

# **ANNEXE A**

## **Données existantes**

### **Table des matières de l'annexe A**

A.1 Documents provenant des municipalités.....	A-2
A.2 Documents provenant du ministère du Développement durable, de l'Environnement et des parcs .....	A-6
A.3 Documents provenant du ministère des Transports.....	A-8
A.4 Documents disponibles dans les universités.....	A-9
A.5 Documents provenant d'entreprises industrielles.....	A-10

## A.1 DOCUMENTS PROVENANT DES MUNICIPALITÉS

### A.1.1 RAPPORTS D'EXPERTS-CONSEILS

La section qui suit présente des commentaires généraux sur les différents rapports d'experts-conseils provenant de municipalités.

**Types :**

- Rapports de recherche sur les eaux souterraines
- Rapports sur la réfection des puits
- Rapports sur la qualité de l'eau
- Rapports sur la vulnérabilité des aquifères
- Rapports géotechniques pour des routes, des bâtiments et d'autres infrastructures

**Droits de propriété :** - Les rapports appartiennent aux municipalités (domaine public).

**Facilité d'accès :**

- L'accessibilité est facilitée lorsqu'un mandat est octroyé au demandeur par la municipalité.
- La Loi sur l'accès à l'information rend possible l'obtention de rapports remis au ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs lors d'une demande d'exploitation de puits de captage par une municipalité.
- L'accessibilité dépend aussi de la diligence des gens en place, de la qualité des archives des municipalités, de la nature du projet pour lequel les informations sont demandées, etc.
- Les municipalités peuvent demander le remboursement des frais de reproduction des documents demandés.
- Les municipalités les plus importantes disposent d'un service des travaux publics ou d'ingénierie, ce qui facilite la conservation des rapports et l'accès à l'information.

### Évaluation de l'information :

**Problèmes**

- Il manque souvent des coordonnées et des élévations.
- Les localisations sont parfois imprécises et certaines localisations graphiques présentent une précision de l'ordre de plusieurs centaines de mètres sur des cartes de mauvaise qualité.
- L'absence de norme entraîne un problème d'uniformisation des unités de mesure pour les longueurs (pieds, mètres), les volumes, les transmissivités, les débits, les conductivités, etc.
- Les rapports récents prennent de l'information dans des rapports plus anciens, souvent en omettant certaines données. Il est alors utile de prendre connaissance des données originales.
- Lorsqu'il y a plusieurs travaux effectués à l'intérieur d'un même territoire à différentes époques ou par différentes firmes, les mêmes unités

stratigraphiques peuvent être identifiées ou décrites de manières différentes, ce qui rend les corrélations laborieuses.

- Souvent, les piézomètres sont détruits ou perdus.
- Il est généralement difficile de connaître la nature du socle rocheux (calcaire, granite, roche sédimentaire, etc.) et souvent les forages ne se rendent pas au roc.

Avantages : - Les rapports présentent généralement une bonne qualité sur la stratigraphie et la description des sols, sur la profondeur de la nappe phréatique et sur l'épaisseur des dépôts meubles.

- Il est facile de distinguer les sondages, les forages et les piézomètres.

## A.1.2 FICHIERS NUMÉRIQUES

**Types :**

- Topographie 1/20000
- Réseau hydrographique de surface
- Bâtiments
- Cadastre
- Plan de zonage
- Voies de communication
- Zones agricoles
- Limites de la municipalité

**Droits de propriété :**

- Les fichiers appartiennent aux municipalités, lesquelles possèdent des droits d'utilisation souvent limités à leurs propres besoins.

**Facilité d'accès**

- L'accessibilité est facilitée lorsqu'un mandat est octroyé au demandeur par la municipalité.
- Les fichiers de ce type ne sont pas disponibles dans toutes les municipalités; ils le sont surtout dans les grandes municipalités.
- Les municipalités détiennent généralement un permis d'utilisation de certains fichiers numériques, lequel est limité à leur propre usage.
- Les MRC possèdent aussi des fichiers numériques, souvent sur une plus grande étendue que la municipalité.
- L'achat de certains fichiers numériques est facile auprès d'organismes gouvernementaux, cependant leur coût peut être élevé.
- La numérisation de certaines cartes est facile et peut être très utile. Cette opération est cependant assez longue et fastidieuse.

### Évaluation de l'information :

**Problèmes :**

- Le traitement des données demande de bonnes connaissances en informatique, et sur les SIRS et les bases de données.
- Dans les municipalités, les fichiers numériques sont souvent purement graphiques, sans base de données intégrée.
- Il faut faire attention aux transformations géomorphologiques occasionnées par des crues, des glissements de terrain, la modification du lit des rivières, etc. Il est utile d'avoir des fichiers antérieurs et postérieurs à ce genre d'événements.

**Avantages :**

- Les fichiers numériques présentent généralement une information de bonne qualité, ils sont faciles d'utilisation et les localisations sont précises.

- Les fichiers numériques sont très utiles pour modifier et visualiser rapidement des résultats en deux et en trois dimensions, pour calculer des lignes isopièzes, etc.
- Une base de données topographiques au 1/2000 permet une localisation très précise, tant en deux qu'en trois dimensions.

## A.2 DOCUMENTS PROVENANT DU MINISTÈRE DU DÉVELOPPEMENT DURABLE, DE L'ENVIRONNEMENT ET DES PARCS

### BASE DE DONNÉES INFORMATIQUES SUR LES FORAGES

**Types :** Il s'agit d'une compilation informatique de l'Annuaire des puits et forages, laquelle est constituée à partir des données envoyées par les puisatiers du Québec au ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs. La base de données est montée en 3 fichiers, disponibles en divers formats : *ASCII*, *DBASE*, *Access*, *Excel*.

- Fichier « Coordonnées » :
  - Coordonnées (MTM, UTM)
  - Altitude
  - Numéro de carte topographique
  - Numéro de puisatier
  - Profondeur du puits
  - Profondeur de la section de cuvelage
  - Diamètre de la section de cuvelage
- Fichier « Géologie » :
  - Stratigraphie avec épaisseur des dépôts
  - fissures primaires et secondaires
- Fichier « Essai de pompage » :
  - Année du forage
  - Niveau d'eau statique
  - Niveau d'eau en condition d'exploitation
  - Débit de pompage
  - Durée de l'essai de pompage
  - Nombre d'essais de pompage

**Droits de propriété :** - La compilation relève du ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs et elle est du domaine public.

**Facilité d'accès** - L'accessibilité est simple et rapide, auprès du ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs ou dans les bibliothèques universitaires.

### Évaluation de l'information

**Problèmes** - Les données sont prises par les puisatiers, qui n'ont pas toujours les connaissances requises pour définir une stratigraphie précise.  
 - Les données n'ont pas toujours été compilées avec le même soin; ainsi, dans le passé, lorsqu'il n'y avait pas de coordonnées fournies par le puisatier,

une équipe allait déterminer les coordonnées sur le terrain. Aujourd'hui, les données ne sont pas compilées si elles n'ont pas de coordonnées.

- La précision des données dépend aussi de la diligence et du professionnalisme des puisatiers.
- Il semble que certains rapports des années 80 aient été détruits.
- Il manque souvent l'adresse du client, qui pourrait aider à la localisation.
- Pour le socle rocheux, la lithologie n'est généralement pas différenciée(s'agit-il de calcaire? de granite? etc.).

Avantages : - Les localisations sont relativement précises.  
- La base de données est facile à consulter.  
- Une grande partie de l'information est facile à traiter, en particulier par des logiciels SIRS.  
- Les données sont présentées de manière uniforme.

Base de données disponible sur le site internet : <http://132.203.71.97/index.html>

### A.3 DOCUMENTS PROVENANT DU MINISTÈRE DES TRANSPORTS

#### BANQUE DE DONNÉES INFORMATISÉES SUR LES FORAGES

**Types :** Il s'agit d'une banque de données de forages compilées par le Laboratoire des chaussées du ministère des Transports.  
La banque de données est montée sous forme de fiches en format *Word*.

- Numéro d'identification
- Coordonnées (UTM)
- Élévation de base
- Stratigraphie et épaisseur des dépôts
- Plusieurs données de nature géotechnique

**Droits de propriété** - La compilation relève du Laboratoire des chaussées (Services géotechniques et géologiques) du ministère des Transports et elle est du domaine public.

**Facilité d'accès** - L'accessibilité est simple et rapide, auprès du Laboratoire des chaussées.

#### Évaluation de l'information

**Problèmes** - La banque de données n'a pas été conçue pour des applications hydrogéologiques; par exemple, elle ne donne pas toujours de niveau piézométrique.  
- Le format en fichiers texte est difficile à lire et à interpréter.  
- Dans le but d'une utilisation dans un SIRS, les données sont difficiles à traiter; il faut alors construire une base de données à partir de la compilation du ministère des Transports.

**Avantages** - Les données sont précises.  
- Les descriptions sont relativement fiables.  
- Les paramètres utilisés sont définis de manière uniforme.  
- Une grande quantité d'information est contenue dans cette banque.

## A.4 DOCUMENTS DISPONIBLES DANS LES UNIVERSITÉS

### Types

Les bibliothèques universitaires sont des dépositaires importants de documents du domaine public.

- Cartes topographiques d'échelle et d'âge différents
- Cartes de dépôts meubles
- Différents rapports sur des sujets géologiques, hydrogéologiques, géotechniques, géophysiques, etc.
- Articles scientifiques descriptifs de l'histoire géologique
- Cartes d'aptitudes
- Cartes des bassins versants
- Cartes géologiques
- Cartes géophysiques (c'est-à-dire, aéromagnétiques)
- Photos aériennes de différentes époques

D'autres documents pertinents sont produits par les universités elles-mêmes :

- Compilation de données de forage à des fins de recherche
- Données acquises à l'intérieur de projets de recherche
- Rapports de recherche, thèses de doctorat, mémoires de maîtrise et projets de fin d'études sur des sujets géologiques, hydrogéologiques, géotechniques, géophysiques, etc.

**Droits de propriété :** - Les données sont généralement du domaine public; parfois elles sont d'utilisation restreinte ou elles appartiennent aux professeurs-chercheurs.

**Facilité d'accès :** - L'accessibilité est facile pour la majorité des données. Certaines données appartenant aux professeurs-chercheurs peuvent poser problème.  
- La consultation à la bibliothèque est facile et à la portée de tous.

**Évaluation de l'information :**

Avantages : - Les documents sont faciles d'accès.  
- Il y a beaucoup d'information.

## A.5 DOCUMENTS PROVENANT D'ENTREPRISES INDUSTRIELLES

### RAPPORTS D'EXPERTS-CONSEILS

**Types** - Rapports géotechniques pour les fondations d'édifices, de routes ou d'autres infrastructures  
- Rapports environnementaux

**Droits de propriété :** - Les rapports appartiennent aux entreprises industrielles; ils sont du domaine privé.

**Facilité d'accès :** - Les données sont difficilement accessibles.  
- L'accessibilité dépend de la diligence des gens en place et de leurs intérêts dans le projet.

#### Évaluation de l'information :

**Problèmes :** - Les données sont difficilement accessibles, et pas accessibles pour tout le monde.

**Avantages :** - Les documents sont généralement de bonne qualité.  
- Les documents montrent une grande variété de données hydrogéologiques, géotechniques et stratigraphiques.  
- Cette source représente une grande quantité de données pour une partie restreinte du territoire, ce qui peut s'avérer pratique pour établir des corrélations entre les forages.

## **ANNEXE B**

### **Essais de traçage**

#### **Table des matières de l'annexe B**

B.1	Sélection du traceur.....	B-2
B.2	Méthode d'injection .....	B-3
B.3	Échantillonnage et analyses.....	B-5

## B.1 Sélection du traceur

Plusieurs substances physiques ou chimiques peuvent être utilisées à titre de traceurs. Parmi celles-ci, citons les particules solides, les virus ou les bactéries, les substances ioniques, les isotopes stables et radioactifs, les colorants fluorescents, les gaz, les fluorocarbones et la température (Davis *et al.*, 1985). Les traceurs les plus utilisés sont les colorants fluorescents, tels les xanthènes, les rhodamines ou les stilbènes, ainsi que les substances ioniques, tels le chlore, l'iode, le calcium, et les isotopes stables comme le deutérium.

Chaque traceur possède ses caractéristiques propres. Le choix du traceur dépend notamment du type d'aquifère, des propriétés physico-chimiques de l'eau et des objectifs de l'essai. De façon générale, un traceur doit posséder les qualités suivantes : (1) être absent ou présent en très faible quantité dans l'eau souterraine naturelle; (2) être facilement détectable à des fins d'analyse quantitative; (3) être inoffensif pour l'humain, la faune et la flore; (4) être fortement soluble et faiblement dispersif; (5) être résistant aux attaques biochimiques; (6) être non réactif avec les sels ou autres composés chimiques présents dans l'eau; et (7) être peu coûteux à acheter et à analyser (Käss, 1998). Selon Field *et al.* (1995), les colorants fluorescents sont la plupart du temps peu dommageable pour l'environnement; quelques exceptions demeurent, entre autres la rhodamine B.

Les colorants fluorescents sont les traceurs les plus utilisés dans le monde (Field *et al.*, 1995; Käss, 1998). Parmi ceux-ci, la fluorescéine de sodium, communément appelée uranine et appartenant à la famille des xanthènes, est particulièrement utilisée dans les eaux souterraines. Sa limite de détection, qui est très basse, sa solubilité et son faible degré de sorption en font un bon traceur (Field *et al.*, 1995). Selon plusieurs travaux antérieurs dont USEPA (1979), Davis *et al.* (1985), Field *et al.* (1995) et Käss (1998), l'uranine est inoffensive pour l'environnement et les humains lorsque la concentration dans l'eau n'excède pas 1 milligramme par litre pendant 24 heures. Sa limite de détection, très faible pour la plupart des appareils (0,0001 mg/l), permet une utilisation sécuritaire, puisqu'une concentration maximale de 0,1 milligramme par litre est suffisante pour réaliser des essais quantitatifs révélateurs (Verreault *et al.*, 2002). L'absence d'uranine dans l'eau à l'état naturel constitue aussi une des raisons motivant son utilisation fréquente. L'uranine étant analysée par rapport à sa fluorescence et non par rapport à sa concentration, d'autres composés fluorescents présents dans l'eau peuvent fausser les résultats lors des analyses. Aussi, le pH et certains sels en solution font varier l'intensité de la fluorescence de l'uranine dans l'eau (Käss, 1998).

D'autres colorants fluorescents, tels la rhodamine WT, la lissamine ou la pyranine, sont fréquemment utilisés pour effectuer des essais de traçage en eau souterraine. Cependant, ces traceurs possèdent une fluorescence moins élevée et un taux de sorption supérieur à l'uranine. Selon Field *et al.* (1995), tous ces traceurs peuvent être utilisés dans les mêmes conditions que l'uranine sans être dommageables pour la santé. Il serait, cependant, souvent inapproprié de les utiliser en eau potable, étant

donné leur limite de détection plus élevée qui nécessite l'augmentation des concentrations au puits d'échantillonnage.

Divers ions tels le chlore, le sodium, l'iode et le brome sont utilisés fréquemment pour le traçage des eaux souterraines. Cependant, ces ions sont souvent déjà présents en bonne quantité dans l'eau, ce qui rend plus difficile la discrimination des traceurs. Ceux-ci ont le désavantage de ne pas voyager à la même vitesse que l'eau, étant donné leur charge électrique (Käss, 1998). En effet, les particules chargées négativement ont tendance à repousser les anions, si bien que le déplacement des anions est souvent plus rapide que celui de l'eau. Par contre, les cations sont attirés par les particules, ce qui augmente leur taux de sorption et diminue leur vitesse d'écoulement.

De tous les traceurs mentionnés, l'uranine est l'un des meilleurs choix. L'uranine possède les caractéristiques suivantes :

- formule chimique :  $C_{20}H_{10}Na_2O_5$
- poids moléculaire : 376.28
- longueur d'onde d'extinction : 491 nm (principale), 322 (secondaire)
- fluorescence maximale à 512 nm
- solubilité dans l'eau : 600 g/l
- constante de diffusion :  $1,9 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$

L'uranine possède une fluorescence variable en fonction de sa concentration dans l'eau (figure 6.11). La concentration qui procure la valeur maximale de fluorescence est approximativement de 10 milligrammes par litre (Käss, 1998). Le pH à partir duquel la fluorescence de l'uranine est maximale est approximativement de 8,5 et plus; dans les milieux acides, ce traceur est donc déconseillé (figure 6.12). Son utilisation est aussi déconseillée dans les cours d'eau de surface car le traceur se photodégrade rapidement lors de l'exposition aux rayons ultraviolets.

## **B.2 Méthode d'injection**

Diverses méthodes peuvent être utilisées pour injecter un traceur dans l'eau souterraine. Celles-ci varieront en fonction du type d'essai, du milieu aquifère et de l'objectif de l'essai de traçage. Idéalement, le traceur est injecté dans l'horizon perméable alimentant le puits de pompage, par l'entremise d'un piézomètre. Dans un essai convergent, les conditions d'écoulement souterrain au droit du puits d'injection ne doivent pas être modifiées.

Afin d'assurer l'échantillonnage du pic de la courbe de restitution, l'injection doit être de courte durée par rapport à la durée de l'essai. Par exemple, une injection d'une durée d'une heure pour un essai d'une durée totale de 24 à 72 heures devrait permettre d'obtenir un résultat satisfaisant. Le pic de la courbe de restitution risque de ne pas être échantillonné si l'injection est ponctuelle et que le puits d'injection est proche du puits de pompage. Par contre, une longue injection près d'un puits de pompage provoque un

plateau et rend plus difficile l'évaluation du temps de transfert du traceur dans l'eau souterraine.

L'injection du traceur peut s'effectuer de façon gravitaire et à l'aide d'une bouteille de Mariotte (figure A.1), qui permet de conserver un débit d'injection constant. Un tube ouvert à l'atmosphère génère une pression négative à l'intérieur de la bouteille et maintient constante la différence de charge hydraulique causant l'écoulement à la sortie de la bouteille. Si le tube était absent, la différence de charge hydraulique entre le sommet de l'eau dans la bouteille et l'exutoire varierait dans le temps, ce qui causerait une variation du débit d'écoulement.

Parmi les diverses méthodes d'injection du traceur, deux méthodes très simples peuvent être utilisées, soit le déversement direct de la solution traçante au sommet du tube du piézomètre, soit le déversement par l'intermédiaire d'une tubulure située à l'intérieur du tube du piézomètre et ouverte à la profondeur de la crépine. Le déversement direct comporte plusieurs inconvénients. D'abord, si le tube de PVC du piézomètre fuit à certains endroits, le traceur sera perdu en partie. Ensuite, le temps nécessaire au recyclage de l'eau à l'intérieur du tube peut être long et générer un délai avant que le traceur ne quitte le point d'injection. Ce délai crée une dilution du traceur dans le temps qui risque de produire des concentrations plus faibles au point d'échantillonnage et de générer une dispersion supérieure à la réalité.

L'injection par l'intermédiaire d'une tubulure est légèrement plus complexe mais plus efficace. En effet, l'ouverture inférieure de la tubulure peut être amenée directement à l'ouverture de la crépine et permettre l'évacuation directe du traceur. Aussi, si la crépine est d'une longueur importante, le traceur peut être injecté à la profondeur voulue. Il est cependant probable que celui-ci s'étale à l'intérieur de la crépine avant de quitter le piézomètre (figure A.2).

La tubulure doit d'abord être remplie d'eau avant d'être insérée à l'intérieur du tube du piézomètre. Si la tubulure est vide, le traceur ne s'écoulera pas, car la différence de charge hydraulique entre la sortie du traceur dans la bouteille d'injection et le sommet de l'eau dans cette bouteille ne génère pas une pression suffisante pour évacuer l'air de la tubulure. La tubulure doit d'abord être remplie d'eau à l'aide d'une première bouteille et ce n'est que par la suite que l'injection du traceur débute. Un changement de bouteille est utile afin d'éviter l'infiltration d'air dans la tubulure. Ce changement de bouteille doit se réaliser rapidement : à cette fin, un simple système de connexion rapide pour boyau d'arrosage est efficace (figure A.3).

Lorsque l'injection s'effectue par l'intermédiaire d'une tubulure, la différence de charge hydraulique qui génère le débit d'injection du traceur correspond à la différence entre la base du petit tube de la bouteille de Mariotte et l'élévation du niveau d'eau dans le piézomètre. Cette différence de charge hydraulique génère un débit d'écoulement rapide et nécessite un ajustement sur le terrain. Le petit tube qui crée l'effet siphon à l'intérieur de la bouteille de Mariotte permet tout de même la conservation d'un débit constant. Si la différence de charge hydraulique entre le sommet de l'eau dans la

bouteille de Mariotte et le niveau de l'eau dans le piézomètre est grande, l'utilisation d'une bouteille de Mariotte n'est plus nécessaire. En effet, la variation de charge hydraulique générée par la vidange de la bouteille sans le système de Mariotte est négligeable par rapport à la différence de charge hydraulique totale.

### **B.3 Échantillonnage et analyses**

L'échantillonnage de l'eau souterraine captée par un puits de pompage s'effectue simplement à l'aide de bords propres et exempts du traceur utilisé. L'eau récoltée doit être échantillonnée immédiatement à la sortie du puits afin que la valeur temporelle attribuée à l'échantillon soit juste. Aussi, l'eau doit être recueillie avant tout traitement pour ne pas affecter le traceur.

Parmi les différents traceurs, les colorants fluorescents sont certainement les plus utilisés. L'analyse de ces colorants s'effectue à l'aide d'un fluoromètre par spectre ou par filtre. Le premier type de fluoromètre est plus efficace mais aussi plus dispendieux. Les fluoromètres par spectre offrent la possibilité de modifier les longueurs d'onde et permettent donc d'obtenir une limite de détection plus basse et d'utiliser différents traceurs fluorescents sans ajout de modules externes. Les fluoromètres par filtre utilisent des filtres qui possèdent une longueur d'onde fixe. Chaque colorant fluorescent doit être analysé avec le filtre correspondant. Les fluoromètres portables, qui sont plus petits, utilisent plutôt des filtres. L'utilisation de fluoromètres portables permet de mieux cibler la période de temps nécessaire entre chaque analyse et le moment de la dernière prise d'échantillons, car les analyses peuvent s'effectuer directement sur le terrain.

Les normes d'analyse doivent être calibrés avec l'eau souterraine captée par le puits de pompage avant le début de l'essai de traçage. De cette façon, on élimine l'effet « background » du traceur existant naturellement dans l'eau souterraine ainsi que l'effet d'autres substances sur les caractéristiques du traceur.

Les références complètes sont présentées à la fin du document principal.

## Liste des figures

Figure B.1 : Graphique illustrant l'intensité de la fluorescence de l'uranine en fonction de sa concentration dans l'eau (Kass, 1998).

Figure B.2 : Graphique illustrant l'augmentation de l'intensité de la fluorescence de l'uranine en fonction du pH de l'eau souterraine (Kass, 1998).

Figure B.3 : Schéma illustrant le fonctionnement d'une bouteille de Mariotte.

Figure B.4 : Schéma du tube à l'intérieur du piézomètre.

Figure B.5 : Photo illustrant le système de connexion rapide permettant le changement de bouteille sans infiltration d'air dans le tuyau.

([Format PDF](#), 458 ko)

# ANNEXE C

## Levés géophysiques

### Table des matières de l'annexe C

C.1	Caractéristiques communes à la plupart des techniques géophysiques.....	C-2
C.2	Levés aéroportés – Échelle régionale.....	C-4
C.3	Techniques au sol - Levés de détail.....	C-5
	C.3.1 Levé magnétique au sol.....	C-7
	C.3.2 Levé gravimétrique.....	C-10
	C.3.3 Méthodes sismiques.....	C-13
	C.3.4 Méthodes électriques galvaniques.....	C-19
	C.3.5 Méthodes électriques par induction ou méthodes électromagnétiques.....	C-25
	C.3.6 Autres techniques au sol.....	C-30
C.4	Techniques en forage.....	C-33
	C.4.1 Diagraphies.....	C-33
	C.4.2 Liste des outils.....	C-35
	C.4.3 Informations disponibles à partir des diagraphies et tâches reliées.....	C-41
	C.4.4 Mesures géophysiques à l'aide de forage.....	C-43
C.5	Symboles et abréviations.....	C-44
C.6	Sources supplémentaires d'information en géophysique appliquée aux eaux souterraines .....	C-46

## C.1 Caractéristiques communes à la plupart des techniques géophysiques

### Contraste de propriétés physiques exploitable

Les techniques de géophysique appliquée ont été conçues pour obtenir de l'information concernant le sous-sol (Reynolds, 1997; Sharma, 1997). Elles sont d'intérêt dans la mesure où elles permettent d'obtenir l'information pertinente de façon plus rapide, à meilleur coût et avec un impact moindre sur l'environnement que les techniques concurrentes telles que le forage et l'excavation. Les questions de pertinence, de fiabilité, de profondeur d'investigation, de résolution spatiale et de protection de l'environnement se posent chaque fois que l'on doit obtenir de l'information sous la surface.

L'information recherchée (Meyer de Stadelhofen, 1991; Fitterman & Stewart, 1986; Zohdy *et al.*, 1984) peut concerner la détection de la présence d'eau, mais aussi la localisation, l'étendue et le volume des aquifères présumés. On recherche également la présence et la caractérisation d'aquitards, de même que la « plomberie » ou le réseau de raccordement entre différents aquifères. Cette information concerne aussi la détection et la localisation d'éléments structuraux sous le mort-terrain, tels qu'une faille, une zone de cisaillement ou une intrusion. Elle porte de plus sur la délimitation d'une frontière entre eau douce et eau salée, la profondeur de la nappe phréatique, la présence et la cartographie de pollution des eaux souterraines. Enfin, on s'intéresse aussi à la structure, la nature, la profondeur et l'épaisseur des différentes couches, par exemple : le mort-terrain, un aquifère, un aquitard des éléments structuraux, etc. Lorsqu'une calibration adéquate est possible aux moyens de forages et d'essais de pompage, des estimations plus ou moins grossières de la variation spatiale de certaines propriétés peuvent être disponibles, comme la porosité, le contenu en argile, la salinité des eaux interstitielles, la conductivité hydraulique, etc. (Mazac, 1985; Jorgensen, 1989; Mares *et al.*, 1994).

Dans le cas des levés géophysiques au sol, cette information est obtenue de façon non invasive, c'est-à-dire sans forage. Une condition essentielle pour l'utilisation des techniques de géophysique appliquée est l'existence d'un contraste de propriété physique exploitable entre l'environnement général et les cibles à l'étude ou une unité servant de marqueur qui leur est étroitement associée. Pour être exploitable, il faut que la perturbation physique causée par la cible ou le marqueur soit compatible avec les quatre conditions suivantes : (1) Elle doit être mesurable à distance suffisante, soit la distance entre la cible et les points d'observation; (2) Un instrument ou un système de mesure adéquat doit être disponible; (3) La grandeur de la perturbation physique doit être significative par rapport au niveau du bruit ambiant; (4) On doit avoir accès à un modèle permettant de déduire d'un jeu d'observations la position de la cible de même que l'estimation des paramètres physiques en jeu, par exemple la densité, la susceptibilité, la résistivité, etc. En pratique, cela veut dire qu'en plus d'un contraste suffisant l'extension géométrique (l'épaisseur ou la superficie) doit être suffisante pour que la cible soit détectée et ses paramètres estimés à la distance considérée. À titre d'exemple, la gamme de propriétés physiques exploitables inclut la susceptibilité

magnétique, la densité, les modules d'élasticité, les concentrations d'ions en solution dans l'eau souterraine, les propriétés liées à la conductivité et la chargeabilité électriques, les propriétés liées à la radioactivité, les propriétés thermiques, le contenu en hydrogène libre, etc. (Telford *et al.*, 1990; Kearey & Brooks, 1991).

### **Données de position**

En géophysique appliquée, les données concernant la position d'un point de mesure sont aussi importantes que la valeur des paramètres mesurés à ce point. De façon à assurer une couverture systématique d'un site investigué, les mesures sont, pour la plupart des techniques, exécutées suivant un patron régulier ou une grille (Reynolds, 1997). À titre d'exemple, considérons le cas d'une grille constituée d'une ligne de base et de toute une série de traverses ou profils perpendiculaires à la ligne de base. La ligne de base est balisée sur le terrain dans une direction parallèle à la direction géologique ou parfois dans une direction arbitraire, par exemple parallèle à une route ou aux axes NS/EO. À intervalles réguliers le long de cette ligne de base, ces intervalles étant habituellement de 5 à 500 m suivant la tâche, des lignes de profil sont également balisées perpendiculairement à la ligne de base. Les mesures sont exécutées suivant un pas d'échantillonnage régulier, typiquement de 1 à 100 m également en fonction de la tâche. Lorsqu'on observe des variations brusques des paramètres mesurés, dans certains cas, le pas d'échantillonnage peut être diminué localement. De cette façon, à chaque point de mesure correspond l'identification de la station, ses coordonnées, l'instant de la mesure et les valeurs géophysiques mesurées, par exemple :  $ID$ ,  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ,  $aaaa$ ,  $mm$ ,  $jj$ ,  $hh$ ,  $mm$ ,  $ss$ ,  $H$ ,  $\sigma_a$ . Cette information est normalement enregistrée numériquement au moyen d'un « carnet de notes électronique » ou d'un système d'acquisition de données qui permet d'emmagasiner rapidement, avec fiabilité et en grande quantité l'information pertinente, tout en éliminant les erreurs de copie lors du transfert depuis le système d'acquisition de terrain vers le système de traitement des données et d'affichage des résultats, par exemple un ordinateur et une imprimante.

### **Équivalence à l'étape de l'inversion**

Les procédures d'acquisition, d'édition et de correction des données géophysiques varient en fonction des techniques utilisées; vient ensuite l'étape de l'inversion des données. Il s'agit habituellement d'adapter au jeu de données les paramètres de profondeur, d'épaisseur, de résistivité, etc., d'un ou de plusieurs modèles simples, par exemple : une couche d'épaisseur et de pendage variable, un dyke, une faille, etc., de façon que la réponse physique du modèle corresponde le plus exactement possible au jeu de données observées sur le terrain, tenant compte de la grandeur du bruit qui est lié aux données. Il est fréquent en géophysique d'observer l'existence d'une gamme de valeurs de paramètres pour lesquelles la réponse du modèle est pratiquement identique. On fait alors référence à l'équivalence à l'étape de l'inversion, et il est possible de quantifier cette équivalence. Par exemple, lorsqu'on utilise des techniques électriques, si une couche mince conductrice est localisée entre deux couches plus résistantes, il

existe habituellement une plage équivalente quant à sa conductance (Kunetz, 1966). On peut modifier dans certaines limites l'épaisseur et la conductivité de la couche sans observer de changement significatif dans la réponse tant que le produit de la conductivité par l'épaisseur, c'est-à-dire sa conductance, demeure constant.

### **Ambiguïté à l'étape de l'interprétation hydrogéologique**

L'interprétation hydrogéologique fait suite à l'inversion des données. C'est à cette étape que l'exploitation d'un contraste de propriété physique, utilisé par un modèle physique pour l'inversion, est convertie en un ou plusieurs « scénarios » au cours de l'interprétation. Cette conversion, à nouveau, comporte une part d'ambiguïté (Kelly & Mareš, 1993). Pour reprendre le cas des techniques électriques, une chute locale de la résistivité peut être causée par une augmentation de la salinité des eaux interstitielles à cet endroit. Cependant, suivant le contexte, une telle chute peut être causée également par d'autres facteurs, par exemple la présence de minéraux conducteurs tels que du graphite, de la pyrite, etc., un changement du contenu ou du type d'argile, un changement dans le réseau de pores et de leur interconnexion, etc.

## **C.2 Levés aéroportés – Échelle régionale**

Sauf interdiction légale ou militaire, les levés géophysiques aéroportés ne sont pas limités par la longueur d'un forage, la présence d'un obstacle, tel qu'un mur, un lac ou un marécage l'été, etc. Ces levés permettent donc une couverture complète et uniforme du territoire à l'étude tant du point de vue géographique, c'est-à-dire la régularité de la grille du levé, que paramétrique, soit la stabilité des capteurs géophysiques et la fiabilité des enregistrements numériques. Les levés aéroportés (Gunn, 1997) sont de plus caractérisés par la rapidité de couverture, beaucoup plus rapide que les levés au sol mais moins rapide que les levés de télédétection, par un coût unitaire bas par kilomètre linéaire de levé et par une couverture systématique. Habituellement, tout le levé est effectué avec le même système et avec des caractéristiques constantes. De plus, les levés sont caractérisés par une profondeur d'investigation tout à fait satisfaisante pour certaines techniques comme le magnétisme et l'électromagnétisme (EMA). Tel qu'il est mentionné plus haut, l'échantillonnage est uniforme. Cependant, seules quelques techniques géophysiques sont disponibles en version aéroportée : aéromagnétisme, spectrométrie des rayons gamma aéroportée (SRGA), électromagnétisme aéroporté (EMA); la gravimétrie aéroportée existe, mais elle n'est pas encore d'un emploi généralisé. Quelques techniques d'autres disciplines sont parfois greffées aux levés géophysiques aéroportés, comme l'imagerie topographique laser et l'imagerie infrarouge. Ce bref survol des levés aéroportés sera fait grâce à trois exemples concernant les techniques : magnétisme, SRGA et EMA.

### **Aéromagnétisme**

Le levé géophysique aéroporté de Serowe au Botswana a été décrit par Bromley *et al.* (1994). Il s'agit d'un des premiers levés géophysiques aéroportés de détails conçus et exécutés spécifiquement pour la quantification des ressources en eau souterraine. Il a couvert une région comprise dans un rectangle de 75 km sur 61 km. Le levé a permis de quantifier, en milieu semi-désertique, avec seulement 43 forages, une ressource évaluée à 35 000 m<sup>3</sup>/jour pendant 25 ans et de concevoir des scénarios d'exploitation grâce au choix judicieux des emplacements de ces forages, par la connaissance détaillée de la structure de la région fournie en particulier par les résultats du levé aéroporté. Celui-ci a permis pour la première fois de reconnaître et de cartographier la structure compartimentée (horsts et graben) de l'aquifère (grès Ntane) par la réponse magnétique d'un horizon marqueur qui le recouvre (basalte Stromberg) et des dykes (diorite) qui le coupent plus ou moins complètement. Les réponses magnétiques et TBF ont permis de localiser différents types de fractures ouvertes permettant les débits les plus intéressants.

### **Spectrométrie des rayons gamma aéroportée (SRGA)**

**Mary Kathleen, Australie** – La version aéroportée est une façon optimale d'exploiter la technologie de spectrométrie des rayons gamma (SRG). Smith (1985) fournit un bon exemple des capacités de la technique qui a contribué à la cartographie géologique dans la région de Mary Kathleen en Australie, tant par l'identification des lithologies que par la mise en évidence des structures des formations affleurantes.

La SRGA est exploitée de façon systématique en Australie et dans plusieurs autres régions du globe, notamment pour la cartographie de base et pour l'exploration minière. En Australie, la cartographie SRGA fournit également une contribution essentielle, avec l'EMA, aux études de salinisation des eaux souterraines et des sols (voir : Street et Anderson-Mayes, 2002).

### **Électromagnétisme aéroporté (EMA)**

Les propriétés électriques des matériaux naturels sont très souvent utilisées dans les travaux relatifs aux eaux souterraines. Dans le cas du levé EMA de Maun au Botswana, elles sont exploitées surtout pour repérer les contrastes de salinité de l'eau. Dans cette région, l'eau stagnante est saumâtre, tandis que l'eau qui circule en surface ou dans les paléochenaux est douce. Grâce à une grande boucle de fil montée autour de la carlingue d'un avion (figure C.1), il est possible de produire un champ magnétique qui varie abruptement en fonction du temps. Cette méthode crée un champ électrique qui produit des courants induits dans les parties conductrices du sous-sol, qui à leur tour produisent un champ magnétique détectable par l'avion. Il est donc possible de cartographier la conductibilité ou son inverse, la résistivité du sous-sol. Cette stratégie et les résultats d'un levé EMA dans la partie SE du Delta de l'Okavango (Botswana) sont décrits par Masedi (2002). Le bloc principal mesure environ 160 km sur 35 km. La

conductivité électrique de l'eau est proportionnelle à la quantité de sels dissous. La carte résultante permet de distinguer des secteurs où les eaux sont saumâtres et normalement stagnantes de secteurs correspondant à des cours d'eau en surface ou à des paléochenaux où la ressource en eau est mieux protégée de toute source de pollution et subit moins d'évaporation. En particulier, on remarque un paléochenal d'orientation NE à l'extrémité SE du périmètre du levé vers le centre du levé suivant son extension SO-NE. Cet aquifère fait l'objet d'études approfondies comme source éventuelle pour l'alimentation de la ville de Maun.

Les trois exemples précédents illustrent des cas de couverture rapide d'un territoire relativement important. Lorsqu'on s'intéresse à une superficie plus limitée et que les caractéristiques géométriques et hydrauliques des aquifères doivent être investiguées, plusieurs techniques au sol peuvent être utilisées suivant les tâches à accomplir. C'est l'objet des paragraphes qui suivent.

### **C.3 Techniques au sol – levés de détail**

Les levés géophysiques au sol (Meyer de Stadelhofen, 1991; Milsom, 1996; Reynold, 1997) permettent de relever plus de détails que les levés aéroportés, soit à plus haute résolution spatiale et avec une gamme plus étendue de techniques. En effet, en plus des versions au sol des techniques déjà mentionnées pour l'aéroporté, on peut utiliser les techniques sismiques, les méthodes électriques galvaniques et de nombreuses autres techniques qui seront décrites plus loin. Par unité de surface ou de volume investigué, le coût de ces levés est plus important que dans le cas du levé aéroporté. Le maximum de résolution spatiale est obtenu avec les mesures en forage (voir paragraphe C.4), par exemple les diagraphies (Chapellier, 1987; Keys, 1990) où des résolutions bien inférieures au mètre peuvent être réalisées avec un nombre de techniques – outils – encore plus étendu et à un coût par unité de volume supérieur aux deux modes précédents. On vise ici à une présentation des techniques qui aide à faire un choix quant à la pertinence des outils utilisés pour accomplir une tâche. Pour obtenir plus de détails concernant la mise en œuvre, il est avantageux de consulter des références spécifiques, dont plusieurs sont mentionnées dans le texte.

Cette présentation des techniques géophysiques au sol suit le patron suivant : 1) intérêt hydrogéologique de la technique; 2) description de la méthode; 3) avantages, possibilités, limites et exemples. Dans ce contexte, cette partie porte sur l'acquisition d'information sous la surface de façon non invasive relativement aux études hydrogéologiques en général, sans se restreindre à la détermination des aires d'alimentation et de protection de captage d'eau souterraine. Les techniques sont présentées dans l'ordre suivant : magnétisme, gravité, sismique (réfraction, réflexion), électrique - galvanique (PS, résistivité et PP), électrique par induction : EM (Slingram, conductivimètre EM-FNI {LIN}), TBF {VLF}, EMDT {TDEM}, Géoradar {GPR} et autres techniques.

### C.3.1 Levé magnétique au sol

#### Intérêt hydrogéologique de la technique

Il s'agit d'une mesure très détaillée du champ magnétique de la Terre en fonction du point d'observation (Telford *et al.*, 1990). Après traitement, on obtient de l'information quant à la susceptibilité magnétique  $k$  des matériaux sous la surface où le levé a été exécuté. Comme la valeur de  $k$  est élevée surtout pour les formations ignées et métamorphiques (tableau C.1), on obtient de l'information sur la localisation et les paramètres de ces formations : leur structure, le rejet de faille, leur orientation, leur profondeur, leur épaisseur, etc. De plus, en milieu tropical, beaucoup de ces formations perdent leur susceptibilité en présence de circulation d'eau à la pression atmosphérique. En milieu favorable, la technique permet donc en plus de repérer des zones perméables à la circulation de l'eau. Comme la couverture aéromagnétique est pratiquement complète au Canada et ailleurs, mais de performance inégale, il s'agit parfois de procéder à quelques levés très détaillés sur des zones déjà repérées sur le levé aéroporté.

#### Description de la méthode

Graduellement depuis les années 1960, les levés magnétiques sont exécutés surtout sous forme de levés aéroportés (voir § C.2). Les levés au sol demeurent intéressants dans le cas de territoire limité ou lorsque le pas d'échantillonnage doit être inférieur à ~ 5 m. Comme la méthode est basée sur une observation détaillée du champ magnétique terrestre, on doit d'abord caractériser ce champ qui varie dans le temps et suivant la position où on l'observe. Le champ est issu de courants dans la partie liquide du noyau et à un degré moindre de courants circulant dans l'ionosphère. Les variations spatiales sont résumées par les modèles du champ de référence géomagnétique international {IGRF} qui, pour une période donnée, permettent de décrire numériquement la grandeur et l'orientation du champ magnétique de la Terre partout près de la surface. La grandeur du champ est habituellement mesurée en nT et le champ normal varie de ~ 23000 nT jusqu'à ~ 64000 nT en fonction du point d'observation à la surface de la Terre.

**Tableau C.1** : Valeurs représentatives de susceptibilité magnétique  $k$ (Telford *et al.*, 1990; Kelly & Mareš, 1993; Reynolds, 1997; Sabnavis & Patangay, 1998)

Minéral ou roche - eau	$k$ (unité SI)
magnétite	0,07 - 20
ilménite	0,3 - 4
gabbro	$2 \times 10^{-5}$ - $10^{-1}$
basalte	$10^{-4}$ - $10^{-1}$
péridotite	$10^{-3}$ - 1
granite	$10^{-6}$ - $10^{-2}$
gneiss	$10^{-6}$ - $10^{-3}$
schiste	$10^{-6}$ - $3 \times 10^{-3}$
argile	$10^{-6}$ - $3 \times 10^{-5}$
grès	$10^{-6}$ - $3 \times 10^{-5}$
calcaires	$10^{-6}$ - $3 \times 10^{-4}$
dolomies	$10^{-6}$ - $10^{-5}$
eau souterraine (sans $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , etc.)	$10^{-6}$

Note : il y a des différences importantes entre chaque source de compilations pétrophysiques; ces tableaux ont une valeur indicative, sans plus. Dans ce tableau, le seuil inférieur est fixé à  $10^{-6}$  unité SI sans spécification de polarité. On peut observer pour certains minéraux : quartz, gypse, graphite, etc., des valeurs de  $k$  négatives.

La présence de matériaux ayant une susceptibilité magnétique différente de celle de l'air ou du vide modifie localement la grandeur du champ magnétique observé, c'est-à-dire pour la composante induite du champ  $B$ ,  $B=kH$ , où  $H$  est le champ inducteur. Seules les formations de la croûte terrestre se distinguent par leur susceptibilité magnétique, car les températures aux profondeurs correspondantes au manteau terrestre ou au noyau sont plus élevées que le point de Curie, soit  $\sim 550$  °C à 30-40 km de profondeur.

Le minéral le plus important concernant la susceptibilité magnétique est la magnétite qui a non seulement une susceptibilité magnétique élevée, mais est également très répandue dans la composition des roches, à l'exception de nombreuses roches sédimentaires où ce minéral est habituellement instable. Au Québec, la magnétite a cependant été observée dans des sédiments meubles du Grenville. Sauf dans certains environnements miniers où des minéraux comme la pyrrhotite, l'ilménite et l'hématite jouent un rôle, la susceptibilité magnétique des roches est donc surtout tributaire de leur contenu en magnétite.

En raison des variations temporelles du champ terrestre, un levé magnétique est exécuté soit avec un magnétomètre avec retour régulier à une station connue, soit avec deux magnétomètres; l'un servant de référence temporelle est fixé à une station de base, tandis que l'autre est utilisé pour faire des mesures systématiques suivant le patron d'échantillonnage d'une grille de mesure conçue pour couvrir le territoire à l'étude. Un jeu de mesures magnétiques est d'abord corrigé en fonction des variations

temporelles du champ terrestre. Lorsque les variations temporelles sont très importantes, par exemple lors d'une tempête magnétique causée par des éruptions solaires, on doit interrompre les levés.

Dans le cas d'un levé de grande étendue, on soustrait également la valeur du modèle {IGRF} correspondant pour obtenir un jeu de valeurs représentant les fluctuations du champ causées par la distribution locale des susceptibilités. Dans le cas d'un levé d'extension plus limitée, il suffit souvent de soustraire un gradient moyen calculé en fonction de la position et de l'orientation des profils du levé. L'inversion des données permet de déterminer les paramètres, soit la localisation, la profondeur, la forme, le pendage, la susceptibilité, etc., des principaux « objets » qui se distinguent par leur susceptibilité magnétique, telles qu'une formation, une intrusion, une zone d'altération, etc. En pratique, l'inversion est compliquée par la présence de composantes rémanentes. En effet, le champ observé n'est pas uniquement attribuable au champ induit, soit au champ terrestre et à la distribution des susceptibilités magnétiques, mais il l'est également à une composante « mémorisée » par effet thermique, chimique ou autre correspondant à une grandeur et une orientation du champ terrestre différente de celle que l'on observe à notre époque. À différentes étapes du traitement, de l'inversion et de l'interprétation des données, des affichages graphiques, souvent en couleurs, permettent de mieux visualiser dans l'espace l'information fournie par de tels levés. Cette technique de même que, partiellement, la gravité qui est présentée ensuite, permettent tout un ensemble de transformations numériques des données : filtrage, continuation vers le haut ou vers le bas, réduction au pôle, décomposition d'Euler, cartographie de susceptibilité ou de densité. Les résultats de ces analyses ont également avantage à être affichés sous la forme d'images en tons de gris ou en couleurs (Reynolds, 1997; Sharma, 1997; Reeves, 1997).

Lorsque la valeur de  $k$  est connue pour la cible et l'environnement, il est possible de calculer des suites de modèle pour prévoir la forme et la grandeur de la réponse magnétique de la cible en fonction de sa position, de sa profondeur, de son attitude, etc.

### **Avantages, possibilités, limites et exemples**

Parmi les avantages de cette technique, signalons le coût relativement bas par rapport aux autres techniques géophysiques, la simplicité des mesures, la gamme étendue de profondeur et la résolution spatiale limitée par la taille des objets magnétiques. De plus, il suffit habituellement d'un seul opérateur pour l'acquisition des données (figure C.2). En milieu tropical, la magnétite, en présence de circulation d'eau à pression atmosphérique, devient instable et fait chuter la susceptibilité magnétique de la roche qui la contient; des zones faillées perméables ont été repérées au Botswana, par exemple, en utilisant ce phénomène. En outre, l'altération de dykes magnétiques les transforme de barrière à conduit hydraulique (Bromley *et al*, 1994; GSD, 1981; Boehmer & Boonstra, 1986); il est cependant moins probable que cela se produise au Québec. La méthode magnétique permet de cartographier sous la surface des unités/marqueurs qui se distinguent par leur susceptibilité magnétique, c'est-à-dire par leur contenu en magnétite. Lorsqu'une

structure ou des formations magnétiques sont liées à l'objet de l'étude hydrogéologique, ce type de technique peut être essentiel pour fournir l'information recherchée, par exemple une augmentation locale de la porosité, la présence de porosité secondaire attribuable à la fracturation, un cisaillement, l'altération des roches du socle, un paléolit de rivière enfoui, la cartographie de faille ou de fracture en milieu cristallin recouvert de mort-terrain. Parmi les exemples, signalons les études de faille, la localisation de paléochenaux, la chute de susceptibilité causée par la circulation de l'eau, la détection d'artéfacts pertinents aux eaux souterraines, etc. (Astier, 1971; GSD, 1981; Meyer de Stadelhofen, 1991; Volgelsang, 1995).

### C.3.2 Levé gravimétrique

#### Intérêt hydrogéologique de la technique

La force d'attraction de la gravité (Telford *et al.*, 1990) est quantifiée par la loi de Newton :  $F = Gmm'/r^2$ , où  $G$  est la constante d'attraction universelle,  $m$  et  $m'$  sont les masses ponctuelles sur lesquelles l'attraction s'exerce,  $r$  est la distance entre les deux masses,  $F$  est la force d'attraction. À l'échelle de travail normal, il est habituel de rassembler  $Gm'/r^2$  en un seul facteur  $g$ , d'où  $F = mg$ . Le levé gravimétrique vise à mesurer les variations spatiales de  $g$  avec une grande résolution, c'est-à-dire  $1 \times 10^{-8}$ , ou avec les appareils de dernière génération mieux que  $1 \times 10^{-9}$  du champ gravitationnel de la Terre. Après le traitement, on peut en extraire la distribution de la densité des matériaux sous la surface. Si les formations d'intérêt diffèrent par leur densité, on peut alors détecter leur position, leur profondeur, leur épaisseur, etc., ou bien caractériser l'orientation et le rejet de failles où elles sont présentes, etc. Du point de vue de l'hydrogéologie (Meyer de Stadelhofen, 1991), la densité est aussi intéressante lorsque la composition de la matrice de la roche est relativement constante : la densité observée est alors une fonction simple de la porosité du matériau/formation. En effet,  $\Phi = (d_m - d_{obs}) / (d_m - (d_{eau} * \%Satur\_eau/100))$  où  $\Phi$  est la porosité,  $d_m$  est la densité du matériau qui constitue la matrice de la roche, c'est-à-dire la moyenne de la densité des minéraux qui la constitue pondérée par la concentration de ces derniers,  $d_{obs}$  est la densité observée de la roche *in situ* (résultat du traitement du levé gravimétrique),  $d_{eau}$  est la densité de l'eau [1 tonne/m<sup>3</sup> pour l'eau douce], et « %Satur\_eau » est le pourcentage de saturation en eau des pores de la roche. Parmi les applications pratiques, on peut signaler la cartographie des paléochenaux, la localisation des intervalles fracturés ou plus poreux, la caractérisation de faille, la cartographie de profondeur d'altération, etc. En somme, on peut cartographier la distribution souterraine des matériaux en fonction de leur densité (tableau C.2). Par exemple, dans le cas d'un lit de rivière enfoui, les sédiments du lit ont habituellement une densité plus faible, mais une conductivité hydraulique plus grande que la roche ou l'environnement encaissant. La cartographie des failles, la localisation d'une intrusion cristalline ou d'un bassin sédimentaire sont également possibles en fonction du contraste de densité des formations en jeu. La porosité secondaire en zone karstique peut, dans des circonstances favorables, être cartographiée par gravimétrie.

**Tableau C.2** : Valeurs représentatives de la densité  $d$ (Telford *et al.*, 1990; Kelly & Mareš, 1993; Reynolds, 1997; Sabnavis & Patangay, 1998)

Minéral ou roche - eau	$d$ (tonne/m <sup>3</sup> = gr/cm <sup>3</sup> )
alluvion	1,9-2,0
sable	1,7-2,3
gravier	1,7-2,4
argiles	1,6-2,6
grès	1,6-2,8
calcaire	1,9-2,9
dolomie	2,3-2,9
schistes	2,4-2,9
granite	2,5-2,8
gneiss	2,6-3,0
basalte	2.7-3.3
gabbro	2.7-3.5
eau souterraine (eau douce)	1

Note : il y a des différences importantes entre chaque source de compilations pétrophysiques; ces tableaux ont une valeur indicative, sans plus.

Bien que la gravité ne soit pas la technique la plus utilisée pour les études des eaux souterraines, l'apparition récente de nouvelles techniques lui créent une place utile. C'est le cas de données de télédétection en gravité, avec les satellites GRACE (NASA, 2002) par exemple, qui permettent de cartographier les endroits où le facteur « %Satur\_eau » a changé au cours des saisons. Notons aussi la disponibilité récente de gravimètres plus rapides, fiables, sensibles et avec enregistrement numérique (Scintrex, 2003).

### **Description de la méthode**

La technique gravimétrique (Parasnis, 1997) mesure non pas l'accélération terrestre – ou gravité - nominalement de l'ordre de  $9,8 \text{ m/s}^2$  ou 980 Gals (G), mais plutôt les différences de gravité entre divers points de la surface avec une haute résolution - de l'ordre de 0,01 à 0,001 mG. L'unité de gravité (g.u.) est aussi utilisée et elle vaut 0,1 mG. L'instrument de mesure est appelé gravimètre et a bénéficié d'importantes améliorations au cours des 20 dernières années, en particulier quant à l'automatisation de la mesure et du traitement numérique des signaux du gravimètre. Bien que les causes soient différentes par rapport au cas du champ magnétique, la gravité varie aussi en fonction de la position et en fonction du temps. Les variations spatiales dépendent de plusieurs facteurs comme la forme de la Terre, sa vitesse angulaire, qui détermine une composante en fonction de la latitude en particulier, l'élévation et les détails de la topographie et enfin la distribution de la densité des matériaux, qui est l'information

habituellement recherchée. Les variations temporelles observées sont attribuables aux marées terrestres, c'est-à-dire aux changements dans l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil, de même qu'aux dérives instrumentales. À cause de ces dernières, la variation temporelle de gravité est normalement contrôlée par un retour régulier du gravimètre de mesure sur une station connue, et non pas par une mesure automatisée à une station de base au moyen d'un second instrument de référence comme c'est le cas pour les levés magnétiques. L'acquisition des données se fait habituellement le long d'une grille de mesure et elle est accompagnée de mesures au niveau pour établir avec précision l'altitude de chaque station de mesure. Cette dernière composante peut être remplacée par un levé GPS en mode différentiel si le matériel a une performance de type géodésique.

Les données gravimétriques sont d'abord corrigées pour la dérive instrumentale et les variations de marées terrestres (Meyer de Stadelhofen, 1991; Reynolds, 1997). On leur soustrait ensuite un modèle du champ gravimétrique terrestre – le IGF – suivi de corrections pour l'altitude dite « air libre », c'est-à-dire sans tenir compte de la densité, et Bouguer qui en tient compte, et enfin pour la topographie. Le résultat est appelé anomalie de Bouguer et représente, en théorie, les variations du champ de gravité provoquées par la distribution de la densité des matériaux à distance plus ou moins grande de la station de mesure. En pratique, la précision finie des corrections précédentes limite la précision de l'anomalie de Bouguer résultante. Les erreurs de mesure d'altitude de même que les mesures en région de topographie accidentée ou en montagne peuvent limiter significativement la précision de l'anomalie de Bouguer. C'est à partir de l'anomalie de Bouguer que les travaux d'inversion sont poursuivis : on en déduit les paramètres des modèles simples, comme la localisation, la profondeur, la densité d'une unité géologique ou une cartographie de la densité. De façon analogue au cas des levés magnétiques, si l'on connaît la densité de la cible et de l'environnement, on peut générer des suites de modèles pour vérifier la détectabilité d'une cible et la forme attendue de la réponse.

### **Avantages, possibilités, limites et exemples**

Les techniques de gravité sont efficaces dans la mesure où il existe un contraste suffisant de *densité* entre la cible et son environnement. Il s'agit de techniques plus coûteuses et plus lentes que dans le cas des levés magnétiques. Toutefois, elles se justifient lorsque la densité constitue la principale propriété qui permet de distinguer une cible de son environnement. Dans les cas où la densité de la matrice de la roche est relativement constante, comme une minéralogie uniforme, la densité est contrôlée par la porosité qui est une des informations pertinentes pour plusieurs tâches liées aux eaux souterraines. Les limites concernent la profondeur d'investigation lorsque les contrastes sont faibles, le bruit géologique, c'est-à-dire la variation de la minéralogie lorsqu'on veut cartographier la porosité, ainsi que la nécessité de contrôle avec d'autres techniques lorsqu'il faut établir une ou des inconnues, comme le degré de saturation en eau. L'appareillage est coûteux et fragile. Selon les modalités de terrain et le type de levé pour la mesure en hauteur, le levé peut être exécuté avec un minimum de une à trois

personnes. Comme exemples d'applications de gravité, rappelons les travaux relatifs aux lits de rivière et paléochenaux enfouis, les études liées aux failles, à la profondeur d'altérations, etc. (Zohdy *et al.*, 1984; Meyer de Stadelhofen, 1991; Kelly et Mares, 1993).

### C.3.3 Méthodes sismiques

#### Intérêt hydrogéologique de la technique

Les méthodes sismiques sont couramment employées pour les études liées aux eaux souterraines (Heani, 1988; Steeples & Miller, 1990). Elles exploitent les vitesses de propagation de déformations mécaniques dans le sous-sol, un milieu élastique. En milieu élastique, ces déformations se propagent sous forme d'ondes comme la lumière, le son dans l'air ou les vagues à la surface d'un lac. Les déformations sont produites par différentes sources comme un coup de marteau, la chute d'un poids, le tir d'un explosif ou l'excitation d'un vibreur électromécanique. La vitesse de propagation dans un tel milieu élastique dépend du type d'onde considéré, soit longitudinale/compression, transversale/cisaillement ou de surface (Rayleigh, Love). Aux fins d'investigations liées aux eaux souterraines, seules les vitesses de compression, c'est-à-dire  $V_p$  sont considérées ici (tableau C.3). La grandeur de la vitesse dépend de l'élasticité et de la densité du milieu dans lequel l'onde se propage. Dans le cas de  $V_p$ , la relation est :  $V_p = [(K + 4\mu/3)/d]^{1/2}$  où  $K$  est le module de compression,  $\mu$  le module de cisaillement et  $d$  la densité; dans un liquide,  $\mu = 0$  et  $V_{p\_liquide} = [K/d]^{1/2}$ . En pratique (voir § C.3.2), la densité dépend de la minéralogie, de la porosité et du degré de saturation en eau des pores. En outre, le module d'élasticité dépend lui aussi de la minéralogie, de la cohésion des matériaux, comme la consolidation et la cimentation des grains, de la porosité et du degré de saturation en eau des pores. Dans les bassins sédimentaires,  $V_p$  augmente avec l'âge et la profondeur des sédiments. En général, les roches ignées et métamorphiques ont une valeur de  $V_p$  élevée (tableau C.3).

Dans les cas favorables, la méthode sismique permet donc de détecter et de quantifier les zones poreuses ou fracturées par rapport à la roche massive, le degré de consolidation des roches, leur état de saturation en eau, soit saturé ou non saturé, etc. La présence d'eau interstitielle augmente la vitesse  $V_p$  en fonction de la porosité quand il y a saturation des pores. Plusieurs modèles quantifient cette dernière relation, dont celui de Gassmann-Biot (Marko *et al.*, 1998; Schön, 1998), mais à pression atmosphérique, la relation entre  $V_p$ ,  $\Phi$ , %Satur\_eau et le contenu en argile demeure difficile à établir de façon générale. En fait, au mieux on peut établir si un matériel poreux est sec ou saturé en eau. Cependant, on ne peut pas, par méthode sismique, déterminer de façon continue le degré de saturation en eau, car la réponse varie de façon abrupte près du point de saturation (Schön, 1998).

Parmi les différentes techniques géophysiques, les résultats sismiques ont généralement la plus haute résolution spatiale pour la caractérisation non invasive du sous-sol (Steeple & Miller, 1990; Meyer de Stadelhofen, 1991). Une suite de couches,

différenciées par leur valeur de  $V_p$ , à épaisseur variable et à pendage plus ou moins parallèle à la surface, constitue une situation favorable pour les techniques sismiques, ce qui permet la localisation des aquifères et la détermination de leurs limites géométriques. Il s'agit d'une famille de techniques qui est souvent tout à fait pertinente pour les recherches liées aux eaux souterraines.

**Tableau C.3** : Valeurs représentatives de la vitesse sismique  $V_p$  – onde de compression

(Astier, 1971; Telford *et al.*, 1990; Kelly & Mareš, 1993; Reynolds, 1997; Sabnavis & Patangay, 1998)

Minéral ou roche – air - eau	$V_p$ (km/s)
alluvion sèche	0,6 – 1,2
alluvion saturée	1,6 – 2,4
sable sec	0,2 – 1,0
sable saturé	1,5 – 2,0
gravier	0,4 – 2,3
argiles	1 – 2,5
grès	1,4 – 4,5
calcaire	1,7 – 7,0
dolomie	2,5 – 6,5
schistes	3 – 4,5
granite	4,6 – 6,2
gneiss	3,5 – 7,6
basalte	5,5 – 6,5
gabbro	6,4 – 7,0
air	0,33
eau souterraine (eau douce)	1,45

Note : il y a des différences importantes entre chaque source de compilations pétrophysiques; ces tableaux ont une valeur indicative, sans plus.

### **Description de la méthode**

On se rappelle qu'en physique, lorsque, dans une pièce obscure, l'on projette un mince faisceau de lumière sur un plan d'eau contenant un peu de très fines particules en suspension, on constate ce qui suit. Lorsque le faisceau est projeté de façon oblique par rapport à la normale de l'interface air/eau,  $\sim 15^\circ$  par rapport à la normale, c'est-à-dire son angle d'incidence  $\theta_i$ , on observe que le faisceau se divise en deux : l'un est réfléchi à un angle de réflexion égal à l'angle d'incidence. L'angle de réflexion  $\theta_{flex}$  est l'angle que fait le faisceau réfléchi avec la normale du côté opposé au faisceau incident. On remarque de plus que l'intensité du faisceau réfléchi pour cette valeur d'angle d'incidence est considérablement plus faible que celle du faisceau incident. On observe

également un autre faisceau, plus intense, qui se propage dans l'eau, mais avec un angle différent de l'angle d'incidence : il s'agit de l'angle de réfraction  $\theta_{\text{frac}}$  qui dépend dans ce cas des indices de réfraction de l'air et de l'eau :  $n_{\text{air}} = 1$ ,  $n_{\text{eau}} = 1,33$ . Ces angles obéissent à la loi de Snell,  $n_{\text{eau}} \cdot \sin \theta_{\text{frac}} = n_{\text{air}} \cdot \sin \theta_i$ . L'angle  $\theta_i$  pour lequel  $\theta_{\text{frac}}$  est égal à  $90^\circ$  s'appelle l'angle critique  $\theta_c$ . Il y a réflexion totale du faisceau, c'est-à-dire pleine intensité, lorsque  $\theta_i > \theta_c$  ; dans le cas de l'interface air/eau, cet angle n'existe pas, mais dans le cas eau/air, cet angle est  $\sim 49^\circ$ . Enfin, quant aux particules en suspension, on n'observe ni réflexion ni réfraction, mais plutôt une diffusion du faisceau attribuable à la diffraction. La situation est analogue dans le cas des ondes sismiques. Dans ce cas, la loi de Snell est exprimée sous la forme  $\sin(\theta_{\text{frac}}/V_{p2}) = \sin(\theta_i/V_{p1})$ , où 1 et 2 représentent respectivement le milieu de l'onde incidente et celui où se propage l'onde réfractée (Kearey & Brooks, 1991). L'intensité des ondes réfléchies et réfractées dépend de l'impédance acoustique,  $Z = d \cdot V_p$ , de chacun des deux milieux et de l'angle d'incidence. Le rapport de l'intensité de l'onde réfléchie  $A_{\text{flex}}$  sur celle de l'onde incidente  $A_i$ , dans le cas de l'interface entre les milieux 1 et 2, est le coefficient de réflexion  $R_{12} = A_{\text{flex}}/A_i$ ; dans le cas d'une incidence normale,  $R_{12} = (Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1)$ . Par ailleurs, le rapport de l'intensité de l'onde réfractée  $A_{\text{frac}}$  sur celle de l'onde incidente  $A_i$  est le coefficient de transmission  $T_{12} = A_{\text{frac}}/A_i$ ; dans le cas d'une incidence normale,  $T_{12} = 2Z_1 / (Z_2 + Z_1)$ . On constate qu'en l'absence de contraste d'impédance acoustique, c'est-à-dire  $Z_1 = Z_2$ , il n'y a pas de réflexion et  $T = 1$ .

Avec la méthode sismique, la mise en œuvre pratique diffère significativement suivant que l'on exploite principalement le phénomène de réfraction ou de réflexion (figure C.3) : la source, l'équipement, le dispositif sur le terrain, le nombre d'opérateurs, le traitement des données, l'affichage des résultats, les seuils de détectabilité, la paramétrisation des couches, c'est-à-dire la profondeur et l'épaisseur, la forme de l'interface,  $V_p$ . Quoique la présentation de ces deux modes soit faite séparément, certaines caractéristiques communes ne seront pas répétées dans la section concernant la réflexion.

*Réfraction sismique* – Il s'agit de la première des deux techniques sismiques à être appliquée aux problèmes des eaux souterraines. Pendant longtemps elle a été beaucoup plus répandue pour des considérations de coût, d'équipement et de capacité de traitement et d'exploitation des données. La méthode est mise en œuvre le long d'un (2D) ou de plusieurs (3D) profils parallèles. En mode réfraction (Heani, 1988), la vitesse de propagation est évaluée en enregistrant les temps de propagation de la déformation au moyen de toute une série de capteurs – géophones – disposés à des intervalles de distances connus  $\Delta x$ . Les rapports  $\Delta x_i / \Delta t_i$  fournissent la vitesse apparente de propagation qui sera corrigée pour le pendage ou la topographie de l'interface;  $\Delta t$  est ici la différence de temps d'arrivée entre une paire de géophones, mais l'intervalle de temps depuis l'instant où la perturbation, par exemple le tir d'un explosif, a été produite est également utilisé. Le géophone convertit les micro-mouvements du sol en signaux électriques. Typiquement 12 ou un multiple de 12 géophones sont utilisés; ils sont interconnectés par câble relié à un enregistreur : le sismographe. Ce dernier enregistre l'instant où la déformation est produite, amplifie, filtre et traite les signaux produits par les géophones, et les enregistre numériquement pour permettre un lien efficace pour le traitement par ordinateur.

Une liste de sources sismiques a déjà été mentionnée. Chacune d'entre elles est caractérisée par son énergie et son contenu en fréquence. En réflexion, le marteau, la chute d'un poids et le tir d'explosif, en ordre croissant d'énergie pour un volume donné, fournissent un contenu en fréquence adéquat. En réflexion, on considère surtout les premières arrivées (Heani, 1988; Kearey & Brooks, 1991) : pour les capteurs près de la source, il s'agit d'une onde directe, c'est-à-dire qui ne s'est propagée que dans le milieu 1 contenant la source. Cependant, au-delà d'une distance de croisement, les ondes réfractées arrivent les premières. Dans ce cas, la déformation s'est propagée vers le bas jusqu'au milieu 2 où une partie est incidente suivant l'angle critique  $\theta_c$ . L'onde est alors réfractée et elle poursuit sa trajectoire dans le milieu 2, mais très près de l'interface 1-2. À la suite d'un parcours donné dans 2, l'onde est à nouveau réfractée dans le milieu 1, cette fois pour finalement atteindre la surface où elle est détectée par un géophone. Après la mise en ordre des données, un graphique, dromochronique, du délai de temps vs distance source-capteur est construit. À intervalles de distance réguliers, plusieurs positions pour la source sont utilisées de chaque côté du réseau de géophones et au centre de ce dernier avant de déplacer ce réseau. On s'assure ainsi une couverture continue du sous-sol et une interprétation non ambiguë des interfaces non planaires entre les milieux à vitesse  $V_p$  différente.

L'interprétation des données a subi une évolution graduelle au cours des années. En effet, les premiers modèles supposaient seulement deux couches planaires à pendage parallèle à la surface et à vitesse constante le long de la couche. Par la suite les modèles ont prévu un plus grand nombre de couches, des pendages différents, des variations de vitesse le long des couches et une interface irrégulière, c'est-à-dire non plane, entre les couches. Plusieurs techniques d'interprétation sont encore utilisées (Heani, 1988; Kearey & Brooks, 1991; Reynolds, 1997). L'une des stratégies très répandues est la technique « réciproque généralisée » de Palmer (1980) qui permet la détermination continue en profondeur d'interfaces irrégulières avec un pas équivalent à chaque position de géophone et la détermination d'une vitesse pour chaque couche à chaque point de mesure. Il subsiste au moins deux cas de couches non détectées en réflexion. Le premier : une couche trop mince; dans celui-ci, il n'y a pas de première arrivée correspondant à cette couche parce que l'onde qui a traversé la couche mince s'est propagée dans une couche voisine plus profonde, mais plus rapide, puis elle est détectée en surface avant celle qui s'est propagée dans la couche mince. Cette couche mince ne peut alors être évaluée que si l'on connaît ou suppose son existence et qu'on étudie les signaux plus tardifs que ceux correspondant aux premières arrivées. L'autre cas correspond à une couche plus lente que la couche qui la recouvre. Dans ce deuxième cas, les ondes ne sont pas réfractées à un angle plus grand que l'angle d'incidence et ne se propagent donc pas à nouveau vers la surface après un trajet dans une telle couche plus lente. La présence de couches plus lentes provoque des erreurs de profondeur pour les couches sous-jacentes.

*Réflexion sismique* - Pendant longtemps cette technique était pratiquement « réservée » à l'exploration des hydrocarbures. Cependant, depuis la miniaturisation des circuits électroniques et la chute des prix de même que l'accès à des ordinateurs personnels, la

réflexion sismique a fait beaucoup de progrès quant à son application aux eaux souterraines (Steeple & Miller, 1990). Il s'agit aussi d'une réduction d'échelle très importante quant à la dimension et à l'énergie des dispositifs sur le terrain, d'un changement au matériel, d'une diminution du personnel requis – par exemple quatre à six opérateurs peuvent suffire – d'une réduction de la profondeur d'exploration requise, etc., tandis que la résolution spatiale est excellente, de l'ordre du demi-intervalle entre géophones. Un certain nombre de logiciels ont été spécialement développés pour le traitement de ce type de données pour applications à faible profondeur. Dans certains cas, ils font même double usage : réflexion sismique et géoradar (voir § C.3.5). La mise en œuvre diffère de la précédente. L'amplitude des signaux réfléchis est considérablement inférieure à celle des signaux réfractés, et toute une série de mesures servent à obtenir un rapport signal sur bruit (S/B) qui permet l'exploitation des données (Dobrin & Savit, 1988; Steeples & Miller, 1990). Il y a d'abord un surrecouvrement du profil : un même point en profondeur peut être mesuré des dizaines de fois grâce au pas d'avancement beaucoup plus petit que la dimension du réseau de géophones. En effet, un pas correspondant à l'intervalle entre géophones permet d'atteindre dans certains cas des résolutions spatiales de l'ordre du mètre. Il y a ensuite une utilisation plus judicieuse de la bande passante du signal. En général, on utilise des sources et des géophones qui permettent de procéder à fréquence plus élevée qu'en réfraction. À la suite des essais préliminaires sur le terrain à étudier, on procède à une analyse spectrale des signaux des premiers essais. On choisit ensuite la bande de fréquence permettant de maximiser le rapport S/B et on filtre les données suivant cette bande. Sauf dans le cas de charges explosives importantes, on peut également effectuer une sommation des signaux en répétant systématiquement des mesures. Les sources de types mécanique, électromécanique et à cartouche de fusil sont particulièrement adaptables à une telle stratégie.

Par ailleurs, l'atténuation des ondes sismiques en fonction de la distance est proportionnelle à leur fréquence. Plus la fréquence du signal est élevée, meilleure est la résolution spatiale et plus petite sera donc l'épaisseur-seuil permettant de détecter une couche mince (Kearey & Brooks, 1991). Comme les hautes fréquences s'atténuent plus rapidement, la résolution spatiale se détériore avec la distance et donc avec la profondeur. Il demeure toutefois qu'une couche n'est détectable que dans la mesure où son impédance acoustique  $Z = d * V_p$  est suffisamment contrastée par rapport à ses voisines.

Tandis que dans le cas de la réfraction, tant l'onde directe que l'onde réfractée tracent une droite sur le graphique temps vs distance pour une interface plane, dans le cas de la réflexion, il s'agit d'une hyperbole ( $V_p^2 t^2 / 4z^2 - (x^2/4z^2) = 1$  où  $t$  est le temps de propagation,  $x$  la distance source-géophone et  $z$  la profondeur de l'interface, en supposant le cas le plus simple où la surface et l'interface sont horizontales. Le surrecouvrement permet d'étudier en détail le décalage de temps normal (en anglais *nmo* : *normal move-out*) alors que  $x$  augmente. On en déduit la vitesse et le pendage, tandis que la compensation de ce décalage permet d'additionner la réponse des différents dispositifs qui ont relevé le même point en profondeur, ce qui assure l'amélioration du rapport S/B. Dans une première étape, la réponse est assignée à la

verticale des géophones correspondants, mais une correction pour le pendage des couches permet de migrer les réponses en fonction de la position réelle du réflecteur/interface. Le traitement accorde également la possibilité de refaire une correction fine en fonction de la vitesse en tenant compte de la sommation de plusieurs réponses, ce qui augmente à nouveau le rapport S/B (Kearey & Brooks, 1991, Reynolds, 1997).

En prenant en considération le surrecouvrement, le traitement en réflexion peut donc inclure : le triage des traces, l'analyse des vitesses, la correction pour le décalage de temps normal (nmo), l'accumulation des traces pertinentes, l'analyse du spectre de fréquences, le filtrage en fréquence, la correction topographique, la déconvolution, c'est-à-dire une compensation pour l'effet de filtrage ou de l'atténuation par les terrains traversés en fonction de la fréquence, une migration en fonction du pendage, etc.

Les résultats sont affichés en tons de gris, en couleurs ou sous la forme de traces corrigées pour les signaux de chaque géophone où les excursions de l'une des polarités sont noircies, ce qui permet de reconnaître facilement chaque réflecteur. Les résultats intermédiaires sont affichés en fonction du temps, tandis que la version définitive pourra être affichée en fonction de la profondeur en intégrant les valeurs de la vitesse par rapport au temps.

### **Avantages, possibilités, limites et exemples**

Les deux techniques (réfraction et réflexion) contribuent efficacement aux études liées aux eaux souterraines (Heani, 1988; Steeples & Miller, 1990; Meyer de Stadelhofen, 1991) quant à la géométrie des aquifères/aquitards, au pendage des couches et à la cartographie des variations de vitesse. Cela permet l'identification de zones fracturées, poreuses ou altérées, la détection de failles ou de dykes, la détermination de la saturation ou non d'un matériau poreux et donc la profondeur de la nappe phréatique, etc. Les deux techniques, quoiqu'en fonction de critères différents, ne peuvent détecter une couche que si son épaisseur dépasse une valeur seuil.

La réfraction est particulièrement adaptée aux travaux à faible profondeur; elle tolère plus facilement des inhomogénéités dans les couches, des pendages et des formes d'interfaces irréguliers, etc. Aux faibles profondeurs, elle demande un matériel moins coûteux, moins de personnel, et elle permet une couverture plus rapide. Elle autorise la détection des couches pour autant que celles-ci sont caractérisées par des vitesses qui sont plus rapides que celles des couches qui les recouvrent. Dans le cas des profondeurs plus importantes, la longueur du dispositif, par exemple 3 à 10 fois la profondeur (Meyer de Stadelhofen, 1991), pose des problèmes pratiques quant à la source, au dispositif et à la logistique sur le terrain, ce qui en augmente les coûts.

À profondeur plus importante, comme les dépôts deltaïques, certains paléochenaux ou même certains terrains glaciaires où les profondeurs peuvent dépasser les 100 mètres, la longueur du dispositif est beaucoup plus courte pour la réflexion. La réflexion se prête

particulièrement bien au problème de la détermination de la profondeur de l'interface entre différentes couches à pendage près de l'horizontale, dans un bassin sédimentaire où les vitesses varient de façon plus importante en fonction de la verticale à cause des  $V_p$  différentes pour chaque couche, que latéralement à cause de changements de conditions à l'intérieur d'une couche donnée. La détection des couches est possible dès que leur épaisseur dépasse un seuil et qu'elles sont différenciées quant à leur produit de la densité par la vitesse. Il s'agit de la technique qui offre la meilleure résolution spatiale pour les gammes de profondeur intéressantes. De plus, dans la pratique, il existe une profondeur minimale au-dessus de laquelle la détection de telles interfaces est impraticable en mode de réflexion; avec la technologie actuelle, ce seuil est autour de 10 à 20 m.

Enfin, dans les deux cas, il existe en pratique une profondeur maximale d'investigation qui est attribuable à l'atténuation des signaux en fonction de la distance. À partir du niveau où, tenant compte de l'énergie finie de la source et des stratégies qui permettent l'extraction des signaux en présence de bruits, les signaux ont une amplitude inférieure à celle du bruit ambiant, les données sismiques provenant d'une plus grande profondeur ne sont plus exploitables, ce qui délimite, en pratique, une profondeur maximale d'exploration.

Dans certaines organisations, les méthodes sismiques sont les principales techniques utilisées pour la caractérisation non invasive des aquifères. À l'échelle de la planète cependant, elles sont moins utilisées que les méthodes électriques, par exemple : résistivité ou EM, à cause de leur coût plus élevé et, en l'absence de vibreurs, usage d'explosifs. Par ailleurs, dans les cas où les cibles intéressantes n'ont pas de contrastes de résistivité, par exemple, les techniques sismiques peuvent être les plus avantageuses; dans un tel cas, la PP peut aussi être avantageuse, comme on le verra plus loin. À titre d'exemples d'utilisation, il y a la cartographie des paléochenaux, la cartographie des vitesses pour repérer les zones poreuses ou fracturées, la détermination de la stratigraphie, de la profondeur du socle, de la nappe phréatique, etc. (Mathiez & Huot, 1966; Steeples & Miller, 1990; Meyer de Stadelhofen, 1991).

### **C.3.4 Méthodes électriques galvaniques**

#### **Intérêt hydrogéologique de la technique**

En fait, on peut regrouper trois techniques principales sous la classification de méthodes électriques galvaniques : résistivité, polarisation spontanée (PS) et polarisation provoquée (PP). Dans le cas de cette dernière, suivant sa mise en œuvre, on peut aussi l'identifier comme PP spectrale ou résistivité complexe. Quoiqu'elles soient toutes pertinentes pour certaines tâches liées aux eaux souterraines, la résistivité est sans aucun doute la plus répandue de ces trois techniques (Meyer de Stadelhofen, 1991; Mathiez & Huot, 1966). Comme son nom l'indique, ce procédé exploite la résistivité électrique  $\rho$  des matériaux en place (tableau C.4). Dans ce qui suit, selon les besoins du moment, on mentionnera soit  $\rho$  soit son inverse  $\sigma$ , c'est-à-dire la conductivité. La plupart

des minéraux communs qui constituent les roches (quartz, feldspath, calcaire) ont une très haute résistivité.

**Tableau C.4** : Valeurs représentatives des résistivités  $\rho$

(Astier, 1971; Telford *et al.*, 1990; Kelly & Mareš, 1993; Reynolds, 1997; Sabnavis & Patangay, 1998).

Minéral ou roche - eaux	$\rho$ ( $\Omega \cdot m$ )
eau de mer	0,2 – 0,3
eau souterraine	10-30
alluvion	10 – 300
sable sec	> 1000
sable saturé (eau douce)	50 – 500
sable saturé (eau salée)	0,5 – 5
gravier sec	> 1000
gravier humide	100
argiles	1-100
grès	100 – 500
calcaire	50 - $10^6$
dolomie	350 – 5000
schistes	100 – 3000
granite	300 - $10^6$
granite altéré	30 – 500
gneiss	$10^3$ - $10^6$
basalte	$10^3$ - $10^6$
gabbro	10 - $10^6$

Note : il y a des différences importantes entre chaque source de compilations pétrophysiques; ces tableaux ont une valeur indicative, sans plus. La valeur de la résistivité est dépendante de la saturation en eau et de la résistivité des eaux interstitielles.

Les minéraux à basse résistivité, tels que le graphite, les sulfures, les oxydes métalliques, etc., se trouvent plus fréquemment dans un environnement minier. Il existe toutefois une exception importante : il s'agit des argiles qui constituent habituellement, lorsqu'elles sont saturées d'eau, des minéraux à résistivité basse ou moyenne. Lorsqu'elles sont sèches, les argiles ont également une résistivité élevée. Sauf en milieu minéralisé, les roches conduisent donc l'électricité pour autant qu'elles sont poreuses et que les pores contiennent suffisamment d'eau. La résistivité de la roche est d'autant plus basse que cette eau interstitielle contient des sels en solution, que l'eau occupe une grande partie des pores jusqu'à leur saturation, que la porosité est élevée et que l'interconnexion entre les pores est bonne, ce qui est le cas dans les grès, par exemple. Dans les roches sédimentaires, il peut s'agir de porosité primaire et de porosité secondaire. La porosité primaire correspond à l'espace libre entre chaque grain lorsqu'ils sont en contact à cause de leur forme. Ainsi, un assemblage de billes sphériques de même dimension, lorsqu'elles sont en contact, a une porosité de 26 à 48 % en fonction du nombre de points de contact par sphère (Schön, 1998). Une porosité secondaire est présente dans tous les types de roches sous forme de fractures ou

d'altérations des minéraux/grains de la roche. La résistivité d'un aquifère dépend donc non seulement du réseau de pores – la matrice – mais aussi du pourcentage de saturation en eau des pores et de la résistivité de cette eau interstitielle qui est liée directement à sa salinité. En fait, ce modèle simplifié, quantifié par la loi d'Archie (Chapellier, 1987), a des limites d'autant plus contraignantes que l'eau est peu minéralisée et contient des argiles. Dans un tel cas, la conductivité attribuable aux argiles peut être plus importante que celle engendrée par la salinité, et toute estimation de porosité ou de salinité sans tenir compte des argiles présentera de graves erreurs. Des perspectives concernant la résistivité qui sont pertinentes à l'application des méthodes EM ont été présentées par McNeil (1980a) et Palacky (1986, 1987 ou 1990). En pratique, les techniques exploitant la résistivité permettent de cartographier les aquifères en estimant leur localisation, leur profondeur, leur extension géométrique en superficie et en épaisseur. Elles autorisent aussi l'estimation plus ou moins grossière de certaines de leurs propriétés dans les cas favorables comme la porosité, la saturation en eau, la salinité de l'eau et parfois la conductivité hydraulique ou la transmissivité. Lorsque plusieurs aquifères sont interconnectés, des modes de mesure différents, impliquant dans certains cas des mesures en forage, peuvent permettre de déterminer ou de produire une image de ces interconnexions.

La PS (Corwin, 1990; Sharma, 1997), par ailleurs, a d'abord été conçue et utilisée aux fins de l'exploration minière où elle permet de repérer des matériaux à conductivité électronique dans un environnement à conductivité ionique, ce qui est le cas de la grande majorité des roches, pourvu que ces matériaux soient localisés à la fois dans la zone aérée et dans la zone saturée d'eau. Aux fins hydrogéologiques, les deux principaux cas d'utilisation de la PS sont (1) le cas de gradient de concentration des ions ( $C_1$  et  $C_2$ ) en solution et (2) le cas de mouvement d'eaux souterraines en milieu poreux. Le cas de gradient de concentration est caractérisé par le potentiel de diffusion et le potentiel de Nernst, soit  $E_N = (RT/nF) \ln (C_1/C_2)$ , avec  $R$  et  $F$  les constantes des gaz et de Faraday,  $T$  la température Kelvin et  $n$  la valence des ions considérés. Un gradient de concentration est produit dans le cas d'une limite eau douce/eau salée, de drainage minier acide ou de percolation en aval d'un dépotoir (Vogelsang, 1995). Dans le second cas, le mouvement d'eaux souterraines en milieu poreux (Kelly & Mareš, 1993) produit un potentiel électrocinétique ( $E_K = -(\rho\zeta\varepsilon\Delta P)/(4\pi\eta)$ ), où  $\zeta$  est un potentiel d'absorption de la surface des grains,  $\varepsilon$  est la permittivité,  $\Delta P$  est la chute de pression et  $\eta$  la viscosité du fluide.

Finalement la PP, elle aussi, a d'abord été développée aux fins de l'exploration minière (Sumner, 1976), ce qui demeure sa principale application, en particulier pour détecter et cartographier les minéraux à conductivité électronique caractérisés par la propriété de polarisation métallique, d'électrode ou de survoltage. En matière d'eaux souterraines, on exploite la polarisation électrolytique, « de membrane » ou « normale ». Cette dernière est causée par des distributions de concentration d'ions différentes lors du passage de courant électrique par rapport à l'état d'équilibre lorsqu'il n'y a pas de courant. Ces différences sont causées par plusieurs facteurs dont la présence de matériaux ayant une capacité d'échanges de cations (CEC). Pratiquement tous les minéraux ont une faible CEC parce que leur surface est surtout chargée négativement à cause du plus

grand volume occupé par les électrons dans un atome. Cependant, les argiles, et en particulier les smectites, à cause de leur très grande surface spécifique, ont une CEC plus élevée que la plupart des autres matériaux. La polarisabilité électrolytique dépend en fait à peu près des mêmes facteurs que la résistivité, soit la porosité, l'interconnexion des pores et le pourcentage de saturation, mais aussi de la CEC. Contrairement à la résistivité, la réponse en PP atteint un sommet lorsque la concentration d'ions disponibles attribuable à la salinité de l'eau est du même ordre de grandeur que la CEC, soit le nombre de sites disponibles pour échanger des ions (Draskovits, 1990; Keller & Frischknecht, 1966; Worthington & Collar, 1984;). En hydrogéologie, la PP est particulièrement utile lorsqu'on n'observe aucun contraste de résistivité entre la cible et l'environnement en raison, par exemple, de la présence d'argiles. La PP peut être d'un grand secours dans de telles circonstances (Draskovits, 1990; M. Bureau - communication personnelle, 2002).

La résistivité complexe et la PP spectrale (Börner & Schön, 1995; Luo & Zhang, 1998) font l'objet d'études tant dans le secteur minier qu'en hydrogéologie, mais ces méthodes ne sont que mentionnées ici. Il s'agit cependant d'un domaine à suivre pour ce qui est des applications éventuelles en hydrogéologie.

### **Description de la méthode**

Le terme « galvanique » fait référence à l'utilisation d'électrodes tant pour l'excitation – résistivité et PP – que pour la mesure de la réponse – résistivité, PP, PS. De plus, une excitation haute fréquence est exclue dans la pratique sauf – cas limite – en résistivité complexe ou en PP spectrale, ce qui exclut les effets de permittivité qui seront mentionnés lors de la présentation du Géoradar. La résistivité sera décrite en premier. Les ajouts concernant la PP suivront. La PS ne fera l'objet que d'une description sommaire.

*Résistivité* - En laboratoire, il est facile de mesurer la résistance d'un échantillon de fil métallique, par exemple au moyen d'un ohmmètre à deux bornes, et d'en déduire sa résistivité. Sur le terrain cependant, les résistances de prises de chaque électrode introduiraient une erreur très importante dans la mesure. On procède donc toujours au moyen de quatre électrodes : une paire d'électrodes sert à l'injection d'un courant connu et l'autre sert à mesurer la différence de potentiel causé par ce courant. Le rapport de la différence de potentiel  $\Delta v$  sur la valeur du courant  $\Delta I$  quantifie la résistance  $R = \Delta v / \Delta I$ . La disposition des quatre électrodes et les distances entre elles déterminent un facteur géométrique  $K$ . La résistivité apparente  $\rho_a$  est calculée à partir de la relation  $\rho_a = KR$ . Le paramètre  $\rho_a$  est la résistivité qu'on obtiendrait avec les valeurs observées de  $R$  et  $K$  dans le cas d'un terrain homogène. En mesurant  $R$ , lorsqu'on augmente systématiquement la distance entre les électrodes sans changer le centre du dispositif ni son patron, on procède à un sondage électrique vertical (SEV, Kunetz (1966), figure C.4). Les valeurs de  $\rho_a$  ainsi obtenues sont mises en graphique en fonction de la distance interélectrode. Des dispositions ou configurations standardisées d'électrodes sont généralement utilisées avec des identificateurs comme Schlumberger, Wenner,

pole-dipole (P-DP), dipole-dipole (DP-DP). Des outils d'inversion sont disponibles pour estimer, à partir d'un jeu de données SEV, un modèle unidimensionnel (1D) du sous-sol correspondant, soit une suite de couches d'extension latérale infinie mais d'épaisseur/profondeur finie. On obtient donc, à la suite de l'inversion, un nombre de couches qui permet d'expliquer le jeu de valeurs observées et, pour chacune des couches, de déterminer sa résistivité et son épaisseur. Le profilage à séparation constante d'électrodes a été utilisé pour le SEV pendant toute une époque. Ce profilage plus simple a cédé la place, dans la pratique courante, au profilage 2D, c'est-à-dire que pour chaque déplacement latéral du dispositif d'un pas unitaire, on procède à toute une série de mesures correspondant à une gamme étendue de distances interélectrodes. Ce changement a été de beaucoup facilité par la disponibilité d'ordinateurs personnels à coût raisonnable et par la miniaturisation et la chute des coûts des circuits électroniques. Ainsi, on peut faire la mise en place d'un grand nombre d'électrodes reliées à un câble muni de relais télécommandés. Lors de l'acquisition des données, une suite de commandes préenregistrées exécute une séquence de connexion sélective d'électrodes pour réaliser le profilage 2D souhaité. De cette façon, on combine l'exploration latérale – profilage - et l'exploration à la verticale – sondage – en un seul processus. Lors de l'inversion, on obtient une section 2D présentée sous la forme de graphique ou d'image couleur affichant simultanément les valeurs de résistivité inversées à la fois en position latérale et en profondeur, ce qui permet de visualiser éventuellement les structures par le biais de leur résistivité électrique (Reynolds 1997; Sabnavis & Patangay, 1998, Loke, 1999).

*Polarisation provoquée* - Les mesures de PP sont effectuées au moyen des mêmes configurations qu'en résistivité et elles incluent toujours à la fois la résistivité et la PP. Souvent, pour des raisons de résolution spatiale et de prévention de couplage parasite, on utilisera de préférence la configuration DP-DP (Sumner, 1976). L'équipement requis pour la PP est plus coûteux que celui utilisé pour la résistivité. Les signaux correspondant à la PP sont de deux à trois ordres de grandeur plus faibles que ceux correspondant à la résistivité. De plus, les phénomènes électrochimiques en jeu – redistribution des ions en solution sur les parois des pores à CEC élevée – se produisent à une vitesse finie. En conséquence, les levés PP exigent de l'équipement et une réalisation sur le terrain à un plus haut niveau de performance; par ailleurs, ces levés demandent plus de temps et de ressources qu'un levé de résistivité seulement. De plus, dans le cas général, il n'est pas encore fiable d'utiliser de façon aussi complète qu'en résistivité des câbles multiconducteurs à relais télécommandés, à cause de problèmes de couplage parasite.

*Polarisation spontanée* - En principe, la mesure de la PS demande un équipement beaucoup plus simple : une paire d'électrodes non polarisables, des câbles de raccord, un appareil de mesure et un enregistreur. En pratique, les réponses PS, dans le domaine de l'eau, sont beaucoup plus faibles qu'en exploration minière : elles varient de quelques mV à quelques dizaines de mV. De façon à pouvoir distinguer la réponse PS malgré les fluctuations à basse fréquence des bruits telluriques, on doit donc, en plus, enregistrer de façon continue les signaux de deux dipôles de contrôle disposés perpendiculairement l'un par rapport à l'autre à proximité du terrain où le levé est

effectué. L'enregistrement de l'instant de la mesure tant pour le levé que pour les signaux des dipôles de contrôle permet de synchroniser les deux fichiers pour corriger les données en fonction des fluctuations telluriques dans le temps. Une autre stratégie (Knödel *et al.* 1997) consiste à enregistrer simultanément un grand nombre de points de mesure pendant un certain intervalle de temps pour distinguer l'effet PS de l'effet tellurique. Cette stratégie assure une plus grande fiabilité des résultats PS, mais elle nécessite toutefois un investissement beaucoup plus élevé quant à l'équipement et à l'acquisition des données. Le choix judicieux des électrodes non polarisables est important pour la fiabilité des jeux de données de PS.

### **Avantages, possibilités, limites et exemples**

Pour ce qui est de la résistivité, on peut signaler les avantages suivants : la pertinence des mesures, leur coût raisonnable en équipement, en temps de mesure et en personnel sur le terrain. En effet, seulement deux personnes sont requises pour les installations les plus automatisées, et trois à quatre personnes sont nécessaires pour les réalisations plus classiques. La possibilité de définir la géométrie de l'aquifère et, dans quelques cas, certains de ses paramètres hydrauliques est pertinente. L'affichage des résultats d'inversion 2D et 3D sous forme d'images en couleurs facilite la présentation de l'information à des tiers. Avant la vérification par forage, il subsiste souvent une ambiguïté réelle quant à l'interprétation des résultats. Malgré de nombreux efforts à ce sujet (Mazac *et al.*, 1985; Mares *et al.*, 1997), il n'y a pas encore de modèle universellement valide concernant la conversion des résultats en paramètres hydrauliques; une calibration à l'échelle locale est nécessaire. Cela n'a rien de surprenant si l'on considère les difficultés à quantifier le contenu en argile lorsque la mesure ne concerne que la résistivité.

La PP, avec un matériel plus cher, un temps d'exécution plus long et du personnel plus nombreux, ajoute de l'information non disponible par d'autres moyens non invasifs. Il est important de retenir que la fonction PP est toujours sous la forme d'une cloche, c'est-à-dire que la fonction atteint un maximum; l'interprétation doit en tenir compte. Ainsi, une augmentation locale du contenu en argile dans un sable très propre peut provoquer une augmentation de la réponse PP. Cependant, dans de nombreux cas, une telle augmentation dans un sable déjà légèrement argileux fait chuter la réponse PP suivant la salinité de l'eau interstitielle (Worthington & Collar, 1984; Keller & Frischknecht, 1966). La réponse PP permet souvent de distinguer une cible dans un environnement où il n'y a pas de contraste de résistivité. La conception d'un modèle intégrant la salinité, le facteur de formation, la CEC, la résistivité et la réponse PP a été entreprise par les pétroliers (Vinegar & Waxman, 1984), puis ces efforts ont été abandonnés au profit de la RMN. Aux fins hydrogéologiques, ce type de travail est encore sur la « planche à dessin » : ce sera un pas vers la conversion des données en paramètres hydrauliques comme l'ont déjà tenté Börner *et al.* (1996) dans un domaine d'application très localisé. Il existe de très nombreux exemples d'utilisation des méthodes électriques en hydrogéologie. On peut relever des cas de cartographie d'aquifères, de délimitation eau douce/eau salée et de détermination de l'interconnexion d'aquifères. D'autres exemples soulignent l'apport

de la PP en l'absence de contraste de résistivité et l'apport de la PP pour la conversion des données électriques en paramètres hydrauliques (Mathiez & Huot, 1966; Meyer de Stadelhofen, 1991; Kelly & Mares, 1993; Draskovits *et al.*, 1990; Borner *et al.*, 1996).

### **C.3.5 Méthodes électriques par induction ou méthodes électromagnétiques**

#### **Intérêt hydrogéologique de la technique**

Une caractéristique de base des techniques électromagnétiques (EM), c'est-à-dire les méthodes électriques par induction, est l'affranchissement du raccord au sol par électrodes. Cet affranchissement permet, entre autres, une version aéroportée et une excitation adéquate même lorsque la surface est une couche très résistante. De plus, ce mode d'excitation autorise une profondeur accrue pour une dimension donnée du dispositif de mesure, une plus grande efficacité sur le terrain et un affranchissement du bruit attribuable aux « à-coups de prises » tel qu'on l'a observé avec les méthodes galvaniques (McNeil, 1980b). Enfin, cela permet des mesures dans les gammes de fréquence où l'effet de permittivité est soit négligeable (FNI), soit prépondérant (Géoradar). Par ailleurs, la mesure des effets PP et PS ne peut pas actuellement être réalisée de façon fiable par technique EM, même si des réponses PP ont été rapportées à plusieurs reprises lors de relevés au sol (UTEM par Y. Lamontagne, FNI par J. Hale, communication personnelle, 2003; et EMA par Smith & Klein (1996). Les techniques EM se prêtent bien aux travaux en milieu plus conducteur, à la cartographie de l'interface eau douce/eau salée, à la localisation et à la détermination de l'extension des aquifères là où il y a un bon contraste de résistivité.

#### **Description de la méthode**

Les méthodes électromagnétiques sont celles pour lesquelles le plus grand nombre de réalisations différentes ont été conçues (Nabighian, 1988). Seules quelques-unes d'entre elles sont décrites ici. Tandis que pour les méthodes galvaniques, des électrodes sont utilisées pour injecter un courant dans le sol, en électromagnétique, ce courant est mis en place par induction. En résumé, en utilisant une analogie de circuits discrets (Telford *et al.*, 1990), il s'agit de produire un champ magnétique  $H_p$  au moyen d'un courant  $I_p$  établi dans une boucle de fil. Ce phénomène répond à la loi d'Ampère ou de Biot-Savart, soit  $\Delta H = I \Delta l \times r_1 / 4\pi r^2$ , où  $I$  est un segment de fil le long de la boucle et  $r$  est la distance entre la boucle et le point d'observation, tandis que  $r_1$  est un vecteur unité spécifiant la direction. La conception est telle que le courant varie dans le temps, ce qui crée un champ magnétique variable en fonction du temps. Cette variation temporelle de  $H$  crée à son tour un champ électrique  $E$  selon la loi de Faraday,  $E = -N \Delta \Phi / \Delta t$ , où  $\Phi$  est le flux magnétique et  $t$  le temps. Lorsque des matériaux conducteurs se trouvent dans un tel champ, un courant  $y$  est établi selon la loi d'Ohm,  $I_s = V / R_s$ , où  $R_s$  est la résistance effective du circuit et  $I_s$  le courant induit dans le matériel conducteur. Le champ électrique  $E$  intégré sur une distance finie  $l$  établira une différence de potentiel ou voltage  $V$ . Ce courant produit à son tour un champ magnétique  $H_s$  qui varie lui aussi dans le temps et sera détecté par le voltage qu'il induit dans une boucle de fil servant de

récepteur. Dans la pratique, il y a deux principaux patrons de variation temporelle de  $I_p$  : une variation de forme sinusoïdale et une de forme impulsion. Dans le premier cas, on définit la technique sous la classe « domaine de fréquence » et dans l'autre « domaine du temps ». Dans le domaine de fréquence, on s'intéresse aux techniques Slingram, conductivimètre EM FNI {LIN} et TBF {VLF}, tandis que dans le domaine du temps on considère les techniques de EMT et Géoradar {GPR}.

*Slingram* - La technique Slingram (Parasnis, 1997; Sharma, 1997) utilise deux petites boucles d'environ 1 m de diamètre ou des tiges de ferrite (figure C.5). L'axe des boucles est supposé vertical dans la description qui suit. Les boucles sont séparées par une distance fixe, habituellement entre 5 et 160 m. L'une des boucles est utilisée pour l'excitation (production de  $H_p$ ) et est alimentée par un oscillateur et un étage de puissance opérant sur des fréquences  $f$  sélectionnées par l'opérateur dans une gamme de  $\sim 100$  Hz à  $\sim 50$  kHz. L'autre sert à la mesure de  $H_s$  : elle est raccordée à un ratiomètre alternatif servant de récepteur; un câble de référence de phase relie la boucle d'excitation au ratiomètre. À cause de l'effet de peau concernant la distribution des courants induits dans un conducteur, le choix de la fréquence n'est pas anodin. En effet, plus la fréquence est élevée et meilleure est la conductivité électrique, plus les courants sont induits en périphérie du conducteur plutôt que suivant une distribution homogène. Cet effet est quantifié par la profondeur de peau  $\delta$ , où  $\delta = 503 \sqrt{(\rho/f)}$  correspond à la profondeur où le champ est atténué à 37 %, c'est-à-dire  $1/e$ , de la valeur qu'il aurait en milieu résistif en supposant que le champ est uniforme. Cette relation est illustrée graphiquement sur la figure C.6 où la fréquence (Hz) est sur l'axe des X, la résistivité est choisie par la courbe correspondante ou par interpolation entre deux courbes et la profondeur  $\delta$  est obtenue sur l'axe des Y. Aux fréquences courantes pour le Slingram et pour les valeurs de résistivité correspondant aux matériaux meubles non secs (par exemple, de l'ordre de  $10^{-1}$  à  $10^3 \Omega \cdot m$ ), les valeurs de  $\delta$  sont sur la partie droite à pente négative de ces courbes. En effectuant des mesures sur toute la plage de fréquences disponibles, l'opérateur effectue un mini-sondage : aux fréquences les plus basses  $H_p$  est moins atténué en fonction de la profondeur qu'aux fréquences plus hautes. Les deux bobines sont déplacées d'un bloc, c'est-à-dire en maintenant constantes l'orientation et la distance entre les deux boucles, ce qui exige deux opérateurs, sauf pour les séparations inférieures à  $\sim 5$  m. La méthode est particulièrement commode pour faire du profilage, c'est-à-dire cartographier les variations latérales du terrain. Les outils d'inversion disponibles permettent principalement deux cas : une inversion 1D et une inversion en fonction d'un modèle de dyke ou de fracture subverticale. En pratique, la capacité de sondage de ce dispositif comporte des limitations plus sérieuses que dans le cas du EMT décrit plus bas (EMDT).

*Conductivimètre FNI* - Le conductivimètre à faible nombre d'induction (FNI) {LIN} est une version très simplifiée du Slingram. Lorsque la séparation des boucles  $L$  et la fréquence sont choisies de telle sorte que  $L \ll \delta$ , c'est-à-dire à FNI, on obtient une relation très simple entre la conductivité apparente  $\sigma_a$  et la valeur du champ  $H_s$ :  $\sigma_a = 2 (H_s/H_p) / \pi f L^2 \mu_0$  (McNeil, 1980b), où  $\mu_0$  est la perméabilité magnétique du vide. L'appareil est donc calibré directement en unités de conductivité (mS/m) et suivant la distance entre les deux boucles; il est opéré par une ou deux personnes (figure C.7). Il existe peu

de contraintes à l'étape de l'inversion, car le système est normalement en condition de FNI; le domaine des équivalences est donc vaste. Dans certaines versions, le même appareil fournit à la fois la conductivité apparente et un paramètre proportionnel à la susceptibilité magnétique. Il s'agit d'une technique adéquate pour des profilages à faible profondeur dans des situations simples, par exemple pour la détermination de la profondeur du socle rocheux lorsque celui-ci n'est qu'à quelques mètres de la surface.

En milieu homogène ou à stratification horizontale, la distribution du courant  $I_s$  dans le cas du Slingram et du conductivimètre FNI peut être représentée par un axe de courant circulaire concentrique à l'axe de la bobine d'excitation. Pour une boucle d'excitation fixe dans l'espace, la profondeur et le diamètre de cet axe sont fixes dans le temps tant que la fréquence du courant et la résistivité du terrain ne changent pas.

*Technique EM de très basse fréquence (TBF)* - La technique EM de très basse fréquence (TBF) {VLF} (McNeil & Labson, 1991) ne comporte qu'un récepteur. Le champ  $H_p$  est produit par de puissantes stations émettrices dans la bande TBF, soit ~ 15 – 30 kHz, destinée aux communications avec les sous-marins. La station émet un  $H_p$  orienté horizontalement. En fonction de leur distribution spatiale, les structures ou les matériaux conducteurs présents dans le sous-sol, soit une faille, une fracture remplie d'eau ou encore un linéament minéralisé, produiront un  $H_s$  avec une composante verticale, sauf au-dessus de l'axe de leur projection en surface. Une des stratégies utilisées en TBF est de mesurer le rapport  $H_s/H_p$ . Cette technique est peu coûteuse; un instrument moderne permet à un opérateur d'effectuer cette mesure (figure C.8) en même temps que des mesures magnétiques, par exemple. La technique est particulièrement efficace pour repérer des conducteurs peu profonds, mais allongés plus ou moins dans la direction de la radiale à la station émettrice. Pour cette raison, il est courant d'utiliser deux ou trois stations suivant des radiales ou azimuts différents. L'information obtenue concerne surtout la localisation et la profondeur des axes conducteurs.

*Technique EM dans le domaine du temps (EMDT)* – Cette technique est aussi appelée EM transitoire (EMT) {TEM} (Fitterman & Stewart, 1986; Nabighian, 1988; McNeil, 1990). Si l'on compare les techniques dans le domaine de fréquence avec celles dans le domaine du temps, il faut tenir compte non seulement de la différence concernant la variation temporelle du courant, mais également de la géométrie du dispositif utilisé pour l'excitation. En EMT, ce dispositif est habituellement une grande boucle de forme circulaire, carrée ou rectangulaire. Un diamètre typique se situe dans l'intervalle de 5 à 500 m. Une forme typique d'impulsion a un temps de montée moyen de plusieurs ms, un plateau de 1- 100 ms, suivi d'une chute rapide du courant d'une durée de quelques  $\mu$ s au maximum, limitée surtout par des considérations de protection du circuit de commutation. La boucle de réception peut être la même boucle que pour l'excitation. Cependant, il est souvent avantageux d'utiliser plutôt une deuxième boucle plus petite à plusieurs tours et disposée concentriquement par rapport à la boucle d'excitation. D'autres configurations existent, mais elles sont moins intéressantes aux fins hydrogéologiques. À l'instant de la chute brutale de courant,  $\Delta\Phi/\Delta t$  est maximal et un champ électrique est induit dans le sol. À ce moment, il existe un courant  $I_s$  à la surface

du sol qui a la même dimension que la bobine d'excitation. Ce courant  $I_s$  produit lui aussi un  $H_s$  comme dans les autres configurations EM. Rapidement, ce courant migre en profondeur en augmentant son diamètre et en se diffusant dans le volume du sous-sol. La vitesse de cette migration dépend essentiellement de la résistivité du sol à l'endroit où l'axe est situé : plus le sol est conducteur, plus lente est cette migration. Après la chute brutale du courant dans la boucle d'excitation, le courant  $I_p$  dans la boucle est maintenu rigoureusement à zéro de telle sorte qu'à part le bruit ambiant la mesure se fait essentiellement en présence de  $H_s$  seulement. La mesure consiste à échantillonner avec haute résolution  $H_s$  dans le temps. Lors de l'inversion des données, on en déduit la résistivité et l'épaisseur de chaque couche traversée pendant le temps de mesure, c'est-à-dire à nouveau une inversion 1D. En général, ce type d'inversion est plus facile et plus fiable que dans le cas de l'inversion 1D des données Slingram. Une explication à ce sujet est que cette géométrie intègre de façon uniforme la contribution de volumes importants traversés par l'axe de courant induit. Dans le cas du Slingram, ce sont les volumes situés à proximité à la fois de la bobine de réception et de l'axe de courant induit équivalent qui contribuent le plus à la mesure. Le Slingram, qui n'a pas un axe de symétrie central comme le TEM, est beaucoup plus sensible aux inévitables inhomogénéités du terrain qui biaisent l'inversion.

*Géoradar* – La technique du Géoradar {GPR} est décrite notamment dans Pilon (1992), Owen (1995), Parasnis (1997) et Reynolds (1997). Toutes les configurations EM décrites jusqu'ici exploitent la diffusion du courant induit dans un milieu à conductivité finie. Pour toutes ces méthodes, on s'assure que les effets de permittivité électrique  $\epsilon$  sont négligeables, c'est-à-dire que le produit  $2\pi f \epsilon \ll \sigma$ . Dans le cas du géoradar, on procède exactement à l'opposé, soit  $2\pi f \epsilon \gg \sigma$ . Dans la figure C.6, ce domaine correspond à la partie horizontale de la courbe de  $\delta$ . Dans ce dernier cas, au lieu du phénomène de diffusion, on observe que les champs EM se propagent par radiation comme les ondes radio. En fait, les ondes se propagent en milieu élastique, comme dans le cas des méthodes sismiques. Ainsi, chaque fois que l'onde rencontre une interface où l'impédance  $Z_{EM}$  des matériaux change, l'onde subit une réfraction et une réflexion. Dans ce cas,  $Z_{EM} = 2\pi f \mu / \gamma$ , où  $\gamma$ , la constante de propagation =  $\sqrt{(2\pi f \mu (2\pi f \epsilon + i\sigma))}$ . Les coefficients de réflexion et de transmission sont définis comme en sismique, c'est-à-dire pour une incidence à peu près normale  $R = (Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1)$  et  $T = 2 Z_2 / (Z_2 + Z_1)$ , sauf qu'il s'agit de  $Z_{EM}$  plutôt que de l'impédance acoustique. Si on suppose qu'il n'y pas de contraste de perméabilité magnétique, soit  $\mu_1 = \mu_2 = \mu_0$ , et qu'on est en milieu résistif, on obtient alors la relation classique du géoradar montrant que le coefficient de réflexion ne dépend que du contraste de permittivité relative  $\epsilon_R$ , soit  $R = (\sqrt{\epsilon_{2R}} - \sqrt{\epsilon_{1R}}) / (\sqrt{\epsilon_{2R}} + \sqrt{\epsilon_{1R}})$ . Dans cette dernière relation,  $\epsilon_{1R} = \epsilon_1 / \epsilon_0$ , où  $\epsilon_1$  est la perméabilité d'un matériel 1 et  $\epsilon_0$  est la perméabilité du vide. Les principes mis en jeu en réflexion sismique sont les mêmes en radar au point que certains logiciels peuvent servir tant pour la sismique réflexion que pour le géoradar. La principale différence est dans les paramètres physiques : en sismique, il s'agissait de  $d \times V_p$ , tandis qu'en géoradar il s'agit de  $\sqrt{\epsilon_R}$ . La permittivité relative dépend à la fois de la minéralogie et du contenu en eau. L'eau a une valeur de  $\epsilon_R$  égale à  $\sim 81$ , tandis que la plupart des minéraux à l'état sec ont  $\epsilon_R < 10$ . Il existe quelques minéraux, tels que le rutile, qui ne sont pas des constituants majeurs des roches communes pour lesquelles  $\epsilon_{MINERAL} >$

$\epsilon_{\text{EAU}}$ . Dans le cas général, la valeur  $\epsilon_R$  d'une roche dépend directement de son contenu en eau, d'où la pertinence du géoradar pour les études d'eau souterraine. Le tableau C.5 présente quelques valeurs de permittivité relative.

**Tableau C.5** : Valeurs représentatives de la permittivité électrique relative  $\epsilon_R$

(Telford *et al.*, 1990; Kelly & Mareš, 1993; Sharma, 1997; Reynolds, 1997; Sabnavis & Patangay, 1998).

Minéral ou roche – air – eau	$\epsilon_R$
air	1
eau	81
sable sec	3 - 10
sable saturé	10 - 30
argile	3 - 15
grès	6 - 11
calcaire	4 - 9
dolomie	7 - 8
granite	5 - 8
granite altéré	7 - 19
basalte	8

Note : il y a des différences importantes entre chaque source de compilations pétrophysiques; ces tableaux ont une valeur indicative, sans plus. La valeur de la permittivité dépend directement du contenu en eau

Comme en sismique, la résolution spatiale dépend de la fréquence tenant compte de la vitesse de propagation qui est égale à  $c/\sqrt{\epsilon_R}$ , pourvu que  $2\pi f \epsilon \gg \sigma$  et où  $c$  est la vitesse de la lumière dans le vide. Selon cette perspective, on a donc avantage à travailler à fréquence élevée. Ainsi, pour une résolution verticale de 0,3 m, correspondant à l'épaisseur minimale d'une couche, il faut déjà travailler à 200 MHz. Cependant, à cause des fréquences de travail élevées, la principale limitation du géoradar est sa faible pénétration en milieu conducteur. Si l'on considère une fréquence de travail de 200 MHz et une permittivité relative de 27, on constate que pour un sol de  $100 \Omega \cdot \text{m}$ , soit un sol humide relativement exempt d'argile, la profondeur de peau est de 2 à 3 m (figure C.6). Les géoradars modernes peuvent obtenir des réflexions sur une certaine plage d'atténuation aller-retour; en supposant que l'un d'entre eux peut opérer jusqu'à 3 profondeurs de peau, sa pénétration sera donc inférieure à 10 m pour cet exemple. En fonction de l'environnement à l'étude, il est parfois nécessaire de travailler en milieu plus conducteur, ce qui peut rapidement rendre l'usage du géoradar inutile à cause de sa trop faible pénétration.

### **Avantages, possibilités, limites et exemples**

Parmi les avantages des techniques EM, on peut mentionner l'affranchissement par rapport aux électrodes et, par le fait même, aux problèmes de contact et de couche superficielle très résistante. Les techniques comme Slingram, conductivimètre FNI, TBF

et Géoradar sont particulièrement bien adaptées au profilage avec, dans certains cas, de sérieuses limitations en profondeur. Les sondages EMT permettent de plus grandes profondeurs et, en général, une inversion 1D plus fiable. Ils ne peuvent cependant déterminer les couches très superficielles, par exemple les couches traversées dans les toutes premières  $\mu$ s après l'interruption du courant d'excitation. Il s'agit d'un outil efficace pour cartographier des éléments conducteurs tels qu'une fracture ouverte saturée d'eau en milieu résistant ou un contact eau douce/eau salée. Cet outil est moins efficace pour la détermination d'éléments résistants sous un milieu conducteur comme une lentille d'eau douce sous un aquifère saumâtre épais. Contrairement aux techniques galvaniques pour lesquelles il y a des outils d'inversion raisonnablement efficaces pour les situations 2D ou 3D, en EM, il existe surtout des outils 1D; il existe également quelques outils qui produisent une image qualitative 2D. Parmi les exemples d'utilisation, retenons la détection et la quantification de réserve d'eau douce en environnement saumâtre, la localisation d'un contact eau douce/eau salée, l'estimation de la salinité de l'eau, l'identification d'une stratification géo-électrique, etc. (Fitterman & Stewart, 1986; McNeil, 1990).

### **Autres techniques EM**

Les levés magnéto-telluriques (MT) (Astier, 1971; Porstendorfer, 1975; Vozoff, 1986, 1988) et magnéto-telluriques à source artificielle MTSC {CSAMT} (Reynolds, 1997; Zonge & Hugues, 1988) peuvent être considérés comme des méthodes hybrides, puisque ces procédés combinent des caractéristiques galvaniques et d'induction en exploitant soit des champs naturels (MT) ou des champs produits par une source contrôlée (MTSC). Ces méthodes sont utilisées en particulier pour des travaux à grande profondeur, mais elles peuvent aussi être mises en œuvre pour obtenir de l'information sur les couches superficielles. Ces techniques ne sont que mentionnées ici, car à notre connaissance elles font actuellement l'objet d'utilisations peu courantes en hydrogéologie. Une source d'information sur des applications pratiques est la série de comptes rendus des SAGEEP produits par l'EEGS-US.

### **C.3.6 Autres techniques au sol**

D'autres techniques de géophysique au sol ont été conçues, quoique d'emploi moins courant au Québec aux fins hydrogéologiques. Ainsi, nous ne décrivons que très brièvement les techniques (1) de spectrométrie des rayons gamma (SRG) et du radon, (2) thermique, (3) de sismique électrocinétique (EKS), (4) du sondage par résonance magnétique nucléaire (SRM) et (5) de mise à la masse (MALM).

(1) Dans l'état actuel, la spectrométrie des rayons gamma (SRG) a avantage à être employée surtout par voie aéroportée (Gunn, 1997). Les mesures en diagraphies sont également très utiles (Keys, 1990). Au sol, les mesures sont compliquées par un effet « topographique ». Comme le capteur est à proximité immédiate de la source, les valeurs mesurées dépendent beaucoup de la surface, de la forme et de la composition du

matériel sur lequel ou près duquel le capteur est situé. La valeur du levé dépend donc du soin avec lequel l'opérateur pourra choisir et décrire le point de mesure. En hydrogéologie, en plus de déterminer la nature des formations et leur contenu éventuel en matières radioactives, la SRG, entre autres par le rapport  $[eU]/[eTh]$ , permet de localiser des sources de radon (Sabnavis & Patangay; 1998, Sherma, 1997). On peut utiliser aussi à cette fin des émanomètres (Nielson *et al.*, 1990; Milsom, 1996), où un échantillon de gaz du sol est aspiré soit dans une chambre de détection à ionisation, soit dans un scintillomètre ZnS. On utilise parfois des compteurs de rayons alpha : on fixe au fond de gobelets de plastique des plaques détectrices, par exemple de carbonate allyl biglycol, (*track etch*) ou mieux, des détecteurs à semi-conducteurs (*alpha card*) etc. Les gobelets sont enterrés à faible profondeur, le fond vers le haut. Suivant le cas, les plaques sont ensuite soit traitées dans un révélateur et le nombre de traces est compté au microscope, ou bien une lectrice électronique lit directement le compte accumulé; dans chaque cas, le résultat est ensuite converti en unités d'émanation de radon. Le patron de distribution du radon est fonction, d'une part, de la composition du sol, c'est-à-dire du contenu en uranium du matériel source, et, d'autre part, de sa proximité de failles suffisamment perméables pour permettre la circulation du radon en provenance des formations uranifères sous la surface. En plus de son usage évident pour repérer les concentrations nuisibles à la santé, dans les cas favorables, la technique est donc utilisée pour cartographier les accidents les plus perméables. En France, le BRGM exploite cet aspect.

(2) Parmi les techniques thermiques (Astier, 1971; Sabnavis & Patangay, 1998; Sharma, 1997), mentionnons la thermométrie classique ou l'imagerie d'infrarouge thermique par lesquelles il est possible d'exploiter deux propriétés physiques de l'eau qui permettent un autre contraste exploitable : sa conductivité thermique plus basse que la majorité des roches,  $\sim 0.6 \text{ w}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ , et sa chaleur spécifique plus élevée que les autres matériaux en place  $\sim 4200 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ . L'information utilisable à partir de ces techniques concerne de faibles profondeurs et elle permet la localisation de fissures, de sites à porosité localement plus élevée et de fuites dans une barrière hydraulique ou dans un conduit souterrain. Elle permet aussi de déterminer le régime des eaux souterraines à proximité de certains dépotoirs ou parcs à résidus, par exemple la localisation d'une fuite de barrage d'étanchéité, ou de sites à activité biologique ou chimique plus élevée. Ces dernières applications se combinent bien avec les levés de PS qui sont tout à fait complémentaires.

(3) La sismique électrocinétique {EKS} est basée sur le même phénomène que la PS électrocinétique (voir description de la polarisation spontanée ci-dessus). Il s'agit d'une technique au sujet de laquelle il y a eu beaucoup de publications et qui a suscité beaucoup d'espoirs dans le domaine de la géophysique appliquée aux eaux souterraines. De l'équipement {EKS} a même été offert commercialement à coût raisonnable. Essentiellement, la technique repose sur le fait que, lors d'une perturbation sismique comme un coup de marteau, une explosion, etc., la propagation de l'onde de pression provoque des micro-mouvements de l'eau en place dans un milieu poreux, ce qui produit une différence de potentiel électrique de la même façon qu'en PS électrocinétique, soit le potentiel d'Helmoltz qui est détecté au moyen d'un réseau

d'électrodes. Plusieurs articles ont été publiés concernant l'estimation des paramètres hydrauliques de la roche et la réalisation pratique des mesures. Vu l'intérêt de la technique, l'Administration pour le développement outremer (ODA, UK), plus tard identifiée sous le sigle DFID, soit l'équivalent britannique de l'ACDI canadienne, a financé des études par le British Geological Survey (BGS) pour vérifier l'efficacité de la technique. Des essais ont eu lieu dans plusieurs pays, notamment en Angleterre, au Zimbabwe, en Égypte et au Vietnam. Plusieurs rapports du BGS ont été publiés, indiquant essentiellement que le signal mesuré ne provient pas de l'eau en profondeur tel qu'il a été supposé lors de l'élaboration de la technique, mais d'une conversion électrosismique d'une onde de surface dont l'amplitude est beaucoup plus importante que l'amplitude attribuable au signal provenant de la nappe phréatique. Ces conclusions ont aussi été publiées par Beamish & Peart (1998). Concernant la modélisation du phénomène, l'une des dernières contributions à ce sujet est celle de Garambois & Dietrich (2001). Rappelons que le principe physique à la base de cette méthode est tout à fait valable et vérifié, mais que la réalisation actuelle ne permet pas la mesure des réponses de l'eau en profondeur.

(4) Le sondage par résonance magnétique (SRM) {MRS} décrit dans Valla & Yaramanci (2002), Roy & Lubczynski (2003), Lubczynski & Roy (2003, 2004) est une adaptation *in situ* du principe de la résonance magnétique nucléaire (RMN). La technique est opérationnelle en beaucoup d'endroits de la planète, mais elle n'est pas encore adaptée aux conditions de beaucoup d'aquifères au Québec. Le procédé est utilisé avec succès dans une vingtaine de pays, incluant l'Afrique du Sud, l'Algérie, l'Allemagne, l'Australie, le Botswana, la Chine, l'Espagne, les États-Unis, la France, l'Inde, la Mauritanie, la Namibie, les Pays-Bas, le Portugal, la Russie et la Thaïlande. Quoique la réalisation pratique demeure assez sensible aux bruits ambiants, la technique est très pertinente pour les études concernant les eaux souterraines, car fondamentalement elle mesure la concentration d'hydrogène libre en fonction de la profondeur. En pratique, la seule source d'hydrogène libre près de la surface en quantité suffisante est l'hydrogène contenu dans les molécules de l'eau souterraine; le SRM est donc caractérisé par une excellente sélectivité pour les eaux souterraines. Il s'agit d'un sondage non invasif à partir de la surface, puisque les résultats de mesures SRM fournissent, en fonction de la profondeur, le contenu en eau  $\Phi_{\text{SRM}}$  et la constante de décroissance du signal qui est liée à la taille des pores, et donc à la conductivité hydraulique. En intégrant cette dernière avec la profondeur, des estimations de la transmissivité sont fournies. Par ailleurs, sous le toit de la nappe phréatique, la valeur de  $\Phi_{\text{SRM}}$  est une estimation de la porosité efficace du milieu investigué. La technique est commercialement disponible et son développement se poursuit. Un compte rendu récent du dernier atelier international (2003, à Orléans) réunissant la plupart des utilisateurs de la technique est présenté dans le site du BRGM (2003), tandis que les contributions résultant du premier atelier, en 1999 à Berlin, ont été publiées dans un numéro thématique édité par Valla & Yaramanci (2002).

(5) Les levés en configuration Mise à la masse (MALM) devraient être inclus dans « autres techniques galvaniques » lors d'une édition ultérieure de cette liste d'outils. En fait, cette technique a, elle aussi, d'abord été conçue pour l'exploration minière. Elle est

également utilisée avec succès dans le domaine de l'eau souterraine lorsque la cible est beaucoup plus conductrice que l'environnement et qu'on y a accès; c'est le cas, par exemple, d'une rivière souterraine dans un karst où le calcaire lui-même est résistant. Il s'agit alors d'installer l'une des électrodes de courant dans la rivière qui devient en quelque sorte une électrode distribuée, tandis que l'autre électrode est installée à grande distance. Une des électrodes de potentiel est installée aussi à grande distance, loin des deux électrodes de courant. L'électrode de potentiel qui reste est utilisée pour faire des mesures systématiques du potentiel électrique le long d'une grille de mesure. Une autre possibilité est l'envoi d'un courant alternatif, et la mesure est alors faite au moyen de bobine en utilisant de l'appareillage récepteur EM.

## **C.4 Techniques en forage**

Les techniques en forage incluent des diagraphies et des mesures géophysiques à l'aide de forage. En effet, il existe deux familles de techniques géophysiques qui utilisent les forages. (1) Les diagraphies ont été créées d'abord pour les travaux relatifs aux hydrocarbures (Schlumberger, 1929); elles ont ensuite été adaptées pour les tâches concernant les eaux souterraines, l'environnement, la géotechnique, l'exploration minière, etc. (2) Les autres mesures géophysiques à l'aide de forage ont d'abord été conçues pour le secteur minier (SEG, 1966) et ont par la suite été adaptées aux autres secteurs.

### **C.4.1 Diagraphies**

Les diagraphies sont des mesures géophysiques en continu à l'intérieur des forages, qui sont tout à fait performantes pour acquérir de l'information concernant les eaux souterraines (Chapellier, 1987; Keys, 1990; Knödel *et al.*, 1997; Repsold, 1989; Walter, 1976). Comme les mesures sont habituellement numérisées, on entend ici par « continu » un déplacement à vitesse constante des sondes/outils et un pas d'échantillonnage bien inférieur au mètre. Bien que les diagraphies supposent l'intervention de l'opérateur pour l'installation des outils et pour l'exécution du trajet en descente avec un enregistrement grossier des paramètres de mesure, les diagraphies sont habituellement acquises suivant un mode automatique. Il s'agit normalement d'un équipement affecté à cette fin, incluant un contrôleur, un treuil à vitesse régulée, un connecteur rotatif, un câble et un pied de câble, une poulie et parfois un bras articulé, un jeu d'outils de diagraphie, une source d'excitation, un système d'étalonnage et un enregistreur numérique – parfois installé sur un PC de terrain. Les « outils » ou sondes sont des cylindres qui contiennent un ou plusieurs capteurs permettant la mesure de paramètres géophysiques. Ils sont raccordés au câble de mesure au moyen d'un connecteur étanche compatible avec le connecteur du pied de câble. En plus de la caractérisation relative aux paramètres mesurés, les outils sont spécifiés par leur diamètre extérieur, qui est une contrainte importante dans le cas de forages à petit diamètre, par la profondeur ou la pression maximale de travail pour laquelle ils ont été conçus et par la température maximale d'opération. Par ailleurs, dans le cas d'outils

utilisant des sources radioactives, rayons gamma ou neutrons, les sources sont normalement vissées sur les outils immédiatement avant le levé. Aussitôt après le levé, les sources sont entreposées dans des contenants construits spécifiquement pour leur transport, avec un matériau assurant un blindage adéquat afin de protéger de la radiation.

Contrairement aux techniques aéroportées ou au sol, le volume mesuré est restreint, habituellement inférieur au m<sup>3</sup>. Comme la mesure est faite en forage, l'influence du mort-terrain et des couches superficielles n'intervient pas dans la mesure. Seules les caractéristiques du forage lui-même et de l'eau, des boues ou des mousses qu'il contient peuvent altérer la réponse de la formation en place. De cette façon, ces mesures sont très utiles, en particulier pour : (1) différencier chaque unité lithologique même lorsque cette tâche est difficile à faire par un examen visuel; (2) obtenir les caractéristiques physiques de chaque formation intersectée sans perturbations, équivalence ou ambiguïté attribuables aux couches qui les recouvrent; (3) déterminer précisément la profondeur et l'épaisseur de chaque formation intersectée, permettant ainsi la calibration des inversions des mesures provenant des relevés tant de surface qu'aéroportés; (4) comparer les mesures géophysiques avec les données de pétrographie (Ellis, 1987; Hearst *et al.*, 2000; Keys, 1990; Jorgensen, 1989; Mareš *et al.*, 1994; Schön, 1998), ce qui permet une interprétation en termes de paramètres physiques pertinents à l'hydrogéologie. La pétrographie concerne l'étude des propriétés minéralogiques et physiques des roches en laboratoire. Dans ce cas, les conditions expérimentales sont contrôlées, notamment la température, la pression, la composition du fluide d'imbibition, la composition de la roche, la géométrie et la grandeur des champs d'excitation et des paramètres de mesure. Les échantillons en pétrographie sont très petits, normalement moins de cent grammes, et la question de correspondance d'échelle entre le laboratoire et le terrain (*upscaling*) est omniprésente. Pour établir la fiabilité de telles correspondances, les programmes de diaggraphie sont conçus pour faire l'acquisition quasi simultanée de plusieurs diaggraphies mettant en jeu des propriétés physiques différentes, de façon à profiter de leur synergie au stade de la caractérisation/interprétation des résultats.

Une partie essentielle de cette section est rassemblée au tableau C.6 qui présente une matrice « outil vs informations/tâches ». Soulignons que toute généralisation de ce genre peut engendrer des erreurs et que de nombreuses exceptions surviennent en fonction de cas particuliers et de situations inconnues ou imprévues. Dans le tableau C.6, on peut observer qu'une tâche ou un type d'information nécessite souvent plus d'un outil, par exemple le diamètreur est utilisé pour permettre de compenser les fluctuations de réponses attribuables aux variations de diamètre du forage à proximité de la sonde. On observe également que, dans plusieurs cas, plus d'un outil peut fournir un type donné d'information. Dans un tel aperçu, il ne faut pas conclure immédiatement que ces outils sont directement interchangeables pour l'acquisition de ce type d'information. En effet, les limites de validité et les contraintes d'acquisition sont généralement différentes d'une technique à l'autre.

Le tableau C.6 est complété par les deux listes explicatives qui suivent : l'une donne une

description succincte de chaque outil, tandis que l'autre concerne la nature des tâches ou des informations disponibles à partir des diagraphies.

#### **C.4.2 Liste des outils**

Keys (1990) et Telford *et al.* (1990) ont décrit la plupart des outils de diagraphie relatifs aux travaux appliqués aux eaux souterraines. Par ailleurs, les fabricants et les fournisseurs de services, tels Baker-Atlas-Halliburton, Century, Mount Sopris, Schlumberger, etc., présentent de l'information intéressante concernant ces outils dans leur site Internet respectif. Les puits et les forages sont produits à partir de différents équipements, comme le marteau fond de trou et le trépan à trois cônes, en utilisant de l'eau, de l'air ou un mélange des deux; pour les forages plus profonds, une boue dont la densité est supérieure à celle de l'eau ou des mousses à base d'eau sont utilisées. Si le forage contient de la boue au moment de l'acquisition des diagraphies, le type de boue a une influence directe sur la plupart des diagraphies. Dans les formations poreuses, le filtrat de la boue de forage pénètre dans la formation en y déplaçant partiellement l'eau d'imbibition, créant une zone envahie tout en déposant sur la paroi du forage un gâteau de boue (*mud cake*). La zone lavée correspond à l'intervalle où le filtrat a complètement remplacé l'eau d'imbibition.

Pour ce qui est des diagraphies fréquemment utilisées pour les projets les plus courants, on peut mentionner comme minimum typique : les diagraphies électriques, la sonde gamma et sa version gamma-gamma, la sonde de fluide (température et conductivité) et le diamètreur. Un catalogue plus complet est inclus ici; il faut cependant prendre en considération que certains outils coûtent cher et que leur utilisation n'est justifiée que lors de projets de plus grande envergure ou lorsqu'une tâche spécifique ne peut être résolue au moyen des outils les plus courants. La liste inclut les diagraphies électriques, nucléaires, acoustiques, de caractérisation des forages, des fluides et d'imagerie. Enfin, signalons deux types d'outils très différents, d'usage moins répandu pour les eaux souterraines mais susceptible d'acquérir éventuellement plus d'importance : la PP utilisée dans le domaine minier et en environnement, et la RMN très utilisée dans le secteur des hydrocarbures.

Dans la liste sommaire concernant chaque outil, on mentionne trois aspects : d'abord une description de l'outil, ensuite des remarques concernant le paramètre mesuré et enfin l'information fournie par ce type de diagraphie. On inclut parfois une référence à une figure pertinente.

## Outils électriques

### *Polarisation spontanée (PS) {SP}*

Habituellement, cet outil est composé simplement d'une électrode de plomb montée sur un mandrin isolant. On mesure la différence de potentiel électrique, ou voltage, entre l'électrode de l'outil, habituellement en plomb, et une électrode de référence, soit une électrode impolarisable située à distance du forage ou une électrode de plomb dans la fosse à boue (*mud fish*). Pour une mesure fiable de la PS, on doit s'assurer que la mesure est faite avec un câble à gaine isolée et un instrument à haute impédance d'entrée. La diagraphie de PS fournit l'information suivante : la corrélation des formations, la profondeur-épaisseur des couches intersectées, un indicateur de porosité, la résistivité de l'eau d'imbibition si la résistivité du filtrat de la boue est connue, la détection de mouvements d'eau par le potentiel électrocinétique, le potentiel électrochimique et la valeur de Eh. En bas de gamme, cet outil était combiné avec le RCUE; la mesure simultanée de ces deux paramètres est déconseillée, car dans certains cas la PS résultante est complètement erronée.

### *Résistance de contact à une électrode (RCUE) {SPR}*

La mesure est faite avec une seule électrode dans l'outil; le circuit est complété par une électrode en surface ou, le cas échéant, par l'armature de câble métallique externe. On mesure la résistance du circuit de mesure et on en déduit l'information suivante : la profondeur-épaisseur des couches intersectées et la corrélation des formations. Cette mesure n'est utile que si le diamètre de l'outil est voisin du diamètre du forage. L'outil DEF {FEL} fournit normalement une information plus fiable et à plus haute résolution.

### *Diagraphie électrique galvanique (DE) {SN, LN, LAT}*

Ce sont les outils électriques classiques à quatre électrodes – AMNB - montées sur un mandrin isolant (figure C.9). Les électrodes AB fournissent l'excitation en courant basse fréquence, les électrodes MN servent à mesurer le potentiel. Pour la petite normale {SN}, l'espacement AM est de 41 cm (16"), tandis qu'il est de 163 cm (64") pour la grande normale {LN}. La configuration latérale {LAT}, un peu périmée, est asymétrique : B est en surface ou à grande distance de A, M et N sont rapprochés, tandis que l'espacement entre A et le centre de M et N est typiquement de 5,7 m (224"). À partir de la valeur du courant injecté dans AB, du voltage observé entre MN et du facteur géométrique K, on obtient la valeur de la résistivité, tel que décrit en C.3.4. L'information qu'on peut en tirer concerne : l'identification des formations, l'épaisseur de la zone envahie, la porosité, la saturation en eau dans la zone vadose, la résistivité des formations, la fracturation et le contenu en argile. Il faut cependant réaliser que la plupart des outils d'interprétation classiques ont été conçus pour les pétroliers qui travaillent en milieu salé. Avec l'eau douce, la réponse est influencée autant par la conductivité de l'eau que par la conductivité de surface, soit en pratique par la réponse de l'argile dont il faut tenir compte. Une variante à microdispositif sert à caractériser le gâteau de boue et la zone lavée.

### *Diagraphie électrique focalisée (DEF) {FEL}*

Cet outil peut remplacer avantageusement le RCUE. L'outil a quatre électrodes ou plus; l'électrode de mesure est courte, car sa longueur détermine la résolution en profondeur. Deux électrodes beaucoup plus longues sont excitées par un système à contre-réaction (servo) pour maintenir le champ électrique perpendiculaire à l'axe du forage. On mesure une résistance qui est convertie en résistivité apparente avec résolution spatiale élevée. Cela fournit la profondeur-épaisseur des couches intersectées, la détection de couches minces ainsi que la détermination de la résistivité des formations non envahies lorsque la résistivité des formations est plus élevée que la résistivité de la boue.

### *Diagraphie électrique par induction (DEI) {IL}*

Il s'agit d'un outil électromagnétique monté sur mandrin isolant (figure C.10). En plus des bobines d'émission et de réception, l'outil comporte habituellement des bobines supplémentaires de focalisation. On mesure la résistivité ou la conductivité apparente; l'information obtenue est essentiellement la même qu'avec l'outil DE. Le DEI est moins sensible aux effets des boues que le DE, et il peut être utilisé lorsque les boues sont isolantes (huile) ou lorsque la résistivité de la boue est supérieure à celle de la formation. Cet outil est non performant en milieu cristallin, car les formations sont trop résistantes. Une variante du DEI est l'outil de conductivité-susceptibilité ou susceptibilité seulement; cet outil est construit de façon semblable au DEI, mais sa conception est optimisée pour la mesure de susceptibilité magnétique. Cette information est utile pour la calibration des levés magnétiques et la caractérisation des formations, mais aussi pour repérer les horizons magnétifères, les zones d'altérations, etc.

### *Polarisation provoquée (PP) {IP}*

La polarisation provoquée est actuellement utilisée surtout en exploration minière et aux fins environnementales. L'outil peut avoir une configuration semblable à celle des autres sondes électriques, mais il exige un circuit différent pour s'affranchir des couplages parasites. Il fournit une mesure simultanée de la résistivité et de la chargeabilité. La chargeabilité étant fonction du mode de conduction (ionique vs électronique) et des hétérogénéités dans la mobilité des ions, les diagraphies PP peuvent permettre dans le cas des travaux en géophysique des eaux souterraines de localiser des changements de capacité d'échange de cations, de salinité, de facteurs de formation et de taux de saturation en eau ou de détecter la présence de minéraux à conduction électronique et de caractéristiques spécifiques attribuables à la présence ou à l'absence d'argile. La publication de Vinegar et Waxman (1984) et celle de Worthington et Collar (1984) présentent des modèles pertinents quant à la réponse des diagraphies PP. En milieu d'eau douce, la PP peut fournir un complément utile aux diagraphies de résistivité, en particulier pour lever l'indétermination causée par la conductivité de surface (Hearst *et al.*, 2000).

## **Outils nucléaires**

### *Gamma* (ou gamma spontané)

L'outil de mesure est constitué d'un scintillomètre à compte total ou d'un spectromètre de rayons gamma permettant la discrimination des composantes K-U-Th, c'est-à-dire : potassium, uranium et thorium. L'outil mesure l'intensité de la radioactivité; en version spectrale, la mesure est faite en discriminant par rapport à l'énergie des rayons gamma. La diagraphie gamma spontané sert d'indicateur du contenu en argiles et contribue à la détermination de la stratification (profondeur et épaisseur des couches); en version spectrale, elle fournit des estimations de concentration apparente : [K], e[U] et e[Th].

### *Gamma-gamma*

L'outil est constitué d'une source de rayons gamma, par exemple Cs, séparée d'une distance calibrée par un blindage d'un détecteur de rayons gamma (figure C.11). Les diagraphies gamma-gamma peuvent aussi se faire en mode spectral. L'outil mesure l'atténuation des rayons gamma qui permet une estimation de la densité et de l'état de fracturation, de même que la caractérisation lithologique.

### *Neutron*

L'outil comprend une source de neutrons, par exemple Am-Be, séparée d'une distance calibrée par un blindage d'un détecteur de neutrons ou de rayons gamma. La mesure quantifie l'absorption de neutrons. Comme l'hydrogène est le principal absorbeur, on en déduit : le contenu en eau, la porosité, la fracturation et l'altération des minéraux. Différentes variantes existent suivant qu'on mesure l'atténuation du flux de neutrons ou la production de rayons gamma. Une variante en mode d'activation neutronique sert plutôt dans le domaine minier.

### *Résonance magnétique nucléaire (RMN) {NMR}*

L'outil fonctionne à partir de l'excitation et de la détection sélective des noyaux d'hydrogène,  $^1\text{H}^+$ , dans un champ magnétique statique produit par des aimants suivant un mode d'excitation par impulsion. On mesure l'amplitude du signal RMN et le taux de décroissance du signal RMN, ce qui fournit une information sur la quantité d'hydrogène, soit le contenu en eau et la porosité, sur la distinction des composantes d'eau libre et d'eau liée, sur la distribution de la taille des pores, sur la conductivité hydraulique et sur des caractéristiques des fluides.

## **Outils de caractérisation du forage et du fluide, imagerie**

### *Diamètreur* (caliper)

Dans le cas mécanique, le diamètreur est constitué de bras articulés simples ou

multiples avec des senseurs de déplacement à haute résolution et un ensemble motorisé d'extension et de rétraction des bras; en opération, l'extrémité des bras touche à la paroi du forage. Cet outil mesure le diamètre et l'excentricité du forage de même que l'état de la surface des parois. Cette information est utilisée pour détecter les intervalles fracturés et pour corriger l'influence du fluide de forage et les effets de diamètre sur les autres diagraphies. La version acoustique du diamétreur est une composante du {BAT} décrit plus loin.

#### *Localisation des joints de tubage {CCL – collar casing locator}*

L'outil inclut un aimant, un noyau de fer et une bobine électrique. Il mesure le couplage magnétique sur une échelle relative, ce qui permet l'identification des jonctions de tubage : il ne fonctionne que dans le cas de tubage en acier avec une section plus importante à la jonction. Il est aussi utilisé lors de travaux de récupération, telle l'extraction d'objets perdus dans le forage.

#### *Géométrie du forage (deviation log, directional survey)*

Il existe plusieurs outils différents pour effectuer cette mesure : boussole et clinomètre à enregistreur, gyroscope, cylindre déformable mesuré au moyen d'un rayon lumineux, etc. L'outil mesure la non-linéarité de l'axe du forage et permet la reconstitution de sa trajectoire dans l'espace souterrain. Les résultats permettent la localisation 3D et l'orientation des résultats obtenus au moyen des autres diagraphies.

#### *Propriétés du fluide dans le forage*

L'outil de détermination des propriétés du fluide contient des senseurs de température et de température différentielle, souvent montés sur un même mandrin avec un capteur de conductivité électrique du fluide. On mesure les propriétés du fluide dans le forage souvent en descente et à haute résolution, par exemple : 0,0001 °C. On utilise ces données pour : détecter les entrées ou les pertes d'eau, localiser les fractures ou les intervalles perméables qui débitent de l'eau, obtenir des informations pour la correction des autres diagraphies portant sur la salinité de l'eau, la source et la qualité des venues d'eau et pour le contrôle de qualité lors des travaux de cimentation.

#### *Débitmètre*

Il en existe de nombreux modèles : par exemple à hélice, EM et thermique. Ce dernier mesure le déplacement d'une impulsion de chaleur ou la dissipation de chaleur. On peut aussi suivre la dilution d'un traceur injecté par la mesure de la conductivité électrique de l'eau ou de l'absorption optique. La diagraphie peut être réalisée avec ou sans obturateurs (*packers*), avec ou sans pompage. Le débitmètre mesure la vitesse de l'eau dans le forage. Lorsqu'elle est intégrée avec la surface transversale du forage, il fournit le débit et/ou la variation du débit en fonction de la profondeur. Dans les cas favorables, cette information peut être convertie en diagraphie de conductivité hydraulique.

## **Imageurs**

Il existe plusieurs types d'imageurs pour les études structurales, la caractérisation des fractures ou l'inspection d'un forage, soit des imageurs acoustiques, optiques ou électriques.

*Acoustique* {BAT: borehole acoustic televiewer} – Cet outil (figure C.12) est le plus performant dans cette catégorie; il peut travailler dans une boue opaque et il sert à la fois d'imageur et de diamètreur. Il fournit une image continue de la réflectance acoustique de la paroi, du diamètre et de l'excentricité du forage par rapport au nord magnétique et à l'axe du forage. On en déduit des structures géologiques, des fractures, la texture de la paroi, la direction et le pendage des plans de structure qui intersectent le forage.

*Optique* - Cet outil consiste en un système de télévision en noir et blanc ou en couleurs, qui est utile lorsque l'eau est suffisamment transparente. Il fournit une image continue de la réflectance optique de la paroi. Ses usages sont semblables au précédent et il sert aussi pour l'inspection du forage; la couleur est parfois un atout pour déterminer la nature des roches ou des incrustations qui peuvent colmater un forage après un certain temps d'utilisation.

*Électrique* - L'outil ausculte la paroi du forage grâce à une membrane souple munie d'un grand nombre d'électrodes; il peut travailler en milieu opaque. Il fournit une image continue de la résistivité électrique de la paroi. Son usage est semblable à celui de l'imageur acoustique. Les réalisations courantes ont une résolution spatiale plus grossière que le {BAT}.

## **Autres outils**

### *Acoustique (sonic)*

L'outil (figure C.13) est construit à partir d'une source d'ultrasons séparée d'un ou deux capteurs par un isolant. Il mesure  $V_p$  (temps de parcours), tandis que des variantes permettent la mesure de  $V_s$ , de l'atténuation de l'onde ou la forme d'onde. La trajectoire des divers types d'onde est schématisée à la figure C.13A. La figure C.13B illustre le principe de la compensation des effets de pendage, de la composante de propagation dans la boue de forage de même que des délais instrumentaux. La mesure est faite avec deux sources («  $T_u$  » et «  $T_l$  », une en haut et une en bas du point de mesure) et pour chaque source, deux capteurs («  $R_1$  » à «  $R_4$  »); chaque capteur pour une même source est distancé de l'autre par environ 2' (~ 61 cm). La différence de temps de propagation entre ces deux capteurs est attribuable au temps de propagation dans la roche, ce qui est le paramètre recherché. En utilisant deux sources symétriques, on corrige en partie pour le mésalignement de la sonde par rapport au forage et pour les irrégularités de la paroi. La figure C.13 illustre le dispositif de centrage à ressort pour

maintenir la sonde dans l'axe du forage et les capteurs à une distance  $S$  (figure C.13B) de la paroi. Les fentes verticales servent à l'émission et à la réception des ondes; les fentes horizontales préviennent la migration du signal dans la sonde elle-même. Les diagraphies acoustiques fournissent de l'information relativement à : la densité, la rigidité ou le module de Young, la fracturation, la conductivité hydraulique. Ces informations peuvent servir à un contrôle de qualité lors de travaux de cimentation.

#### *Pendagemètre (dipmeter)*

L'outil (figure C.14) est habituellement constitué d'une série d'au moins trois patins de micro-résistivité. La mesure consiste en un jeu de trois (ou plus) diagraphies de micro-résistivité à décalage géométrique connu. On en déduit le pendage de lits minces relativement à l'axe du forage.

Les outils à grand volume d'investigation et les modes d'exploitation en tomographie sont listés dans la section C.4.4 concernant les mesures géophysiques à l'aide de forage.

### **C.4.3 Informations disponibles à partir des diagraphies et tâches reliées**

Une proportion significative des diagraphies est faite dans des forages ou des puits non carottés avec des diamètres variables, certains pouvant atteindre 24 pouces (~ 60 cm). Très souvent il s'agit d'ouvrages percés dans des formations sédimentaires ou en milieu non consolidé, et seuls des copeaux (*cuttings, rock chips*) atteignent la surface et permettent l'identification des formations intersectées; la profondeur de provenance des copeaux n'est connue que de façon approximative. Les diagraphies fournissent une information précise concernant la profondeur. La plupart des outils/sondes de diagraphie ont un rayon d'investigation inférieur au mètre. Les diagraphies mesurent des propriétés physiques. Avec une connaissance des propriétés hydrogéologiques dans la région à l'étude, cette information contribue à l'estimation de plusieurs paramètres hydrogéologiques pertinents. De plus, certaines formations sont difficiles à reconnaître au moyen seulement des copeaux ou d'un examen visuel. Une caractérisation suivant plusieurs paramètres physiques permet souvent de faire cette distinction plus facilement. En milieu cristallin, où on réalise souvent des forages au diamant incluant un carottage, les diagraphies sont utilisées moins souvent aux fins de détection d'eau souterraine. Dans ce cas, les applications les plus courantes sont la détermination des limites des formations en profondeur et la caractérisation de la fracturation du milieu, laquelle est très pertinente aux études hydrogéologiques.

L'information disponible à partir des diagraphies pour les eaux souterraines varie donc en fonction des diagraphies disponibles et de la connaissance du milieu. La liste qui suit constitue un rappel des principaux points à ce sujet. Dans la plupart des cas, une diagraphie n'est pas exploitée isolément; on doit généralement tenir compte de l'information provenant de plusieurs diagraphies pour obtenir un résultat fiable.

Les unités hydrogéologiques et leur géométrie :

- identification des formations et corrélation stratigraphique,
- détermination des profondeurs et épaisseurs,
- détection d'intervalles fracturés et leur caractérisation,
- interconnexions (« plomberie ») entre les aquifères,
- plan de litage; pendage et azimut.

Caractérisation géophysique des formations intersectées :

- propriétés mécaniques et constantes élastiques,
- propriétés électriques (résistivité, chargeabilité, permittivité, PS : poten-tiels électrochimiques, électrocinétiques, Eh),
- densité,
- susceptibilité magnétique,
- radioactivité,
- contenu en hydrogène.

Caractérisation hydrogéologique des formations intersectées :

- contenu en eau, humidité,
- porosité (totale, efficace, de drainage, rétention spécifique),
- conductivité hydraulique et transmissivité,
- salinité de l'eau,
- viscosité de l'eau,
- contenu en argiles,
- distribution de la taille des pores,
- indices concernant la composition minérale,
- présence de radon,
- sélection des intervalles à crépiner.

Caractérisation du forage et des fluides qu'il contient :

- diamètre et rugosité de la surface des parois,
- imagerie des parois,
- géométrie du forage, construction et trajectoire,
- entretien et inspection du forage,
- température et conductivité des fluides, géothermie,
- corrections des effets de la boue et du gâteau de boue (*mud cake*),
- débit.

Concernant la contribution des diagraphies à la détermination de l'aire d'alimentation, Vernon *et al.* (1993) de même que Paillet et Pedler (1996) ont rappelé le rôle des diagraphies et ont décrit une diagraphie « hydrophysique » qui consiste à injecter un volume d'eau déminéralisée dans un forage suivi de toute une série de diagraphies espacées dans le temps pour observer le retour à l'équilibre du milieu à la suite de cette injection.

#### C.4.4 Mesures géophysiques à l'aide de forages

La présence de forages permet des configurations de levé non possibles seulement à partir de la surface. *Sensu stricto*, les techniques dites de « tomographie » ne s'appliquent qu'à cette catégorie de techniques bien qu'il soit maintenant courant de voir des publications, en géotechnique par exemple, où la résistivité 2D en surface est appelée « tomographie électrique ». Avec débrouillardise, ces techniques peuvent être exécutées à l'aide des appareils de mesure de terrain classiques auxquels un certain nombre d'accessoires ont été ajoutés suivant la tâche : poulies adaptables au tubage, odomètre, tambours et câbles, électrodes ou capteurs à l'épreuve de l'eau, etc. Souvent, cependant, un appareillage tout à fait semblable à celui qui est utilisé pour les diagraphies doit être mis en service.

En général, le volume investigué peut atteindre la grandeur du volume investigué par les techniques géophysiques de surface, et le pas d'échantillonnage est habituellement beaucoup plus grossier que dans le cas des diagraphies. On peut distinguer plusieurs modes d'opération dans cette section : (1) diagraphies à grandes séparations, (2) mode mixte surface/forage, (3) configuration MALM; (4) tomographie. Chacun de ces modes est décrit sommairement ici.

(1) Dans le premier cas, des configurations semblables à celles utilisées en diagraphie sont exploitées, sauf qu'il s'agit de séparations beaucoup plus grandes, ce qui correspond à des volumes investigués plus importants et une résolution spatiale plus grossière. (2) Dans le deuxième cas, les configurations utilisées sont semblables à celles utilisées en surface, sauf qu'un ou plusieurs des capteurs ou des sources sont en forage au lieu d'être en surface. À titre d'exemple, on peut utiliser des configurations de résistivité avec certaines électrodes dans le forage et d'autres en surface pour estimer l'azimut, la distance et la profondeur d'une cible conductrice. (3) Dans la configuration MALM ou mise à la masse, un forage est utilisé pour faire un raccord direct à une cible, par exemple une rivière souterraine dans un karst, qui devient alors une partie intégrante de la mesure. (4) Dans le cas de la tomographie, on utilise deux forages parallèles et parfois une série de capteurs en surface pour investiguer un volume compris entre les forages. Pour ce faire, on déplace systématiquement la position de la source dans un forage tout en mesurant la réponse observée, à chacune des positions occupées par la source, par un grand nombre de capteurs dans l'autre forage et, le cas échéant, également dans toute une série de capteurs en surface. Des algorithmes de reconstruction permettent de déterminer les propriétés du volume contenu entre ces deux forages. Contrairement aux diagraphies, le volume investigué, soit le volume de terrain entre les forages, ou entre les forages et la surface, peut représenter un milieu intact où les paramètres hydrauliques n'ont pas subi de distorsion attribuable à la présence d'un forage, par exemple. Il existe des variantes par rapport aux modes d'opération décrits plus haut. Les techniques géophysiques utilisées dans chacun de ces modes sont semblables aux techniques déjà décrites. Elles incluent en particulier les techniques électriques, électromagnétiques, PP, radar, zone d'ombre radio et sismique. On peut trouver des exemples d'utilisation dans les comptes rendus annuels de l'EESG-ES et du SAGEEP.

## C.5 Symboles et abréviations

Les abréviations correspondantes en anglais sont données entre accolades: {...}

$\gamma$  : nT, aussi : rapport magnétogyrique

$\delta$  : profondeur de peau électromagnétique

$\varepsilon$  : permittivité,  $\varepsilon_R$  : permittivité relative,  $\varepsilon_0$  : permittivité du vide

$\eta$  : viscosité

$\mu$  : perméabilité magnétique,  $\mu_0$  : perméabilité magnétique du vide

$\rho$  : résistivité,  $\rho_a$  : résistivité apparente

$\sigma$  : conductivité électrique,  $\sigma_a$  : conductivité électrique apparente

$\Phi$  : porosité

$\Phi_{SRM}$  : contenu en eau tel qu'il est déterminé par le SRM

$\Omega$  : ohm

1D, 2D, 3D : unidimensionnel, bidimensionnel, tridimensionnel

aaaa : année : temps de la prise d'une mesure

{AEM} : voir EMA

{AGRS} : voir SRGA

BGS : British Geological Survey

{CCL} : voir LJT

CEC : capacité d'échange de cations

cps : compte par seconde (radioactivité, SRG)

$d$  : densité

DE {SN}, {LN}, {LAT} : diagraphie électrique; respectivement : petite normale, grande normale, latérale

DEF {FEL} : diagraphie électrique focalisée

DEI {IL} : diagraphie électrique par induction

DFID : UK Department for International Development

DP-DP : dipole-dipole

$E$  : champ électrique

{EC} : conductivité électrique du fluide dans un forage ou la diagraphie de ce paramètre

Eh : électronégativité, potentiel d'oxydoréduction

{EKS} : sismique électrocinétique

EM : électromagnétique

EMA : électromagnétique aéroporté {AEM}

EMDT : EM domaine du temps ou EMT {TDEM}

EMT : EM transitoire {TEM}

e[Th] : concentration apparente *équivalente* en thorium (SRG, ppm)

e[U] : concentration apparente *équivalente* en uranium (SRG, ppm)

F : facteur de formation – Loi d'Archie; aussi : force d'attraction gravitationnelle

$f$  : fréquence

FNI : faible nombre d'induction {LIN}

G : constante d'attraction universelle, aussi : unité de gravité égale à 0,01 m/s<sup>2</sup>

*g* : accélération attribuable à la gravité ~ 980 G ou 9,8 m/s<sup>2</sup>  
 Géoradar : {GPR}  
 {GPR} : géoradar  
*hh* : heure : temps de la prise d'une mesure  
*H* : grandeur du champ magnétique d'induction  
*I* : courant électrique  
*ID* : identificateur  
 {IGF} : modèle du champ international de gravité  
 {IGRF} : champ de référence géomagnétique international  
 {IL} : voir DEI  
 {IP} : voir PP  
*jj* : jour : temps de la prise d'une mesure  
*k* : susceptibilité magnétique  
*K* : facteur géométrique en résistivité  
 [K] : concentration apparente en potassium (SRG, %)  
 {LAT} : voir DE  
 LJT {CCL} : localisation des joints de tubage  
 {LIN} : voir FNI  
 {LN} : voir DE  
*m* : mètre  
*m* : masse, aussi : chargeabilité électrique (sans unité)  
 MALM : mise à la masse  
*mm* : minute : temps de la prise d'une mesure  
 MRS : voir SRM  
 MT : magnétotellurique  
 MTD : matière totale dissoute {TDS}  
 MTSC: magnétotellurique à source contrôlée {CSAMT}  
 {NMR} : voir RMN  
 NS/EO : nord-sud/est-ouest  
 ODA : UK Overseas Development Administration  
 P : pression  
 PC : ordinateur personnel  
 P-DP : pole-dipole  
 pH : acidité  
 PP : polarisation provoquée {IP}  
 PS : polarisation spontanée {SP}  
*r* : distance  
 R : résistance électrique  
 RCUE {SPR} : résistance de contact à une électrode  
 RMN : résonance magnétique nucléaire {NMR}  
 SEV : sondage électrique vertical {VES}  
 {SN} : voir DE  
 {SP} : voir PS  
 {SPR} : voir RCUE  
 SRG : spectrométrie des rayons gamma  
 SRGA : spectrométrie des rayons gamma aéroportée {AGRS}

SRM : sondage par résonance magnétique nucléaire {MRS}  
 S/B : rapport signal sur bruit {S/N}  
 ss : seconde : temps de la prise d'une mesure  
 T : température  
 TBF : EM très basse fréquence {VLF}  
 {TEM} : voir EMT  
 {TDEM} : voir EMDT  
 {TDS} : voir MTD  
 {VLF} : voir TBF  
 v : potentiel électrique  
 $V_p$  : vitesse sismique longitudinale/compression  
 $V_s$  : vitesse sismique transversale/cisaillement  
 x : position horizontale longitudinale de la station de mesure  
 y : position horizontale transversale de la station de mesure  
 z : position verticale de la station de mesure

## C.6 Sources supplémentaires d'information en géophysique appliquée aux eaux souterraines

L'ouvrage de Rubin et Hubbard (2005) a été publié après la rédaction de cette annexe C; étant donné sa pertinence, il est donc mentionné ici.

En plus des références mentionnées dans le texte, les comptes rendus, livres et numéros thématiques suivants contiennent des informations pertinentes concernant la géophysique appliquée aux eaux souterraines et aux études environnementales.

NGWA : *Surface and borehole geophysical methods in groundwater investigations*; 1984, 1985, 1986.

*SAGEEP Proceedings* : annuel depuis 1988.

« Special issue - Engineering and Groundwater »; *Geophysics* **51**, No. 2, Feb. 1986.

« Special section – Shallow seismic reflection papers »; *Geophysics* **63**, No. 4 July-Aug. 1998.

« Special issue – Ground Penetrating Radar »; *Journal of Applied Geophysics*, **33**, Jan. 1995.

USACE, 1995. « Engineering and Design – Geophysical Exploration for Engineering and Environmental Investigation »; *Engineer Manual*, U.S. Army Corps of Engineers, 1110-1-1802.

([www.usace.army.mil/inet/usace-docs/eng-manuals/em1110-1-1802](http://www.usace.army.mil/inet/usace-docs/eng-manuals/em1110-1-1802)). Consulté le 24 novembre 2005.

WARD, S.H, 1990. *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Volumes I-III; SEG, ISBN 0931830990, 1050 p.

Une contribution intéressante en français dans ce domaine est la disponibilité de cours sous la direction de D. Chapellier dans Internet à l'adresse : <http://www-ig.unil.ch/cours/>

## Liste des figures de l'annexe C

**Figure C.1** : Avion DASH-7 équipé pour effectuer des levés géophysiques aéroportés : ici une installation MEGATEM-2.  
(Format PDF, 53 ko)

**Figure C.2** : Levé au sol à l'aide d'un magnétomètre à précession nucléaire; trois variantes quant à la position du capteur.  
(Format PDF, 114 ko)

**Figure C.3** : Techniques sismiques : un coup de marteau ou un explosif produit une déformation qui se propage dans le sous-sol qui est un milieu élastique.  
(Format PDF, 44 ko)

**Figure C.4** : Levé électrique de résistivité en mode sondage électrique vertical.  
(Format PDF, 39 ko)

**Figure C.5** : Vue schématique du dispositif de mesure électromagnétique Slingram.  
(Format PDF, 63 ko)

**Figure C.6** : Profondeur de peau  $\delta$  en fonction de la fréquence, de la résistivité et de la permittivité.  
(Format PDF, 41 ko)

**Figure C.7** : Mesure de la conductivité apparente du proche sous-sol avec le conductivimètre électromagnétique FNI.  
(Format PDF, 325 ko)

**Figure C.8** : Utilisation du récepteur TBF de type EM-16.  
(Format PDF, 304 ko)

**Figure C.9** : Arrangement des électrodes pour la diagraphe électrique galvanique (*DE*).  
(Format PDF, 16 ko)

**Figure C.10** : Esquisse de l'appareillage pour la diagraphe électrique par induction (*DEI*).  
(Format PDF, 13 ko)

**Figure C.11** : Esquisse de l'appareillage et de résultats pour la diagraphe gamma-gamma.  
(Format PDF, 21 ko)

**Figure C.12** : Imagerie acoustique; A) esquisse de l'appareillage; B) image d'une fracture sur la paroi d'un trou de forage.  
(Format PDF, 105 ko)

**Figure C.13** : Diagraphie acoustique : A) trajectoire des divers types d'onde; B) compensation d'effets parasites; C) sonde centrée dans un trou de forage.  
(Format PDF, 53 ko)

**Figure C.14** : Pendagemètre : A) appareillage; B) exemple de résultats.  
(Format PDF, 42 ko)

**Tableau C.6** : Diagraphies : outils vs informations/tâches.  
(Format PDF, 33 ko)

## ANNEXE D

### Implantation optimale de piézomètres (IOP)

#### Table des matières de l'annexe D

D.1	Concepts fondamentaux.....	D-2
D.2	Élaboration de la méthode .....	D-2
D.2.1	Agencement proximal.....	D-3
D.2.2	Agencement distal.....	D-3
D.2.3	Méthodes de chevauchement des portions interpolées.....	D-4

Une approche d'implantation de piézomètres a été proposée par Verreault (2003) afin d'optimiser la détermination de l'aire d'alimentation par la méthode de la cartographie piézométrique. Ainsi, elle permet d'obtenir la précision recherchée dans l'estimation des aires, tout en minimisant le nombre de piézomètres nécessaires.

## D.1 Concepts fondamentaux

De façon générale, la méthode d'IOP est basée sur le fait que la bordure de l'aire d'alimentation aboutit à une singularité géométrique à son extrémité aval, où une goutte d'eau peut mourir d'incertitude, ne sachant si elle doit aller vers le puits ou s'en éloigner. Deux particules jumelles, l'une à droite et l'une à gauche, se rencontrent à ce point d'incertitude (*point initial*) après avoir parcouru chacune leur bras respectif. Elles doivent maintenant faire le parcours inverse, en traversant, toujours perpendiculairement, les lignes équipotentiels (isopèzes) (figure D.1). Le traçage inverse de particules correspond donc au chemin que suivrait à reculons l'eau dans un aquifère; il est perpendiculaire aux lignes équipotentiels lorsque le milieu est isotrope. Seules les particules correspondant aux limites latérales sont considérées, puisque celles qui se trouvent à l'intérieur de l'aire d'alimentation offrent peu d'intérêt.

Comme seul le tracé correspondant aux limites latérales de l'aire d'alimentation est considéré avec l'IOP, la limite de l'aire d'alimentation doit être divisée en deux bras, soit le bras de gauche et le bras de droite (figure D.2), lorsque l'on regarde l'aire d'alimentation vers l'amont. La ligne séparant la droite de la gauche constitue la direction estimée de l'écoulement souterrain en aval du puits de pompage en condition d'écoulement naturel. Idéalement, cette ligne est estimée en aval du puits de pompage et dans l'aire d'alimentation.

## D.2 Élaboration de la méthode

Plusieurs agencements de piézomètres permettent d'estimer l'aire d'alimentation d'un puits de pompage. L'agencement développé par Verreault (2003) vise à minimiser le nombre de points d'observation nécessaires pour obtenir la justesse souhaitée dans l'estimation d'une aire d'alimentation. Un *agencement proximal* se situe à proximité du puits de pompage alors qu'un *agencement distal* se situe plus loin en amont.

Comme l'estimation de l'aire d'alimentation s'effectue selon le traçage inverse de particules, il est primordial de bien évaluer la limite aval de l'aire d'alimentation. En effet, avec la méthode de l'IOP, les deux particules tracées (une pour le bras de droite et l'autre pour le bras de gauche) ont comme point de départ l'ensellement de la nappe d'eau située en aval du puits de pompage (figure D.1). Cet ensellement, sur lequel toute l'eau souterraine diverge, est nommé le *point initial*; il correspond aussi à la limite aval de l'aire d'alimentation. On pourrait considérer ce point comme étant un point de

stagnation. Si le point initial est estimé incorrectement, la justesse de l'aire d'alimentation estimée par l'IOP sera considérablement diminuée.

### **D.2.1 Agencement proximal**

L'agencement proximal des piézomètres est représenté à la figure D.3. Les distances séparant les piézomètres sont proportionnelles à la distance entre le puits de pompage et la limite aval de l'aire d'alimentation. Lorsque cette distance est connue, toutes les autres le sont également. De plus, avec cette correspondance entre les distances, aucune évaluation préalable d'un domaine d'étude n'est nécessaire.

Les lignes équipotentiels qui découlent de l'agencement proximal de l'IOP sont interpolées par la méthode des voisins naturels, avec laquelle l'IOP a été élaborée. Le diagramme de Voronoï généré par la méthode des voisins naturels montre des polygones de Thiessen de formes et de dimensions semblables (figure D.4). Les autres méthodes d'interpolation réagissent mal aux différences importantes de charge hydraulique qu'on trouve à proximité d'un puits de pompage. En effet, beaucoup plus de points d'observation sont nécessaires pour estimer l'aire d'alimentation à l'intérieur de la zone proximale avec la méthode de la triangulation.

À la suite de l'implantation proximale des piézomètres, une première estimation de l'aire d'alimentation peut être effectuée. Cette première estimation se limite approximativement au domaine interpolé, cependant une légère prolongation de l'estimation de chaque bras de l'aire d'alimentation doit être réalisée afin de déterminer l'emplacement des futurs points d'observation.

Afin d'estimer l'emplacement du point initial, plusieurs méthodes peuvent être utilisées, telles les solutions analytiques de Grubb (1983) et de Bear et Jacobs (1965) ou l'implantation de piézomètres en ligne. Un minimum de trois points est requis afin de générer une interpolation de second degré, mais l'implantation de quatre ou cinq piézomètres donnera un résultat plus précis. Les piézomètres doivent être implantés dans un ordre particulier pour éviter d'insérer un piézomètre inutilement. En effet, parmi les trois piézomètres requis, un doit être situé à l'extérieur de l'aire d'alimentation afin de cibler plus facilement la limite aval de celle-ci. En fonction de l'emplacement du troisième piézomètre, plusieurs interpolations peuvent être effectuées (figure D.5). L'implantation de quelques autres piézomètres dans le secteur de la limite aval de l'aire d'alimentation permet de préciser d'avantage cette limite.

### **D.2.2 Agencement distal**

Afin d'estimer l'aire d'alimentation distale, la méthode d'interpolation par triangulation a été sélectionnée, notamment à cause de la forme des lignes générées aux limites de l'interpolation et à cause du respect des valeurs de base dans l'interpolation : les lignes équipotentiels générées sont droites et forment un plan lorsqu'il n'y a que trois points.

L'implantation dans la portion distale de l'aire d'alimentation consiste en une séquence de triangles qui chevauchent autant que possible chaque bras de l'aire d'alimentation. Idéalement, les limites de l'aire d'alimentation devraient passer par le centre des triangles de la séquence (figure D.6). Les deux bras formant les limites de l'aire d'alimentation doivent être estimés indépendamment l'un de l'autre, sauf dans des cas particuliers. À la suite de l'ajout de chaque point, la localisation du bras correspondant doit être estimée de nouveau. Généralement, trois ou quatre points permettent de poursuivre l'estimation de l'aire d'alimentation distale de façon adéquate. Les points implantés pour l'estimation proximale seront donc ignorés à mesure que l'on avance vers l'amont dans l'estimation de l'aire d'alimentation.

### **D.2.3 Méthode de chevauchement des portions interpolées**

Afin de corrélérer les deux méthodes d'interpolation utilisées, soit les voisins naturels et la triangulation, des points nommés *points artificiels* doivent être introduits dans la zone proximale. Ces points ne sont pas réellement introduits sur le terrain; ils possèdent les valeurs d'élévation du toit de la nappe obtenues par la méthode des voisins naturels (figure D.7). Ces points artificiels ne fournissent donc pas de nouvelles valeurs pour l'élévation du niveau d'eau. La distribution de ces points est aléatoire. Cependant, leur nombre doit être grand.

Lorsque l'interpolation proximale est effectuée, deux autres points (D0 et G0) doivent être ajoutés à l'extérieur de la zone d'interpolation proximale, que l'on nommera points de sortie (figure D.7). Chaque point de sortie doit former un triangle quasi équilatéral avec deux points de l'agencement d'implantation proximal; la dimension du triangle dépend donc de la distance entre les points de l'agencement proximal. Les points de sortie et les points de l'agencement proximal doivent être inclus dans l'interpolation afin d'obtenir de meilleurs résultats; cette interpolation s'effectue à l'aide de la triangulation et une seconde aire d'alimentation peut alors être estimée. Après chaque estimation de la localisation d'un bras de l'aire d'alimentation, ce bras doit être prolongé afin de déterminer l'emplacement des futurs points.

Le tableau D.1 résume les démarches de la méthode. Les références complètes sont présentées à la fin du document principal.

Tableau D.1 : Résumé des démarches de la méthode d'IOP

Étape de la démarche	Démarche	Étape d'estimation de l'aire d'alimentation
1	Évaluation de l'emplacement du point initial	
2	Implantation des piézomètres de l'agencement proximal	1 <sup>re</sup> étape de l'estimation
3	Insertion des points artificiels et des deux points de sortie	2 <sup>e</sup> étape de l'estimation
4	Implantation des points selon l'agencement distal	Étapes subséquentes de l'estimation

### Liste des figures

Figure D.1 : Schéma illustrant le fonctionnement global de la méthode d'analyse par cartographie piézométrique (Verreault, 2003).

Figure D.2 : Vue en plan de l'aire d'alimentation, avec le bras de droite et le bras de gauche lorsque l'on regarde vers l'amont (Verreault, 2003).

Figure D.3 : Vue en plan de la disposition des piézomètres dans la portion proximale du puits de pompage (Verreault, 2003).

Figure D.4 : Vue en plan des polygones de Thiessen servant à la méthodes des voisins naturels (Verreault, 2003).

Figure D.5 : Section montrant l'élévation de l'eau souterraine du côté aval du puits de pompage (Verreault, 2003).

Figure D.6 : Vue en plan du réseau d'implantation de piézomètres dans la portion distale de l'aire d'alimentation (Verreault, 2003).

Figure D.7 : Vue en plan de la disposition des piézomètres de sortie et des points artificiels de transition du secteur proximal au secteur distal (Verreault, 2003).

([Format PDF](#), 297 ko)

**ANNEXE E**  
**Méthode DRASTIC**

La méthode proposée repose sur les trois hypothèses de base suivantes, qui doivent être familières aux utilisateurs s'ils veulent bien cerner les limites de la méthode :

- les sources de contamination potentielles se trouvent à la surface du sol;
- de la surface du sol, les contaminants potentiels atteignent l'aquifère par le mécanisme d'infiltration efficace;
- la nature des contaminants potentiels n'est pas considérée dans le calcul de l'indice.

Les sept lettres de l'acronyme DRASTIC représentent les facteurs déterminant la valeur de l'indice de vulnérabilité. Ce sont, dans l'ordre :

D : *Depth to water table* ou profondeur de la nappe d'eau;

R : *Recharge* ou infiltration efficace;

A : *Aquifer media* ou milieu aquifère;

S : *Soil media* ou type de sol;

T : *Topography* ou pente du terrain;

I : *Impact of vadose zone* ou incidence de la zone vadose;

C : *Conductivity* ou conductivité hydraulique.

Ces sept paramètres découpent, de façon schématique, une unité hydrogéologique locale en ses principales composantes, qui influencent à différents degrés les processus de transport et d'atténuation des contaminants dans le sol. Une valeur numérique (poids paramétrique) comprise entre 1 et 5 reflète le degré d'influence de chacun d'eux. Le tableau E.1 associe à chacun des sept facteurs un poids paramétrique général.

**Tableau E.1 : Poids des paramètres utiles**

PARAMÈTRE	POIDS (général)
Profondeur de la nappe d'eau	5
Recharge efficace	4
Milieu aquifère	3
Type de sol	2
Pente du terrain	1
Incidence de la zone vadose	5
Conductivité hydraulique	3

À chacun des paramètres est aussi associée une cote variant de 1 à 10, définie en fonction d'intervalles de valeurs. La plus petite cote représente les conditions de plus faible vulnérabilité à la contamination. Les cotes pour tous les paramètres sont compilées dans les tableaux E.2 à E.8.

**Tableau E.2 : Cote selon la profondeur de la nappe**

<b>PROFONDEUR DE LA NAPPE D'EAU (en mètres)</b>	
INTERVALLE	COTE
0 à 1,5	10
1,5 à 4,5	9
4,5 à 9,0	7
9,0 à 15,0	5
15,0 à 23,0	3
23,0 à 31,0	2
31,0 et plus	1

L'estimation de ce paramètre doit tenir compte des conditions de crues saisonnières. La méthode DRASTIC prévoit que, dans les cas de nappes captives, la profondeur de la nappe d'eau correspond à celle du toit de l'aquifère.

**Tableau E.3 : Cote selon la recharge annuelle**

<b>RECHARGE ANNUELLE (en centimètres)</b>	
INTERVALLE	COTE
0 à 5	1
5 à 10	3
10 à 18	6
18 à 25	8
25 et plus	9

**Tableau E.4 : Cote selon le milieu aquifère**

<b>MILIEU AQUIFÈRE</b>		
TYPE D'AQUIFÈRE	COTE	COTE TYPE
Shale massif	1-3	2
Roches ignées ou métamorphiques	2-5	3
Roches ignées ou métamorphiques altérées	3-5	4
Till	4-6	5
Lits de grès, de calcaire et de shale	5-9	6
Grès massif	4-9	6
Calcaire massif	4-9	6
Sable et gravier	4-9	8
Basalte	2-10	9
Calcaire karstique	9-10	10

**Tableau E.5 : Cote selon le type de sol**

<b>TYPE DE SOL</b>	
<b>NATURE DU SOL</b>	<b>COTE</b>
Sol mince ou roc	10
Gravier	10
Sable	9
Tourbe	8
Argile fissurée	7
Loam sableux	6
Loam	5
Loam silteux	4
Loam argileux	3
Terre noire	2
Argile	1

Ce paramètre correspond approximativement au premier mètre de dépôts à partir de la surface du sol.

**Tableau E.6 : Cote selon la pente du terrain**

<b>PENTE DU TERRAIN (en pourcentage)</b>	
<b>INTERVALLE</b>	<b>COTE</b>
0-2	10
2-6	9
6-12	5
12-18	3
18 et plus	1

**Tableau E.7 : Cote selon l'incidence de la zone vadose**

<b>INCIDENCE DE LA ZONE VADOSE</b>		
<b>NATURE DE LA ZONE VADOSE</b>	<b>COTE</b>	<b>COTE TYPE</b>
Couche imperméable	1	1
Silt ou argile	2-6	3
Shale	2-5	3
Calcaire	2-7	6
Grès	4-8	6
Lits de calcaire, de grès et de shale	4-8	6
Sable et gravier avec silt et argile	4-8	6
Roches ignées ou métamorphiques	2-8	4
Sable et gravier	6-9	8
Basalte	2-10	9
Calcaire karstique	8-10	10

Pour l'application de la méthode DRASTIC, la zone vadose correspond à la portion souterraine du terrain comprise entre le sol (premier mètre à partir de la surface) et le niveau de la nappe d'eau souterraine; toutes les unités influençant le transport de contaminants sont ainsi prises en considération.

**Tableau E.8 : Cote selon la conductivité hydraulique**

<b>CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE (en mètres par jour)</b>	
INTERVALLE	COTE
0,04-4	1
4-12	2
12-29	4
29-41	6
41-82	8
82 et plus	10

L'indice de vulnérabilité DRASTIC (ID) est déterminé, pour chacune des unités hydrogéologiques à l'intérieur des aires de protection rapprochée correspondant à des temps de parcours de 200 et de 550 jours, par la somme des produits des poids pondérés par la cote correspondante. Ainsi,

$$ID = D_p D_c + R_p R_c + A_p A_c + S_p S_c + T_p T_c + I_p I_c + C_p C_c$$

À titre d'exemple, pour le paramètre D (profondeur de la nappe d'eau),  $D_p$  et  $D_c$  correspondent respectivement au poids et à la cote paramétrique. Lorsque plusieurs unités hydrogéologiques coexistent à l'intérieur des aires de protection ciblées, la création de cartes de vulnérabilité délimitant ces unités et montrant les indices DRASTIC correspondants devient nécessaire. Il est aussi fréquent qu'à l'intérieur d'une unité hydrogéologique, les cotes rattachées aux paramètres varient considérablement, de sorte qu'il devient alors indispensable de différencier ces zones en sous-unités. Les étapes de construction de cartes de vulnérabilité sont décrites par Champagne et Chapuis (1993).

L'identification des unités et des sous-unités hydrogéologiques ainsi que l'évaluation des sept paramètres requièrent la connaissance de la géologie (roc et dépôts meubles), de l'hydrogéologie, de la pédologie, de la topographie ainsi que de la météorologie du territoire. Ces renseignements sont le plus souvent contenus dans des rapports ou des banques de données (chapitre 5). Ainsi, avant de déployer des efforts coûteux dans la réalisation de travaux de terrain, le consultant fera l'inventaire de ces données, jugera de leur fiabilité et les analysera afin d'estimer les sept paramètres de base. Seules les données manquantes ou celles dont la fiabilité ou l'exactitude soulève des doutes devront être obtenues à partir de travaux de terrain.

Le rapport sur la détermination de l'indice DRASTIC doit indiquer clairement la source des données utilisées ainsi que le cheminement et les hypothèses qui ont mené à

l'estimation de chacune des cotes. Le lecteur pourra ainsi juger de la valeur des cotes attribuées, car la fiabilité de l'indice DRASTIC dépend de la quantité et de la qualité des données qui ont permis l'évaluation.

Les références complètes sont présentées à la fin du document principal.

## **ANNEXE F**

**Abaques de représentation adimensionnelle de  
l'aire d'alimentation et des isochrones**

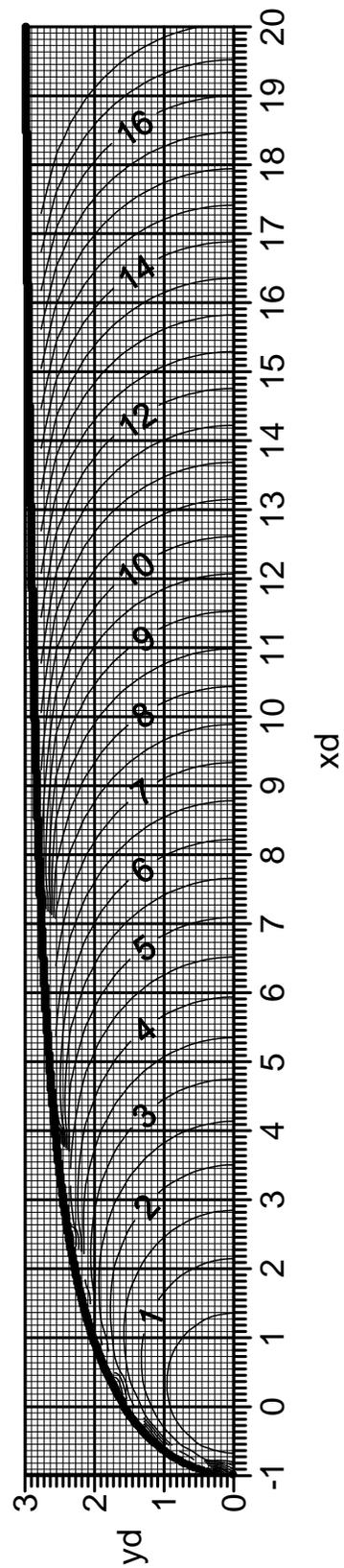


Figure F.1 : Représentation adimensionnelle de l'aire d'alimentation et des isochrones pour une valeur maximale de  $t_d$  de 17.

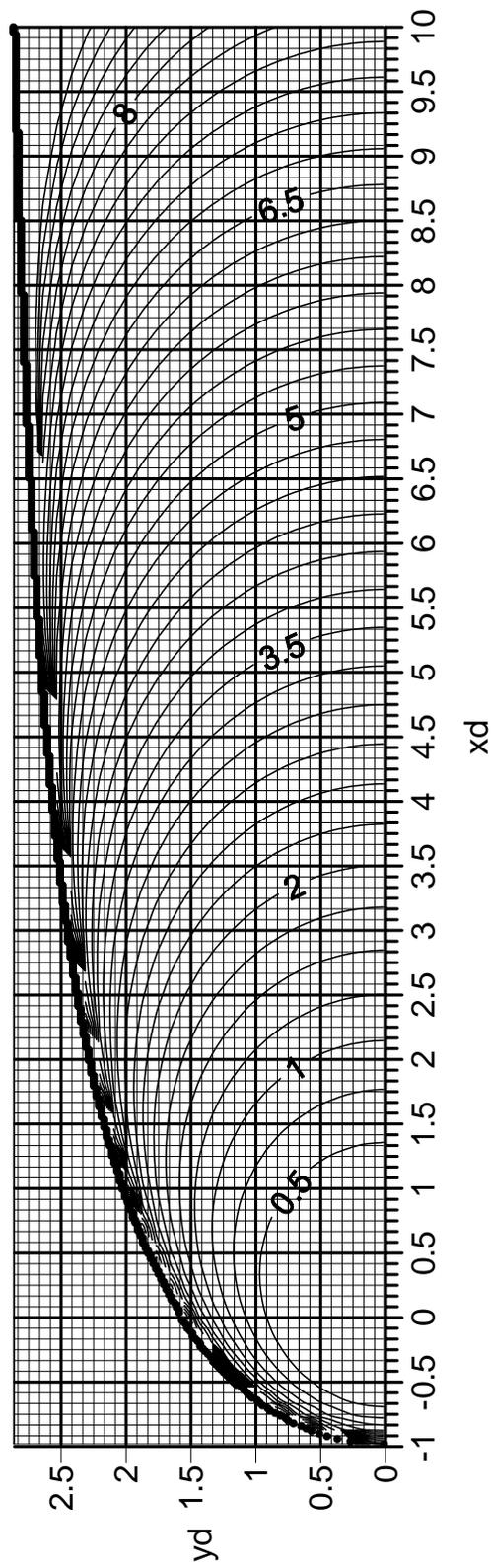


Figure F.2 : Représentation adimensionnelle de l'aire d'alimentation et des isochrones pour une valeur maximale de  $t_d$  de 8.

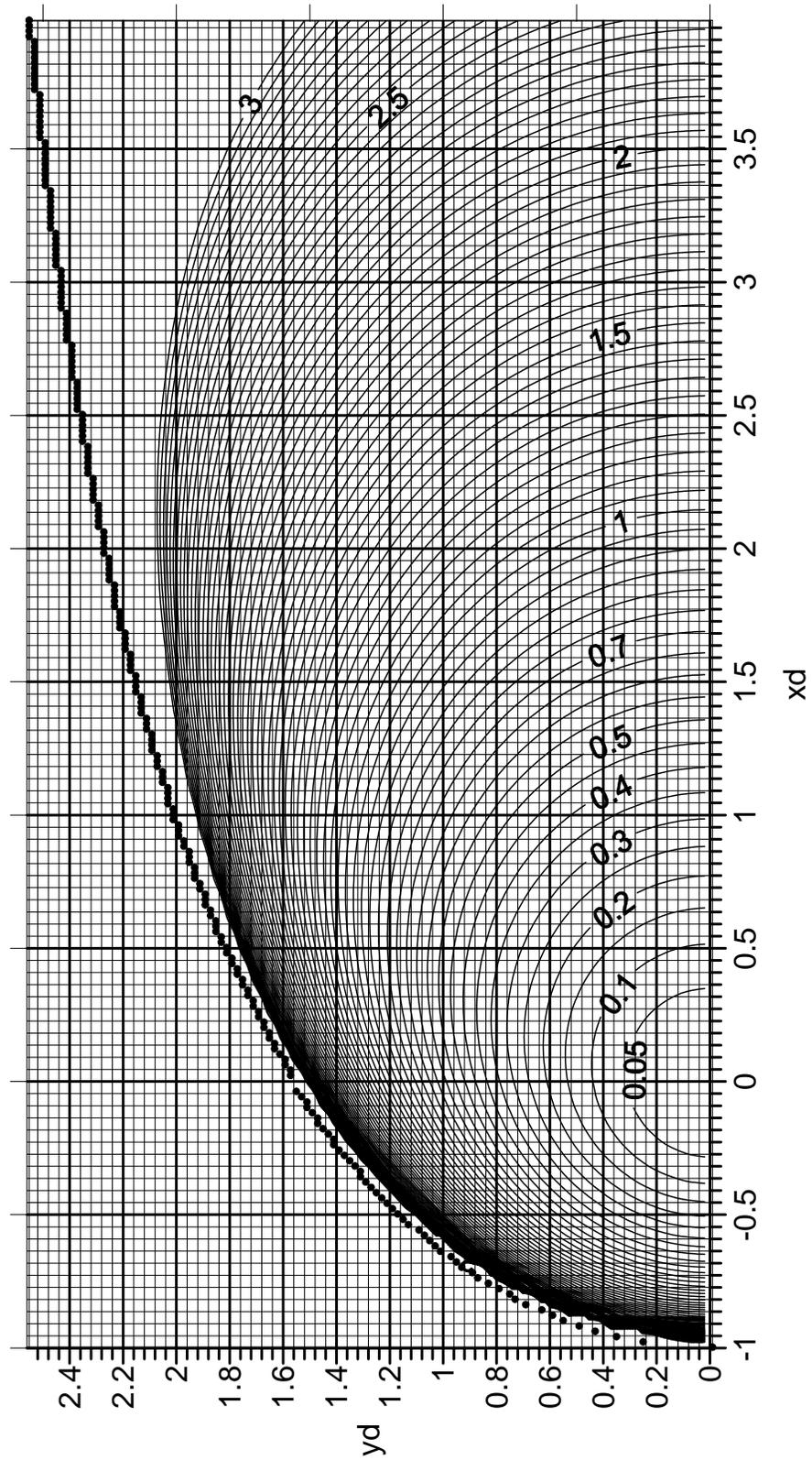


Figure F.3 : Représentation adimensionnelle de l'aire d'alimentation et des isochrones pour une valeur maximale de  $t_d$  de 3.

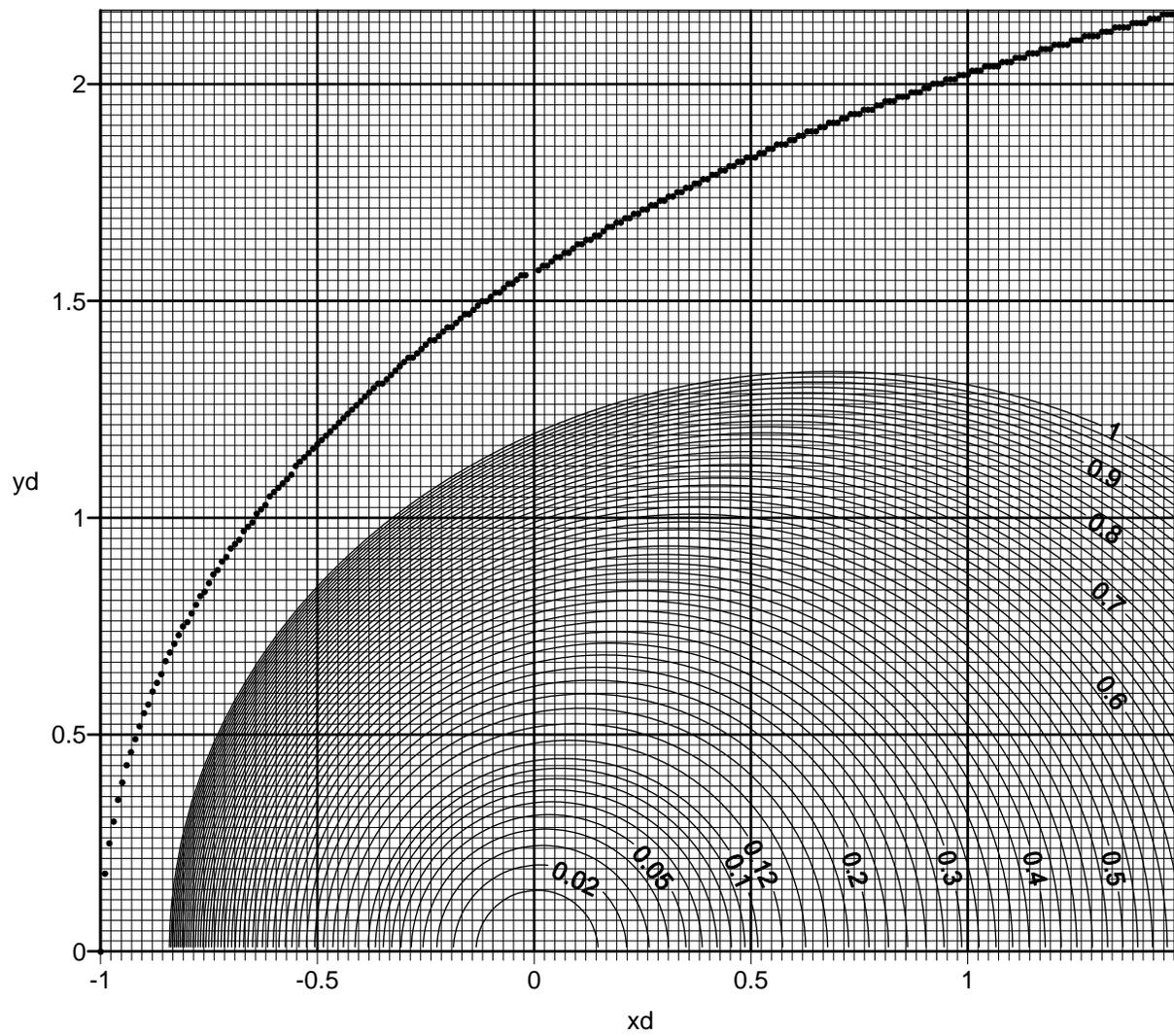


Figure F.4 : Représentation adimensionnelle de l'aire d'alimentation et des isochrones pour une valeur maximale de  $t_d$  de 1.

## ANNEXE G

### Quelques exemples de modèles commerciaux

#### Table des matières de l'annexe G

Méthodes des éléments analytiques.....	G-2
Modèles basés sur les différences finies.....	G-5
Modèle basé sur les éléments finis.....	G-7
Modèles convenant aux milieux fracturés.....	G-7
Méthode stochastique.....	G-9

## QUELQUES EXEMPLES DE MODÈLES COMMERCIAUX

Ces exemples ont été choisis uniquement à titre d'illustrations. Il existe beaucoup d'autres modèles commerciaux de modélisation hydrogéologique basés sur les différentes méthodes présentées. Nous ne préconisons pas l'utilisation de ces modèles plutôt que d'autres. Le ministère n'engage pas non plus sa responsabilité sur la qualité de ces modèles.

### Méthodes des éléments analytiques

#### *WhAEM*

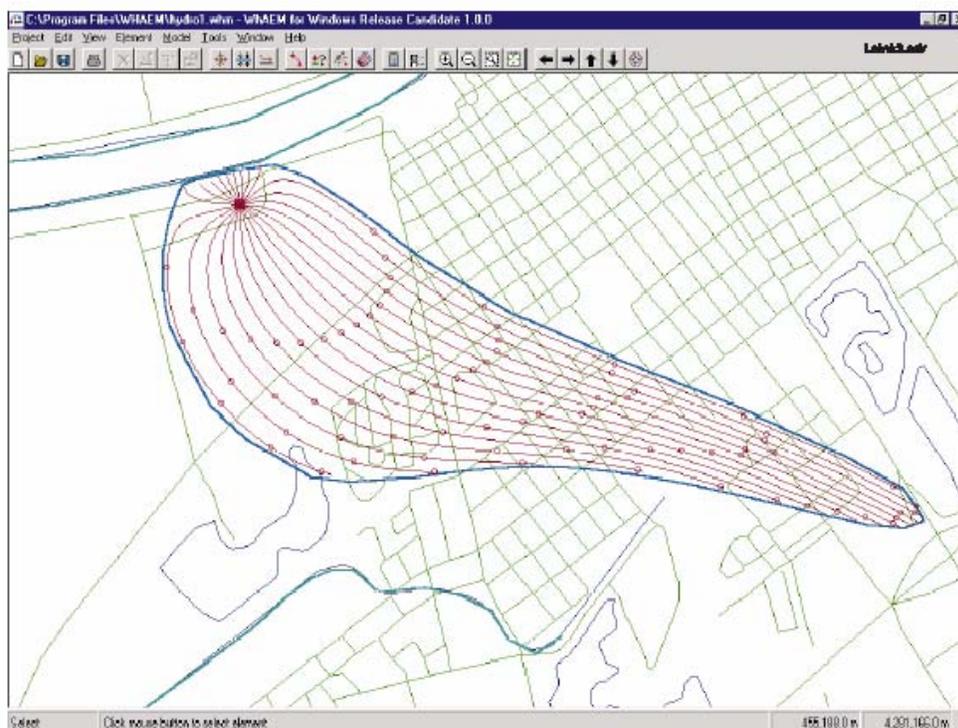
Il s'agit d'un modèle 2D, développé par l'USEPA, basé sur la méthode des éléments analytiques (Kraemer *et al.*, 2000). Ce modèle est en téléchargement libre sur le site de l'EPA (EPA, 2002).

#### *Hypothèses*

L'aquifère est monocouche, homogène et isotrope. Le gradient régional est uniforme ainsi que la recharge. Des limites latérales peuvent être prises en compte. L'élévation de la base de l'aquifère est considérée constante. Le régime d'écoulement est supposé permanent.

#### *Description de la méthode*

Le modèle permet de vérifier les résultats, en termes de charge hydraulique, à partir de données ponctuelles de terrain. Il est possible d'obtenir l'aire d'alimentation et les isochrones pour un temps de transfert donné à partir du tracé des lignes de courant. Il s'agit alors d'imposer pour la simulation un temps de transfert maximal égal à la valeur désirée (c'est-à-dire 200 ou 550 jours). Il est possible de demander le tracé, sur les lignes d'écoulement, de marques à intervalles de temps réguliers (en années ou en nombre de jours) (figure G.1).



**Figure G.1 : Exemple d'aire d'alimentation par WhAEM, tiré de EPA (2000)**

### *Conclusions*

Par rapport aux solutions analytiques, WhAEM permet de tenir compte d'une recharge uniforme ainsi que de conditions aux limites d'alimentation ou imperméable. Cependant, l'aquifère doit toujours pouvoir être considéré comme homogène et isotrope. D'autres modèles semi-analytiques (voir Twodan ci-dessous) permettent de prendre en compte, dans une mesure relative, des conditions d'hétérogénéité ou de non uniformité dans la distribution de la recharge.

### *TWODAN*

Il s'agit d'un modèle 2D commercial basé sur la méthode des éléments analytiques. Tout en restant assez simple à comprendre et à utiliser (l'interface est de type convivial), il permet de traiter les configurations 2D suivantes :

- un aquifère monocouche ou bicouche, captif ou libre, homogène ou hétérogène (à condition que l'hétérogénéité vienne de lentilles polygonales de propriétés différentes du reste du milieu);
- des limites imperméables ou à très faible conductivité hydraulique;
- des puits verticaux, en régime permanent ou transitoire (à la condition d'avoir pour fichier d'entrée les charges hydrauliques en fonction du temps);
- des limites à flux ou charge constante, ce qui peut servir à simuler des drains et des puits horizontaux, à condition qu'ils soient dans la couche supérieure de l'aquifère;

- de la recharge sur tout le plan 2D (il crée, de lui-même, une zone de recharge elliptique) et des zones de recharge ou d'exfiltration limitées (de forme circulaire);
- un écoulement régional uniforme.

Des renseignements détaillés peuvent être obtenus dans le site Internet de la société qui fait la promotion du logiciel (Fitts Geosolutions, 2002).

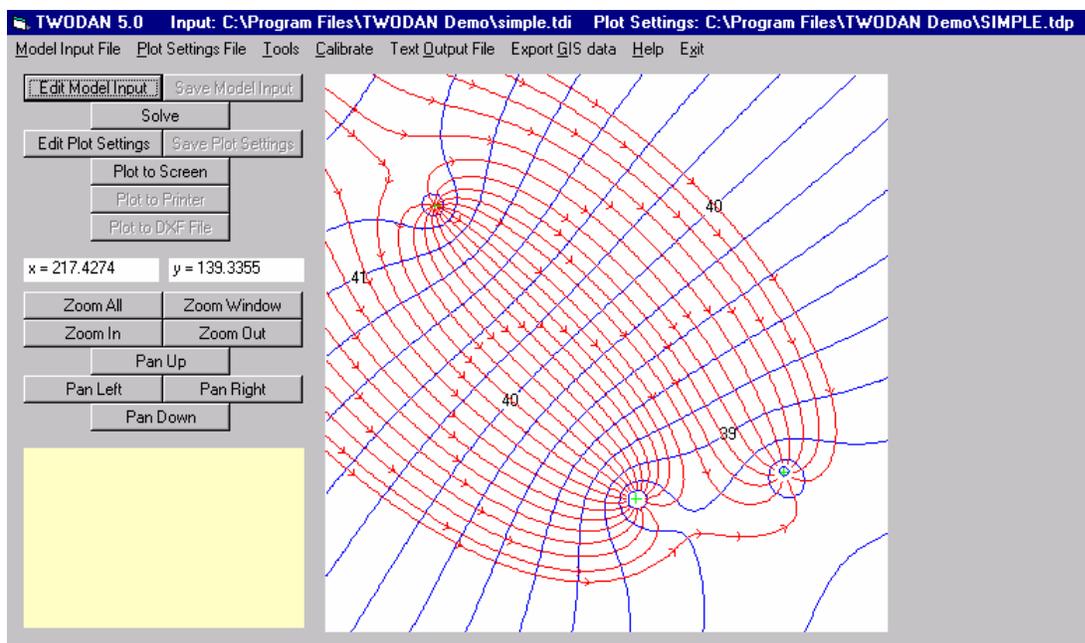
Le modèle a fait l'objet d'une critique dans la revue *Groundwater* (Twodan, 1998). Il est possible de télécharger gratuitement une version de démonstration de Twodan. Il s'agit d'une version identique à la version complète, excepté les options de sauvegarde et d'impression qui ne sont pas activées.

### *Hypothèses*

Il ne s'agit pas d'un modèle 3D. Verticalement, il faut supposer que l'aquifère est monocouche ou bicouche et que ces couches ont une épaisseur constante. Les seules hétérogénéités modélisables sont des lentilles de conductivités hydrauliques différentes. La conductivité hydraulique est fixe par couche ou par lentille (pas d'anisotropie). Les zones de recharge doivent être de forme circulaire. L'élévation de la base de l'aquifère est supposée constante.

### *Description de la méthode*

Le modèle permet de vérifier les résultats, en termes de charge hydraulique, à partir de données ponctuelles de terrain. L'aire d'alimentation peut être obtenue par le tracé des lignes de courant en utilisant une méthode particulière. Dans le cas de Twodan, il s'agit de placer des particules en amont de l'ouvrage de captage (il est possible de les placer sur un cercle englobant l'ouvrage). Pour obtenir le tracé des courbes isochrones, il semble que la seule solution soit de demander le tracé, sur les lignes d'écoulement, de flèches à intervalles de temps réguliers (en nombre de jours) (figure G.2).



**Figure G.2 : Exemple d'aire d'alimentation par Twodan (Fitts Geosolutions, 2002)**

### *Conclusions*

La méthode représente un compromis entre la prise en compte des particularités principales de l'aquifère et un effort de modélisation réduit. Son utilisation exige une bonne connaissance, pas nécessairement exhaustive, des conditions naturelles.

## **Modèles basés sur les différences finies**

### *FLOWPATH*

Flowpath II (Waterloo Hydrogeologic, 2002a) est un modèle numérique 2D, qui convient aux cas à régime d'écoulement permanent. Il est basé sur la méthode des différences finies.

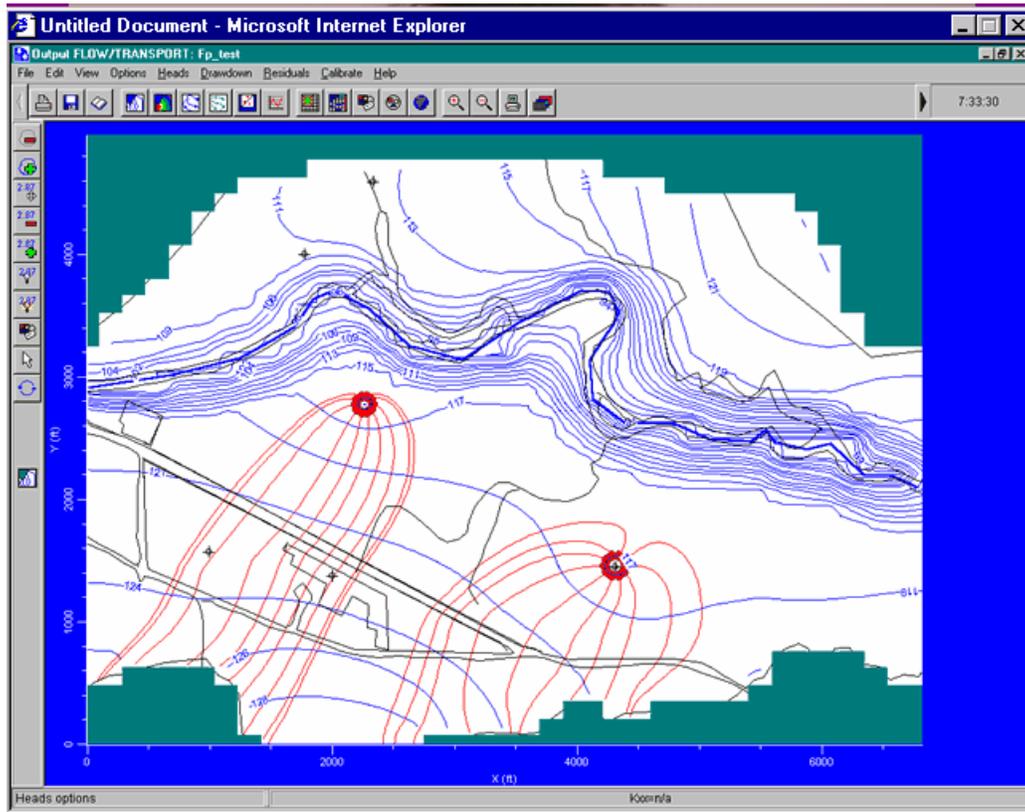
### *Hypothèses*

Les plus importantes hypothèses sont celles de l'écoulement permanent et de la modélisation 2D. Avant d'utiliser un outil de modélisation de ce genre pour déterminer les aires de protection d'un ouvrage de captage, il convient de s'assurer que ces hypothèses et leurs implications conviennent avec le système étudié.

### *Description de la méthode*

Flowpath II utilise une méthode particulière en mode inverse pour tracer les lignes de courant (figure G.3). Il est possible d'obtenir les aires de protection bactériologique et virologique de deux manières :

- en traçant des lignes de courant pour un temps fixé;
- en traçant des lignes de courant avec des marqueurs de temps sur chacune.



**Figure G.3 : Exemple de lignes de courant par Flowpath II (Waterloo Hydrogeologic, 2002a)**

### *MODFLOW*

Modflow fait partie d'un ensemble modulaire de modélisation des eaux souterraines nommé GMS (Environmental Modeling Systems Inc., 2002). Il permet le calcul des écoulements en 3D. Dans le contexte de la détermination des aires de protection des installations de captage, il faut lui associer Modpath, qui est le module de déplacement particulaire (tracé des lignes de courant). Notons cependant que l'ensemble constitué par Modflow et Modpath ne permet pas la prise en compte de la dispersion. D'autres modules de GMS peuvent être associés à Modflow et Modpath afin de modéliser en particulier différents types de contamination : réactive, avec des variations de densité; par des NAPL; ou encore une contamination multiphasique. D'autres modules sont disponibles pour la caractérisation géologique (module de géostatistiques et module

d'intégration de données de forage, en particulier). GMS possède un module de calage « automatique » associé à un module d'analyse de sensibilité du modèle aux paramètres. Ces outils sont des compléments utiles à Modflow-Modpath pour la détermination des aires de protection des installations de captage. L'ensemble de ces modules est inclus dans le regroupement de logiciels Visual Modflow (incluant le phénomène de dispersion). Les logiciels de GMS offrent un excellent potentiel pour la modélisation 3D des aires d'alimentation et de protection d'une installation de captage. Cependant, pour bénéficier de ce potentiel de calcul, le modélisateur doit être expert. L'utilisation de tels logiciels ne se justifie pas pour des configurations simplifiées.

## **Modèle basé sur les éléments finis**

### *FEFLOW*

Feflow (Waterloo Hydrogeologic, 2002b) est un modèle numérique basé sur la méthode des éléments finis. Il permet la résolution de l'écoulement et celle du transfert de masse et de chaleur, en 2D et en 3D, en régime permanent et en régime transitoire.

Feflow est en fait un logiciel avancé qui permet aussi de tenir compte de variations dans la densité de l'eau, de phénomènes de diffusion, de convection thermohaline, de conduction et de dispersion thermique, d'adsorption et de dégradation des contaminants. Il permet de modéliser assez précisément la géologie du site étudié, en important les données d'élévation des bases de chaque couche. L'interface graphique est puissante, les résultats peuvent être consultés sous forme de diagramme, de coupe ou d'image en 3D. Les courbes isochrones des captages sont obtenues par une méthode particulière en 2D ou en 3D. Un bilan hydrique détaillé est réalisé.

## **Modèles convenant aux milieux fracturés**

### *SDF/RSF*

Le modèle SDF/RSF est basé sur la génération de réseaux stochastiques de fractures (RSF) en deux dimensions, suivi de la simulation de l'écoulement de l'eau dans chaque réseau et de la migration de particules utilisant les statistiques directionnelles des paramètres d'écoulement (Rouleau et Gale, 1987; Rouleau, 1988a et b). Bradbury et Muldoon (1994) ont utilisé ce modèle pour investiguer les effets de la densité et de l'anisotropie des systèmes de fracture sur la délimitation de l'aire d'alimentation de puits de pompage en aquifère fracturé. Carneiro (2003) incorpore le modèle RSF/SDF dans un ensemble de modèles destiné à la détermination de zones de protection de captage dans des aquifères fracturés.

### *FracMan/MAFIC*

Il s'agit d'un modèle 3D basé sur la méthode des éléments finis, qui permet la résolution de l'écoulement et du transport en milieux à *fractures discrètes* (Golder Associates Inc., 1994). L'écoulement a lieu seulement dans les fractures. Le transport inclut la dispersion dans les fractures et la diffusion dans la matrice poreuse. Le générateur de fractures permet de créer un réseau de façon déterministe ou stochastique. Un module permet la visualisation des concentrations.

### *FRACTRAN*

Fracran est un modèle *bidimensionnel* basé sur la méthode des éléments finis. Il permet, dans un milieu poreux à *fractures discrètes*, la simulation de l'écoulement en régime permanent et celle du transport en régime transitoire. (Sudicky et McLaren, 1992). Le générateur de fractures permet de créer des fracturations régulières ou aléatoires. Les propriétés des fractures utilisées sont la densité, les longueurs minimale et maximale ainsi que l'ouverture moyenne et l'écart-type. L'écoulement et le transport sont résolus dans les fractures ainsi qu'à l'intérieur de la matrice poreuse. Une option permet d'utiliser le modèle avec *l'approche double porosité* (évitant ainsi de représenter explicitement le réseau de fractures). Le modèle ne réalise pas le tracé des isochrones des ouvrages de captage de façon directe. Par contre, il permet la visualisation de la propagation de panaches de contaminants, ce qui peut être utilisé comme méthode de tracé des aires de protection.

### *FRAC3DVS*

Frac3dvs est un modèle *tridimensionnel* basé sur la méthode des éléments finis, qui permet la résolution, en régime permanent ou transitoire, de l'écoulement et du transport dispersif dans un milieu poreux à *fractures discrètes* saturé ou non saturé (Sudicky et McLaren, 1993). Les fractures sont représentées de façon explicite de même que leurs échanges (écoulement et transport) avec le milieu poreux. Il est possible de considérer la matrice poreuse comme étant imperméable. Un utilitaire graphique permet de visualiser les concentrations par coupe 2D en fonction du temps.

### *SWIFT*

Swift est un modèle *tridimensionnel* basé sur la méthode des différences finies, qui permet la résolution de l'écoulement et du transport en aquifères fracturés libres ou captifs (Geotrans Inc., 1998). Les modèles conceptuels de *fractures discrètes* ou de milieux à *double porosité* peuvent être utilisés. Le transport dans la matrice poreuse est simulé en mode unidimensionnel. Un module permet la détermination des lignes de courant en fonction du temps.

## Méthode stochastique

La nouvelle version de GMS (Environmental Modeling Systems Inc., 2002) est censée permettre la réalisation de modélisations stochastiques, dans le même esprit que décrit par Vassolo *et al.* (1998). Les paramètres peuvent être introduits dans le modèle par une valeur moyenne, un écart-type et une loi de distribution. Les paramètres sont combinés par le modèle (approche de type « Monte-Carlo » ou « hypercube latin ») afin d'obtenir un jeu de  $n$  réalisations. Un utilitaire a été créé afin de tracer une carte de probabilité de capture à partir de ce jeu de résultats (toujours basé sur la méthode particulière). Il est possible de rendre la prise en compte d'une isochrone conditionnelle à l'exactitude du calage pour chaque réalisation.

Cette nouvelle fonction du logiciel permet de résoudre la problématique de la détermination des aires de protection d'installation de captage dans des systèmes dont les paramètres ne sont pas connus de façon précise. Il est possible que d'autres logiciels commerciaux offrent le même potentiel de calcul.

Les références complètes sont données à la fin du document principal.

## **ANNEXE H**

### **Modèles numériques déterministes**

Un modèle dans son sens global est un ensemble composé (Molson *et al.*, 1994) :

- de la définition de la géométrie et de la structure d'un site,
- d'hypothèses et de limites,
- d'équations,
- de conditions aux limites,
- d'une méthode de résolution.

Cet ensemble est contenu dans un cadre logiciel par l'intermédiaire d'un code informatique.

Les équations qui sont résolues par l'intermédiaire du modèle sont les suivantes (voir la liste des symboles du chapitre 7) :

- équation de l'écoulement  $\nabla \cdot (\underline{\underline{\mathbf{K}}} \nabla h) = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$

présentée, ici, pour un milieu saturé tridimensionnel en régime transitoire.

Avec  $\mathbf{q} = -\underline{\underline{\mathbf{K}}} \nabla h$  et  $\mathbf{v} = \frac{\mathbf{q}}{n_e}$

- équation du transport advectif-dispersif  $\frac{\partial C}{\partial t} = -\mathbf{v} \nabla C + \nabla \cdot (\underline{\underline{\mathbf{D}}} \nabla C)$

En modifiant les conditions aux limites du modèle, on vient modifier ces équations aux endroits concernés.

Les techniques numériques parviennent à résoudre des relations issues de ces équations différentielles partielles sur des petits sous-domaines (nommés éléments) à l'intérieur du domaine global. La résolution de ces relations se fait sous forme matricielle.

La première étape de la résolution consiste donc à réaliser la discrétisation spatiale du domaine (ce qui revient à subdiviser le domaine en petits sous-domaines). La discrétisation permet de définir :

- des propriétés du milieu variables dans l'espace;
- des géométries et des conditions aux limites plus flexibles.

Cependant, les choix du type d'élément de discrétisation ainsi que de la technique de résolution matricielle conditionnent directement la précision de la résolution numérique (qui n'est qu'une approximation de la solution du problème mathématique). En régime

transitoire, il faut choisir une discrétisation temporelle qui influe aussi sur la précision des résultats.

Les critères à respecter dans l'espace de la discrétisation spatiale sont :

- un critère de forme :  $\frac{K_x}{\Delta x^2} \approx \frac{K_y}{\Delta y^2} \approx \frac{K_z}{\Delta z^2}$

- le critère de Peclet :  $P_x = \frac{v_x \Delta x}{D_{xx}} \leq 2$  ;  $P_y = \frac{v_y \Delta y}{D_{yy}} \leq 2$  ;  $P_z = \frac{v_z \Delta z}{D_{zz}} \leq 2$

( $\Delta x$ ,  $\Delta y$  et  $\Delta z$  représentent les espacements selon les trois directions.)

Pour les phénomènes transitoires, le pas de temps doit satisfaire le critère de

Courant :  $C_x = \frac{v_x \Delta t}{\Delta x} \leq 1$  ;  $C_y = \frac{v_y \Delta t}{\Delta y} \leq 1$  ;  $C_z = \frac{v_z \Delta t}{\Delta z} \leq 1$

où  $\Delta t$  est le pas de temps.

La technique de résolution des différences finies résout les équations différentielles au travers d'une approximation par des termes en différences. Son principe consiste à calculer une valeur numérique pour la charge hydraulique au centre de chaque élément (rectangle), qui représente une valeur moyenne de la vraie valeur de la charge dans l'élément (De Marsily, 1986).

Ainsi, l'approximation  $\frac{\partial h}{\partial x}$  entre deux nœuds 1 et 2 distants de  $l$  s'écrit  $\frac{h_1 - h_2}{l}$

etc.

Ce qui revient à écrire l'équation sur un nombre de points fini dans le domaine.

La méthode des éléments finis considère, quant à elle, une solution continue pour les variables inconnues. Elle se base sur une méthode d'approximation nodale (Dhatt et Touzot, 1981). Un élément est alors un ensemble composé de nœuds (où l'erreur d'approximation est nulle) et de fonctions d'interpolation.

Les références complètes sont présentées à la fin du document principal.

## ANNEXE I

### Exemple d'application d'un modèle décisionnel aux aires de protection

#### Table des matières de l'annexe I

I.1	Mise en situation.....	I-2
I.2	Protection de la source d'approvisionnement .....	I-2
I.3	Modèle décisionnel.....	I-4
	I.3.1 Modèle décisionnel pour la municipalité <i>H</i> .....	I-4
	I.3.2 Données et considérations économiques.....	I-6
I.4	Discussion des résultats du modèle décisionnel de la municipalité <i>H</i> .....	I-7
I.5	Conclusions.....	I-8

Cette annexe présente, par un exemple simple et fictif, le développement d'un modèle décisionnel (section 8.4) dans une démarche de protection d'une source d'approvisionnement en eau souterraine. Cet exemple sert à illustrer certains concepts de base de l'application de l'analyse décisionnelle et il est important de noter qu'il ne considère pas nécessairement toutes les réglementations relatives aux terres agricoles. Cette section présente une mise en situation du problème, le développement de l'exemple et une discussion des résultats.

## **I.1 Mise en situation**

Une municipalité *H* a choisi de s'alimenter en eau potable à partir des eaux souterraines (figure I.1). Cette municipalité compte une population de 5 000 habitants et ses besoins en eau potable comprennent un débit pour les unités résidentielles, un débit pour les unités commerciales et industrielles de même qu'un débit sécuritaire pour les interventions en cas d'incendie. Le débit total et maximal requis par la municipalité est de 1 000 litres par personne par jour, soit un débit total de 5 000 mètres cubes par jour. Le tableau I.1 résume les coûts relatifs à l'eau potable pour la municipalité *H* et les coûts de l'étude hydrogéologique pour la recherche en eau. Les tableaux I.2 et I.3 présentent ces coûts de manière plus détaillée.

Un aquifère intéressant se trouve à l'intérieur du territoire de cette municipalité. Il est composé de sable grossier relativement homogène présentant des caractéristiques hydrogéologiques appropriées et pouvant fournir le débit désiré. Il s'agit d'un aquifère à nappe libre sans recouvrement argileux. Le gradient hydraulique régional de l'écoulement de la nappe souterraine constitue l'une des principales incertitudes relatives aux paramètres hydrogéologiques de l'aquifère.

## **I.2 Protection de la source d'approvisionnement**

Une fois les études hydrogéologiques réalisées et le puits construit, le principal problème réside dans la protection adéquate, à long terme, de la source d'approvisionnement, incluant l'eau captée et l'ouvrage de captage. La détermination de cette protection se fait en plusieurs étapes, au cours desquelles il faut généralement choisir entre plusieurs scénarios.

Tableau I.1 : Sommaire des coûts relatifs à l'eau potable et à l'étude hydrogéologique de recherche en eau pour la municipalité *H*

	<b>MONTANT (en dollars)</b>
Les bénéfices (taxes reliées à l'eau)	900 000 par an
L'étude hydrogéologique de recherche en eau souterraine	51 450
La construction du puits	368 600
L'entretien annuel du puits	82 300 par an

Dans le cas de la municipalité *H*, l'eau pompée n'est pas sous l'influence directe d'un cours d'eau de surface; cependant, des activités anthropiques à risque de contamination ont lieu sur le territoire. En effet, on trouve cinq zones agricoles en amont du puits, à une distance telle qu'elles pourraient causer certains problèmes de contamination (figure I.1). Les risques de dégradation de l'eau souterraine dans ces zones sont liés aux épandages d'engrais chimiques et de pesticides, qui pourraient contaminer l'eau souterraine, aboutir tôt ou tard au puits, le rendre inutilisable et même rendre malade la population qui consomme cette eau. Les zones agricoles n'étant pas très étendues, on considère que la municipalité *H* se trouve dans une situation où il y a quelques sources potentielles de contamination.

Les coûts de la vérification de l'état du sol et de l'eau souterraine sous les zones agricoles sont de 17 000 \$ et comprend des analyses de sols, la construction d'un piézomètre dans chaque zone agricole et des analyses d'eau. La conclusion de cette étude est que pour la municipalité *H*, l'eau souterraine sous les zones agricoles présente un faible taux de contamination par des pesticides et qu'il est important d'agir pour préserver la source d'approvisionnement.

On peut donc vérifier notre capacité à maîtriser la dégradation de l'eau souterraine pour protéger la source d'approvisionnement du puits. Une façon de procéder consiste à élaborer un modèle décisionnel (section 8.4), qui nécessite la détermination d'une fonction objective (équation 8.1) que nous appellerons  $\alpha$  et qui est l'une des étapes essentielles de l'analyse décisionnelle.

### I.3 Modèle décisionnel

Le modèle décisionnel (section 8.4) permet d'effectuer un choix éclairé entre différents scénarios visant la protection efficace et durable de la source d'approvisionnement d'un ouvrage de captage. Le modèle décisionnel met l'emphase sur les scénarios qui annulent les risques (équation 8.2;  $P_e(t) = 0$ ) et rendent ainsi la protection maximale, tout en limitant les effets des incertitudes inhérentes au milieu aquifère. Il aide ainsi à évaluer la capacité économique des décideurs à maîtriser les sources de contamination de l'eau souterraine. L'objectif principal est la recherche du scénario le moins coûteux et le plus efficient à long terme pour protéger la source d'approvisionnement de la municipalité *H*. Soulignons que l'objectif visé est purement économique, car l'économie est la base de décision la plus utilisée et celle qui intéresse généralement le plus grand nombre de personnes. Cependant, une analyse multicritère pourrait être utilisée avec d'autres bases de décision comme, la minimisation des risques à l'approvisionnement, la réduction de la pollution, la politique, la santé, etc.

Un des bénéfices à tirer du modèle décisionnel est la possibilité de jauger le coût des scénarios qui rendent les probabilités d'échec nulles (équation 8.2;  $P_e(t) = 0$ ) et qui, par conséquent, permettent de contourner le problème des incertitudes du milieu aquifère. La probabilité d'échec est nulle seulement lorsque le territoire en amont hydraulique de l'ouvrage de captage est libre de toute zone à risque de contamination des eaux souterraines. L'analyse de la fonction objective  $\alpha$  (section 8.4.1) fait ressortir que les coûts les plus importants sont généralement les coûts liés à l'échec de nos objectifs. Si la probabilité d'échec est nulle, ces coûts deviennent nuls. Dans certains contextes, rendre la probabilité d'échec nulle est plus rentable à long terme que de mener des études hydrogéologiques coûteuses. Il est cependant clair que cette approche hypothèque partiellement le territoire et qu'elle prohibe toute activité à risque de contamination sur ce territoire dans l'avenir. Un autre intérêt de l'analyse de la fonction objective lorsque la probabilité d'échec est nulle est qu'elle permet d'estimer un montant pouvant raisonnablement être accordé pour une étude hydrogéologique. Il est évident qu'au-delà d'un coût donné et en deçà d'une valeur donnée de diminution des risques, la recherche de nouvelle information par des études hydrogéologiques n'est plus rentable.

#### I.3.1 Modèle décisionnel pour la municipalité *H*

Le modèle décisionnel élaboré dans cet exemple est donc une comparaison économique entre différents scénarios. L'objectif consiste à minimiser les coûts à long terme tout en assurant une protection adéquate des sources d'approvisionnement en eau souterraine de la municipalité *H*. L'échec surviendra donc si la source d'approvisionnement de la municipalité *H* est contaminée au point de la rendre inutilisable. L'analyse de la fonction objective  $\alpha$  comprend les bénéfices du service rendu à la population ainsi que les coûts reliés à l'échec de l'objectif. Le choix de la meilleure solution est effectué entre plusieurs scénarios, dont les dix scénarios suivants. Il est à noter que cet exemple propose une grande variété de scénarios afin d'illustrer

les possibilités du modèle décisionnel. Ces scénarios ne sont pas nécessairement valides ni respectueux des différents aspects réglementaires du ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs. Les scénarios qui présentent une probabilité d'échec nulle sont en caractères gras :

- 1 - Acheter les zones agricoles (équation 8.2;  $P_e(t) = 0$ )**
- 2 - Compenser annuellement la perte de rendement des zones agricoles (équation 8.2;  $P_e(t) = 0$ )**
- 3 - Déterminer l'aire d'alimentation du puits par une étude hydrogéologique de 20 000 \$ qui résulte en une probabilité d'échec annuelle de 10 % (équation 8.2;  $P_e(t) = 0.10$ )
- 4 - Déterminer l'aire d'alimentation du puits par une étude hydrogéologique de 75 000 \$ qui résulte en une probabilité d'échec annuelle de 1 % (équation 8.2;  $P_e(t) = 0.01$ )
- 5 - Déterminer l'aire d'alimentation du puits par une étude hydrogéologique de 250 000 \$ qui résulte en une probabilité d'échec annuelle de 0,2 % (équation 8.2,  $P_e(t) = 0.002$ )
- 6 - Mettre en place une ceinture d'alerte (au coût de 4 200 \$) autour du puits, avec un suivi annuel de la qualité des eaux souterraines (équation 8.2;  $P_e(t) = 0.25$ )
- 7 - Acheter trois des zones agricoles et interdire l'épandage sur les deux autres zones agricoles (équation 8.2;  $P_e(t) = 0$ )**
- 8 - Acheter trois des zones agricoles et déterminer l'aire d'alimentation du puits par une étude hydrogéologique de 250 000 \$ qui résulte en une probabilité d'échec annuelle de 0,2 % (équation 8.2;  $P_e(t) = 0.002$ )
- 9 - Acheter l'une des zones agricoles et déterminer l'aire d'alimentation du puits par une étude hydrogéologique de 250 000 \$ qui résulte en une probabilité d'échec annuelle de 0,2 % (équation 8.2;  $P_e(t) = 0.002$ )
- 10- Acheter les cinq zones agricoles et déterminer l'aire d'alimentation du puits avec une étude hydrogéologique de 250 000 \$ qui résulte en une probabilité d'échec annuelle de 0,2 % (équation 8.2;  $P_e(t) = 0$ )**

Il existe en fait une multitude de scénarios possibles. Dans notre cas, le nombre de scénarios retenus est limité à dix et le modèle décisionnel ne permet d'évaluer le meilleur scénario que parmi ceux qui sont proposés.

Dans cet exemple, la fonction objective  $\alpha$  est analysée avec les bénéfices, les coûts fixes et les coûts de l'échec engendrés par chacun des scénarios (équations 8.1 et 8.2). Le meilleur scénario est celui qui présente la valeur espérée la plus élevée à long terme, soit 50 ans dans cet exemple. Le principal objectif de cet exemple n'est pas de maximiser des profits, mais plutôt de minimiser les coûts engendrés par les différents scénarios. Les différents coûts représentés dans cet exemple sont basés sur des coûts réels. Les bénéfices correspondent à la taxe d'eau et d'égouts pour les résidences et pour les industries. Les coûts correspondent à l'étude hydrogéologique, la construction du puits, l'étude de protection, l'entretien annuel et, dans certains cas, l'achat des zones agricoles et les compensations annuelles. Les coûts liés à l'échec sont, par exemple, des frais de décontamination, des frais judiciaires, des coûts d'abandon du puits, des coûts liés à la dégradation de l'aquifère à long terme, des coûts liés à la recherche d'une nouvelle source d'approvisionnement, des coûts liés à la construction d'un nouveau puits ainsi que la dégradation possible de la santé des citoyens. Les coûts occasionnés par l'échec sont les plus difficiles à évaluer au plan économique; en effet, ces coûts incluent des facteurs difficiles à évaluer comme la santé d'une personne.

### **I.3.2 Données et considérations économiques**

Afin de procéder à l'analyse de la fonction objective  $\alpha$ , il faut disposer de certaines données économiques. Les données économiques disponibles pour la municipalité  $H$  indiquent que chaque zone agricole coûterait 350 000 \$ à l'achat. Le profit annuel de chaque zone agricole est de 150 000 \$ et une baisse de productivité occasionnée par des interdictions d'épandage occasionnerait une perte économique annuelle de 50 000 \$ pour chaque zone agricole.

De plus, comme les bénéfices proviennent d'une taxe portant à la fois sur l'eau et l'égout des résidences et des industries, nous considérons que la moitié de la somme collectée est applicable à l'eau potable et l'autre moitié aux égouts. On considère aussi que le taux de taxation demeure fixe sur 50 ans mais qu'il est affecté par la valeur de la monnaie. Les coûts relatifs à l'achat des zones agricoles et à leur fermeture ne prennent pas en considération le fait qu'elles sont un moteur économique et que leur fermeture aura un effet sur l'économie locale. On considère aussi, selon les caractéristiques de l'aquifère de cet exemple, qu'une étude hydrogéologique au coût de 20 000 \$ résulte en une probabilité d'échec annuelle de 10 %, qu'une étude hydrogéologique au coût de 75 000 \$ résulte en une probabilité d'échec annuelle de 1 % et qu'une étude hydrogéologique du coût de 250 000 \$ résulte en une probabilité d'échec annuelle qui n'est que de 0,2 %. La probabilité d'échec est considérée invariable dans le temps. Les coûts relatifs à l'échec sont de 6 000 000 \$. Le comportement à l'égard du risque est supposé neutre. Ces chiffres sont fictifs mais ils sont considérés comme réalistes.

#### **I.4 Discussion des résultats du modèle décisionnel de la municipalité H**

L'analyse de la fonction objective  $\alpha$  est présentée aux tableaux I.4 pour chacun des dix scénarios envisagés et les estimations de la valeur espérée sont présentées dans le tableau I.5. Les résultats de l'analyse de la fonction objective montrent que le scénario qui présente la valeur espérée la plus élevée au bout de 50 ans, soit 6 131 264 \$, est le scénario 5. Ce scénario consiste à déterminer l'aire d'alimentation du puits le plus précisément possible avec une étude hydrogéologique de 250 000 \$, qui résulte en une probabilité d'échec annuelle de 0,2 %. Le scénario qui présente la deuxième valeur espérée la plus élevée, soit 5 781 264 \$, est le scénario 9, qui consiste en l'achat d'une zone agricole et en une étude hydrogéologique de 250 000 \$. La différence entre ces deux valeurs espérées sur 50 ans est de 350 000 \$. Ces deux scénarios sont intéressants puisqu'ils procurent une connaissance poussée du territoire et de l'aquifère. Cette connaissance permettra d'appliquer ultérieurement de moins grandes contraintes sur l'utilisation de ce territoire. Le scénario 1, qui consiste à acheter les cinq zones agricoles, présente une valeur espérée de 4 861 289 \$. Ce résultat présente une différence de 1 269 976 \$ sur 50 ans par rapport à la valeur espérée la plus élevée, et il est donc moins intéressant au plan économique.

D'autres scénarios ont été considérés, comme payer des dédommagements annuels aux producteurs (scénario 2), mettre en place une ceinture d'alerte autour du puits (scénario 6), mener une étude hydrogéologique peu coûteuse qui diminuerait peu la probabilité d'échec (scénario 3). Tous ces autres scénarios sont, dans cet exemple, moins intéressants à long terme, car ils présentent des valeurs espérées moins élevées et parfois même négatives. Notons cependant que le scénario qui consiste à mettre en place une ceinture d'alerte autour du puits (scénario 6) aurait au moins l'avantage d'empêcher la consommation d'eau contaminée par les citoyens de la municipalité H.

Le scénario 10, qui consiste à acheter les cinq zones agricoles et à faire en plus une étude de 250 000 \$, est le scénario le plus coûteux au départ et présente une valeur espérée de 4 611 289 \$ sur 50 ans. Ceci représente une différence de 1 519 975 \$ sur 50 ans avec la valeur espérée la plus élevée. Cependant, ce scénario est de loin le plus sécuritaire, en plus d'être l'un de ceux qui restreignent le moins l'utilisation du territoire, car l'aquifère est grâce à lui mieux connu. Évidemment, le choix d'un scénario revient aux décideurs selon leurs critères de décision. Selon le critère purement économique, le scénario 5, qui consiste à faire seulement une étude hydrogéologique de 250 000 \$, est favorisé. Alors qu'avec le critère de maximisation de la sécurité de la santé publique et de la protection de la source d'approvisionnement, le scénario 10, qui consiste à acheter les zones agricoles et à faire quand même une étude hydrogéologique de 250 000 \$, est favorisé.

## I.5 Conclusions

À la suite de l'analyse de la fonction objective  $\alpha$ , les responsables de la municipalité *H* décident de maximiser la sécurité et de préconiser le choix du scénario 10, qui consiste à acheter les zones agricoles et, en plus, à mener une étude hydrogéologique de 250 000 \$. La municipalité possède les ressources financières nécessaires pour financer les investissements un peu plus coûteux de la première année. La municipalité peut donc maîtriser les facteurs de dégradation des eaux souterraines. Soulignons cependant qu'une modification des activités sur le territoire ciblé pourrait nécessiter une nouvelle analyse de protection, avec des données obtenues par une nouvelle étude hydrogéologique.

### Liste des figures

Figure I.1 : Schéma présentant la mise en situation du puits de la municipalité H.

### Liste des tableaux

Tableau I.2 : Coûts relatifs à l'eau potable pour la municipalité H.

Tableau I.3 : Coûts relatifs à l'étude hydrogéologique de recherche en eau potable pour la municipalité H.

Tableau I.4 : Analyse détaillée de la fonction objective pour chacun des scénarios.

Tableau I.5 : Valeurs espérées de la fonction objective pour chaque scénario pour la municipalité D.

([Format PDF](#), 757 ko)