S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1,12 B}{r}$</p> <p>4) $S = \frac{Q}{2\pi T} \left[\ln \frac{R(t)}{r} - 1 + \frac{r}{R(t)} \right]$ donde: $R(t) = \frac{12T}{\mu_1} \left(t + \frac{1}{\beta} \right)$ $\beta = \frac{K_0}{m_0 \mu_1}$</p>	<p>5) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{2\pi K} W\left(u; \frac{r}{B}\right)}$</p> <p>6) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{2\pi K} \cdot K_0 \left(\frac{r}{\beta}\right)}$</p> <p>7) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \left[\ln \frac{R(t)}{r} - 1 + \frac{r}{R(t)} \right]}$</p> <p>8) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{1,12 B}{r}}$</p>	<p>Se explota el acuífero inferior en todos los casos 1); 5) El nivel en el acuífero superior no varía, 2); 6) para: $\frac{r^2}{4at} \leq 0,05$ 3); 8) El nivel en el acuífero superior varía y: $\frac{\mu_1}{\mu} > 30$ 4); 7) para: $\frac{r^2}{4at} \leq 0,05$ y: $\frac{r}{\beta} \leq 0,05$</p>
--	--	---	--

ANEXO 2 (continuación)

V. HORIZONTES ACUÍFEROS LIMITADOS CON ANISOTROPIA EN PLANTA

<p>1) Límite de heterogeneidad en forma de línea recta</p> 	<p>1) $S = \frac{Q}{4\pi T_m} \left(\ln \frac{1,13at}{rL} + \alpha \ln \frac{2L}{r} + \frac{1+\alpha}{2} \right)$ donde $T_m = \frac{T_1 + T_2}{2}$ $\alpha = \frac{T_2}{T_1}$</p>	<p>2) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{2\pi K_m} \left(\ln \frac{1,13 a_1 t}{rL} + \alpha \ln \frac{2L}{r} + \frac{1+\alpha}{2} \right)}$ donde: $K_m = \frac{K_1 + K_2}{2}$ $\alpha = \frac{K_2}{K_1}$</p>	<p>Fórmulas para régimen cuasi-estacionario $T_2 a_2 < T_1 a_1$</p>
<p>2) Límite de heterogeneidad en forma circular</p> 	<p>1) $S = \frac{Q}{2\pi} \left(\frac{1}{T_1} \ln \frac{R}{T_1} + \frac{1}{T_2} \ln \frac{1,5\sqrt{at}}{R} \right)$</p>	<p>2) $S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi} \left(\frac{1}{K_1} + \frac{1}{K_2} \right) \ln \frac{1,5\sqrt{a_2 t}}{r}}$</p>	<p>Fórmulas para régimen cuasi-estacionario $T_2 a_2 < T_1 a_1$</p>

Simbología en las fórmulas: S: abatimiento en obra de toma formado por un pozo, o en el centro de un gran pozo; Q: gasto de explotación; T: transmisividad; H: potencia acuífera de horizontes freáticos; r: radio de la obra de toma (un pozo, o "gran pozo"); E: función (ver Anexo 3); a: coeficiente de piezoconductividad en acuíferos artesianos, y conductividad de nivel en acuíferos freáticos; $W\left(u; \frac{r}{B}\right)$: funciones de Hantush (ver Anexo 5); $R(t)$: radio de influencia, reducido para el período de explotación; t: período considerado de explotación; $K_0 \left(\frac{r}{B}\right)$: función Bessel (ver Anexo 6)

En los cálculos de las obras de tomas, si estos son imperfectos, debe considerarse su radio por las fórmulas 7.26, y la resistencia ΔL en límites imperfectos por la fórmula 7.25 al aplicar L en límites de alimentación.

ANEXO 3

Función $E_i (-U)$

U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)
0,0005	7,024	0,05	2,468	0,22	1,145	0,44	0,655	0,68	0,388	0,92	0,251	5,0	0,0011
0,0006	6,842	0,055	2,378	0,23	1,11	0,45	0,625	0,69	0,381	0,93	0,247	5,5	0,00064
0,0007	6,688	0,06	2,295	0,24	1,076	0,46	0,611	0,7	0,374	0,94	0,243	6,0	0,00036
0,0008	6,554	0,065	2,22	0,25	1,044	0,47	0,598	0,71	0,367	0,95	0,239		
0,0009	6,437	0,07	2,151	0,26	1,014	0,48	0,585	0,72	0,36	0,96	0,235		
0,001	6,331	0,075	2,087	0,27	0,985	0,49	0,572	0,73	0,353	0,97	0,231		
0,002	5,639	0,08	2,027	0,28	0,957	0,5	0,56	0,74	0,347	0,98	0,227		
0,003	5,235	0,085	1,971	0,29	0,931	0,51	0,548	0,75	0,34	0,99	0,223		
0,004	4,948	0,09	1,919	0,3	0,906	0,52	0,536	0,76	0,334	1,0	0,219		
0,005	4,726	0,095	1,870	0,31	0,882	0,53	0,525	0,77	0,328	1,1	0,186		
0,006	4,545	0,1	1,823	0,32	0,858	0,54	0,514	0,78	0,322	1,2	0,158		
0,007	4,392	0,11	1,737	0,33	0,836	0,55	0,503	0,79	0,316	1,3	0,135		
0,008	4,259	0,12	1,66	0,34	0,815	0,56	0,493	0,80	0,311	1,4	0,116		
0,009	4,142	0,13	1,589	0,35	0,794	0,57	0,483	0,81	0,305	1,5	0,1		
0,01	4,038	0,14	1,524	0,36	0,775	0,58	0,473	0,82	0,3	1,6	0,086		
0,015	3,637	0,15	1,465	0,37	0,755	0,59	0,464	0,83	0,294	1,7	0,075		

ANEXO 3 (continuación)

U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)	U	-E _i (-U)
0,02	3,355	0,16	1,409	0,38	0,737	0,6	0,454	0,84	0,289	1,8	0,065		
0,025	3,137	0,17	1,358	0,39	0,719	0,61	0,445	0,85	0,284	1,9	0,056		
0,03	2,959	0,18	1,31	0,40	0,702	0,62	0,437	0,86	0,279	2,0	0,049		
0,035	2,810	0,19	1,265	0,41	0,686	0,63	0,428	0,87	0,274	2,5	0,025		
0,04	2,681	0,20	1,223	0,42	0,67	0,64	0,42	0,88	0,269	3,0	0,013		
0,045	2,568	0,21	1,183	0,43	0,66	0,65	0,412	0,89	0,265	3,5	0,007		
						0,66	0,404	0,90	0,26	4,0	0,0038		
						0,67	0,396	0,91	0,258	4,5	0,0021		

ANEXO 4

Valores de la función $N(\bar{l}, \bar{r}, \alpha_{1,2})$ para distintos valores de $\alpha_{1,2}$

j	r'	Valores de $\alpha_{1,2}$											
		0.6	-0.6	0.8	-0.8	0.9	-0.9	0.95	-0.95	0.98	-0.98	1.0	-1.0
0.1	0.01	0.1837	-0.09437	0.325	-0.1180	0.4612	-0.1289	0.600	-0.1341	0.7738	-0.1372	1.038	-0.1382
	0.1	0.1830	-0.09362	0.3216	-0.1173	0.4602	-0.1281	0.5986	-0.1333	0.7726	-0.1362	1.037	-0.1373
	0.5	0.1695	-0.08243	0.3027	-0.1025	0.4383	-0.1116	0.5751	-0.1159	0.7482	-0.1183	1.012	-0.1191
	1.0	0.1433	-0.06209	0.2655	-0.07616	0.3948	-0.08241	0.5282	-0.08536	0.6990	-0.08696	0.9612	-0.08722
	5.0	0.05320	-0.01495	0.1202	-0.01775	0.2100	-0.01893	0.3181	-0.01948	0.4708	-0.01966	0.7189	-0.019
	15.0	0.01961	-0.0050	0.04979	-0.005925	0.1002	-0.006316	0.1740	-0.0065	0.2955	-0.00647	0.5135	-0.005628
0.2	0.01	0.3701	-0.1911	0.6487	-0.2391	0.9267	-0.2612	1.204	-0.2718	1.552	-0.2778	2.081	-0.2802
	0.1	0.3687	-0.1899	0.6468	-0.2375	0.9245	-0.2595	1.202	-0.2700	1.550	-0.2759	2.079	-0.2783
	0.5	0.3404	-0.1659	0.6073	-0.2063	0.8789	-0.2247	1.153	-0.2334	1.499	-0.2383	2.026	-0.2400
	1.0	0.2874	-0.1243	0.5315	-0.1525	0.7902	-0.1650	1.0570	-0.1709	1.3988	-0.1741	1.923	-0.1746
	5.0	0.1064	-0.0299	0.2403	-0.0355	0.4200	-0.03786	0.6363	-0.0389	0.9416	-0.03922	1.1438	-0.0380
	15.0	0.03921	-0.0100	0.0958	-0.01185	0.2005	-0.01263	0.3481	-0.01298	0.5909	-0.01294	1.0127	-0.01136
0.3	0.01	0.56221	-0.2927	0.9829	-0.3667	1.401	-0.4007	1.818	-0.4171	2.341	-0.4264	3.135	-0.4301
	0.1	0.5600	-0.297	0.9797	-0.3640	1.398	-0.3978	1.814	-0.4140	2.337	-0.4232	3.131	-0.4269
	0.5	0.5141	-0.2516	0.9160	-0.3130	1.324	-0.3409	1.736	-0.3542	2.255	-0.3617	3.047	-0.3642
	1.0	0.4313	-0.1868	0.7985	-0.2291	1.187	-0.2478	1.587	-0.2567	2.100	-0.2615	2.887	-0.2623
	5.0	0.1596	-0.0482	0.3604	-0.05323	0.6300	-0.05677	0.9544	-0.0584	1.412	-0.05896	2.157	-0.05698
	15.0	0.05882	-0.01600	0.1494	-0.01777	0.3007	-0.01894	0.5221	-0.01948	0.8864	-0.01941	1.540	-0.01704
0.4	0.01	0.9802	-0.6609	1.698	-0.6609	2.404	-0.7734	3.103	-0.7536	3.978	-0.7707	5.303	-0.7781
	0.1	0.9747	-0.6208	1.690	-0.6544	2.395	-0.7161	3.094	-0.7439	3.968	-0.7628	5.293	-0.7700
	0.5	0.8759	-0.4341	1.554	-0.5406	2.239	-0.5892	2.927	-0.6124	3.795	-0.6254	5.115	-0.6300
	1.0	0.7229	-0.3127	1.337	-0.3833	1.987	-0.4146	2.653	-0.4294	3.510	-0.4374	4.822	-0.4386
	5.0	0.2638	-0.07463	0.6005	-0.08663	1.050	-0.09452	1.591	-0.09722	2.354	-0.09816	3.595	-0.08486
	15.0	0.09802	-0.02499	0.2499	-0.02962	0.5012	-0.03157	0.8702	-0.03244	2.477	-0.03234	2.507	-0.02841

ANEXO 5

Función Hantush $W(U, r/B)$

U/r/B	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
0,0005	7,0242	4,853	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0006	6,842	4,811	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0007	6,6879	4,848	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0008	6,5545	4,843	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0009	6,4368	4,837	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,001	6,3315	4,829	3,5054	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,002	5,6394	4,708	3,5043	2,7449	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,003	5,2349	4,526	3,4969	2,7448	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,004	4,9482	4,348	3,4806	2,7444	2,2291	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,005	4,7261	4,296	3,4567	2,7428	2,229	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,006	4,5448	4,181	3,4274	2,7398	2,2289	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,007	4,3916	4,077	3,9747	2,7350	2,2286	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,008	4,2591	3,982	3,3598	2,7284	2,2279	1,8488	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,009	4,1423	3,895	3,3239	2,7202	2,2269	1,8487	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,01	4,0379	3,815	3,2875	2,7104	2,2253	1,8486	1,555	1,321	1,1307	-	-	-	-	-	-
0,02	3,3547	3,244	2,9521	2,5688	2,1809	1,8379	1,553	1,3207	1,1306	0,9735	-	-	-	-	-
0,03	2,9591	2,887	2,6896	2,4110	2,103	1,8062	1,5423	1,3177	1,1299	0,9733	0,842	-	-	-	-
0,04	2,6813	2,629	2,4816	2,2661	2,0155	1,7603	1,5213	1,3090	1,1270	0,9794	0,8418	-	-	-	-
0,05	2,4679	2,427	2,311	2,1371	1,9283	1,7075	1,4927	1,2955	1,121	0,97	0,8409	-	-	-	-
0,06	2,2953	2,262	2,1673	2,0227	1,8452	1,6524	1,4593	1,2770	1,1116	0,9657	0,8339	-	-	-	-
0,07	2,1508	2,123	2,0435	1,9206	1,7673	1,5973	1,4232	1,2551	1,0993	0,9593	0,836	-	-	-	-
0,08	2,0269	2,003	1,9351	1,829	1,6947	1,5436	1,386	1,231	1,0847	0,9510	0,8316	-	-	-	-
0,09	1,9117	1,898	1,8389	1,746	1,6272	1,4718	1,3436	1,2054	1,0682	0,9411	0,8259	-	-	-	-
0,1	1,8229	1,805	1,7527	1,6704	1,5644	1,4422	1,3115	1,1791	1,0505	0,9297	0,819	0,2278	-	-	-

ANEXO 5 (continuación)

	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
0,2	1,2227	1,216	1,1944	1,1602	1,1145	1,0592	0,6994	0,9284	0,8575	0,7857	0,7148	0,2268	0,0695		
0,3	0,9057	0,902	0,8902	0,8713	0,8457	0,8142	0,7775	0,7369	0,6932	0,6476	0,6010	0,2211	0,0694		
0,4	0,7024	0,7	0,6927	0,6809	0,6647	0,6446	0,6209	0,5943	0,5653	0,5345	0,5024	0,2096	0,0691		
0,5	0,5598	0,558	0,532	0,5453	0,5344	0,5206	0,5044	0,486	0,4658	0,444	0,4210	0,1944	0,0681	0,0223	
0,6	0,4544	0,453	0,4498	0,4441	0,4364	0,4266	0,415	0,4018	0,3871	0,3712	0,3543	0,1774	0,0664	0,0222	
0,7	0,3738	0,373	0,3704	0,3663	0,3606	0,3534	0,3449	0,3351	0,3242	0,3123	0,2996	0,1602	0,0639	0,0221	
0,8	0,3116	0,310	0,3081	0,3050	0,3008	0,2953	0,2889	0,2815	0,2732	0,2641	0,2543	0,1436	0,0607	0,0218	0,0074
0,9	0,2602	0,26	0,2583	0,2559	0,2527	0,2485	0,2436	0,2378	0,2314	0,2244	0,2168	0,1281	0,0572	0,0213	0,0073
1,0	0,2194	0,219	0,2179	0,2161	0,2135	0,2103	0,2065	0,2020	0,197	0,1914	0,1855	0,1139	0,0534	0,0207	0,0073
2,0	0,489	0,049	0,0487	0,0485	0,0482	0,0477	0,0473	0,0467	0,046	0,0452	0,0444	0,0335	0,0210	0,0112	0,0051
3,0	0,013	0,013	0,0130	0,0130	0,0129	0,0128	0,0127	0,0126	0,0125	0,0123	0,0122	0,01	0,0071	0,0045	0,0025
4,0	0,0038	0,004	0,0038	0,0038	0,0038	0,0037	0,0037	0,0037	0,0037	0,0036	0,0036	0,0034	0,0024	0,0016	0,001
5,0	0,0011	0,0011	0,0011	0,0011	0,004	0,0011	0,0011	0,0011	0,0011	0,0011	0,0011	0,001	0,0008	0,0006	0,0004
6,0	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002
7,0	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
8,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ANEXO 6

Función Bessel $K_0(r/B)$

r/B	$K_0(r/B)$	r/B	$K_0(r/B)$	r/B	$K_0(r/B)$
0,01	4,7212	1,0	0,421	4,0	0,0112
0,015	4,3159	1,1	0,3656	4,1	0,01
0,025	4,0285	1,2	0,3181	4,2	0,0089
0,03	3,8056	1,3	0,2782	4,3	0,008
0,035	3,6235	1,4	0,2437	4,4	0,0071
0,04	3,4697	1,5	0,2138	4,5	0,0064
0,045	3,3365	1,6	0,1880	4,6	0,0057
0,05	3,22192	1,7	0,1655	4,7	0,0051
0,055	3,1142	1,8	0,1459	4,8	0,0046
0,06	3,0194	1,9	0,1288	4,9	0,0041
0,065	2,9329	2,0	0,1139	5,0	0,0037
0,07	2,8534	2,1	0,1008		
0,075	2,7798	2,2	0,0893		
0,08	2,7114	2,3	0,0791		
0,085	2,6475	2,4	0,0702		
0,09	2,5875	2,5	0,0623		
0,095	2,531	2,6	0,0554		
0,01	2,4776	2,7	0,0493		
0,015	2,4271	2,8	0,0438		
0,02	2,03	2,9	0,039		
0,25	1,7527	3,0	0,0347		
0,3	1,5415	3,1	0,031		
0,35	1,3725	3,2	0,0276		
0,4	1,2327	3,3	0,0246		
0,45	1,1145	3,4	0,022		
0,5	1,0129	3,5	0,0196		
0,55	0,9244	3,6	0,0175		

r/B	$K_0(r/B)$	r/B	$K_0(r/B)$	r/B	$K_0(r/B)$
0,6	0,8466	3,7	0,0156		
0,65	0,7775	3,8	0,014		
0,7	0,7159	3,9	0,0125		
0,75	0,6605				
0,8	0,6106				
0,85	0,5653				
0,9	0,5242				
0,95	0,4867				
	0,4524				

BIBLIOGRAFÍA

- ALTOVSKY, M. E.: *Guía del hidrogeólogo*, Moscú, 1962.
- ANTONOV, V. V.: *Búsqueda y exploración de las aguas subterráneas*, Leningrado, 1983.
- : *Dinámica de las aguas subterráneas*, Leningrado, 1984.
- : *Guía práctica para la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas*, Leningrado, 1985.
- BARON, V. A y P. A. BETSINSKY: *Pronóstico del régimen de las aguas subterráneas en regiones bajo riego*, Moscú, 1981.
- BINDEMAN, N. N.: *Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas*, Moscú, 1963.
- : *Búsqueda y exploración de las aguas subterráneas para grandes abastos de agua*, Moscú, 1969.
- BINDEMAN, N. N. y L. C. YASVIN: *Evaluación de las reservas de las aguas subterráneas*, Moscú, 1970.
- BOCHEVIER, F. M.: *Teoría y métodos prácticos de cálculos hidrogeológicos de las reservas de explotación de las aguas subterráneas*, Moscú, 1968.
- BORIEVSKY, B. B.; M. A. XORDIKAINEN y L. C. YAZVIN: *Exploración y evaluación de las reservas de explotación de yacimientos de aguas subterráneas en rocas agrietadas y cárnicas*, Moscú, 1976.
- DE MIGUEL, F. C.: *Formación y evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas de los sedimentos mioceno-cuaternarios de la cuenca del río Cauto*, Leningrado, 1986.
- : *Índice de salinidad marina en acuíferos, su determinación y aplicación con fines de riego y mejoramiento del suelo*, Holguín, 1991.
- DE WIEST, R.: *Hidrogeología*, Moscú, 1969.
- DROBNAXOD, I. I; L. C. YAZVIN y B. B. BOERIEVSKY: *Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas*, Kiev, 1982.
- EATON, F. M.: *Significado de los carbonatos en el agua de riego*, California, 1950.
- FEODOROVA, T. K.: *Procesos físico-químicos en las aguas subterráneas*, Moscú, 1985.

- FROLOV, I. M. y L.C. YASVIN: *Términos fundamentales y su determinación en el marco de estudios de los recursos y reservas de las aguas subterráneas*, Moscú, 1984.
- GAVICH I. K.: *Métodos de protección de las aguas subterráneas contra contaminación y el agotamiento*, Moscú, 1985.
- GAVICH, I. K.: *Principios y métodos de modelaje durante la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas*, Moscú, 1970.
- GAVICH, I. K., C. M. CEMIONOVA y V. M. SHUTS: *Métodos de procesamiento de la información hidrogeológica*, Moscú, 1981.
- GUERRA F. D., G. F. CRUZ y R. R. ORAYAZABAL: *Edafología general*, La Habana, 1979.
- GUTIÉRREZ, J. y J. M. GARCÍA: *Diferentes clasificaciones de la calidad del agua para riego*, La Habana.
- HOLMES, A.: *Geología física*, La Habana, 1979.
- Instrucción para la clasificación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas en yacimientos de aguas dulces*, Moscú, 1978.
- INTURRALDE, V. M. A. y I. C. ILIEV: *Manual del ingeniero geólogo-hidrotécnico*, La Habana, 1971.
- JACKSON M. L.: *Análisis químico de suelo*, La Habana, 1970.
- KAMIENSKY, L. I.: *Búsqueda y exploración de las aguas subterráneas*, Moscú, 1947.
- KARTASHOV, I. P., A. G. CRERNAZOVSKY y L. L. PEÑALVER: *Antropógeno de Cuba*, Moscú, 1982.
- KERKIS, E. E.: *Métodos de estudio de las propiedades de filtración de las rocas*, Leningrado, 1975.
- KLIMENTOV P. P. y V. M. KONONOV: *Metodología de las investigaciones hidrogeológicas*, Moscú, 1978.
- KOROTKOV, A. I.: *Fundamentos de la hidrogeoquímica*, Leningrado, 1983.
- LANGUE, O. K.: *Hidrogeología*, Moscú, 1969.
- LUTHIN, J. N.: *Drenaje de tierras agrícolas*, La Habana, 1972.
- MAKCI MOV, V. M.: *Guía del hidrogeólogo*, Leningrado, 1979.
- MOLSKY, E. V. y N. A. YARTSEV: *Instructivo para prácticas hidrogeológicas de docencia*, Leningrado, 1985.
- PALACIO, O. y E. ACEVES: *Instructivo para el registro, muestreo e interpretación de datos de la calidad del agua para riego*, México, 1965.
- PASOXOV, E. V.: *Hidrogeología general*, Leningrado, 1975.
- PLOTNIKOV, N. I.: *Búsqueda y exploración de las aguas subterráneas dulces*, Moscú, 1985.
- SKAVALANOVICH, I. A. y M. V. CEDENKO: *Hidrogeología, ingeniería geológica y desecamiento de yacimientos minerales*, Moscú, 1980.
- SHVARTSEV, C. L.: *Hidrogeoquímica de la zona de hidrogénesis*, Moscú, 1978.
- SHESTAKOV V. M. e I. P. KRAVCHENKO: *Dinámica de las aguas subterráneas*, Moscú, 1975.
- SIROVATKO, M. V.: *Hidrogeología e ingeniería geológica en el desecamiento de yacimientos carboníferos*, Moscú, 1960.
- STRAXOV, N. M.: *Problemas generales de geología, litología y geoquímica*, Moscú, 1983.
- TODD, D. K.: *Hidrogeología del agua subterránea*, California, 1959.
- UCENKO, V. C., L. C. YASVIN Y COLECTIVO DE EXPERTOS DE PAÍSES DEL CAME: *Informe central tema IB - 06. Elaboración de métodos para la utilización óptima y reposición artificial de las aguas subterráneas*.
- VAZBLETSKAYA, A. E.: *Química de los suelos*, Moscú, 1964.
- WILCOX, L. V.: *El análisis del agua para su uso en riego*, California, 1948.



IMPRESO
EN LA PLANTA POLIGRAFICA
DE LA EMPRESA NACIONAL
DE PRODUCCION Y SERVICIOS
DEL MINISTERIO DE EDUCACION SUPERIOR

OP: 0071/99

EJEMPLARES 500

FECHA AGOSTO