

**GOUVERNEMENT
DU QUÉBEC**

**MINISTÈRE
DES RICHESSES
NATURELLES**

**DIRECTION GÉNÉRALE
DES EAUX**

SERVICE DES EAUX SOUTERRAINES

ISOTOPES NATURELS ET SYSTÈMES

D'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN

BASSIN DE LA RIVIÈRE EATON

**NATURAL ISOTOPES AND
GROUNDWATER FLOW SYSTEMS**

EATON RIVER BASIN

GEORGES SIMARD

QUÉBEC

1977

SERVICE DES EAUX SOUTERRAINES

**ISOTOPES NATURELS ET SYSTÈMES
D'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN
BASSIN DE LA RIVIÈRE EATON**

**NATURAL ISOTOPES AND
GROUNDWATER FLOW SYSTEMS
EATON RIVER BASIN**

GEORGES SIMARD

QUÉBEC
1977

BIBLIOTHEQUE NATIONALE DU QUEBEC
Eléments de catalogage avant publication

Simard, Georges, 1939-

Isotopes naturels et systèmes d'écoulement souterrain, bassin de la rivière Eaton = Natural Isotopes and Groundwater flow systems, Eaton River Basin/ Georges Simard. - Québec : Ministère des Richesses naturelles, Direction générale des eaux, Service des eaux souterraines,
(H.G.-8).

1. Eau souterraine - Ecoulement - Québec (Province) - Eaton Rivière. I. Québec (Province) Service des eaux souterraines. II. Titre : Natural Isotopes and Gournwater flow systems, Eaton River Basin. III. Titre. (Collection : Québec (Province) Service de l'hydrogéologie. Hydrogéologie ; H.G.-8).
R5M5H91/8

ABSTRACT

The natural replenishment and the hydrologic behaviour of Quaternary sand and gravel aquifers occurring as intertill deposits in preglacial valleys of the Eaton River basin, Southeastern Quebec, were studied by means of geologic test drilling, pump test analyses, piezometer installations, mathematical models, tritium and radiocarbon dating and oxygen-18 measurements.

The regional groundwater flow system and the recharge of buried valley aquifers are mainly controlled by the fracture flow occurring in Paleozoic rocks. Radioisotopes indicate that the regional rate of groundwater movement is 1.7 ft/yr (0.5 m/yr) in bedrock of low permeability (0.6 gallons per day/ft²), and over 250 ft/yr (75 m/yr) in near-surface fractured rocks which have a permeability ten times greater than the poorly fractured rocks.

The isotopic and chemical composition of water contained in the buried valley aquifers in the zone of active groundwater discharge reflect the time spent in the flow system. The chemical character of groundwater is related to the mineralogy of the rocks through which the water flows. Sodium is the most sensitive chemical indicator of groundwater movement in the Eaton River basin. Concentrations of (Na+K) less than 5 mg/l indicate young groundwater, while old groundwater has concentration over 10 mg/l.

The water resources of the buried gravel aquifers are limited because the aquifers are restricted within bedrock valleys, and natural recharge is low. However, isotopic evidence indicates that leakage occurs through confining strata in response to long term pumping.

RESUME

Dans les vallées préglaciaires du bassin de la rivière Eaton, dans le sud-est du Québec, se trouvent des aquifères de sable et gravier quaternaires intercalés entre des tills. Notre étude a porté sur la réalimentation naturelle et le comportement hydrologique de ces aquifères par le biais de: forages de reconnaissance, d'essais de pompage, de piézomètres, de simulations mathématiques, de datations au tritium et au carbone radioactif et de mesures de l'oxygène 18.

L'écoulement en milieu fissuré dans les roches paléozoïques contrôle le système régional d'écoulement souterrain et la réalimentation des aquifères. Les radioisotopes permettent de faire les observations suivantes: l'eau souterraine se déplace régionalement à raison de 1.7 pied/année (0.5 m/année) dans le roc à faible perméabilité (0.6 gallon par jour/pi²) et à plus de 250 pieds/année (75 m/année) dans le roc fracturé en surface où la perméabilité est 10 fois supérieure à celle de la roche peu fissurée.

La composition isotopique et chimique de l'eau des aquifères des vallées fossiles, déterminée à l'exutoire, est un indice du temps de séjour dans le système d'écoulement. Le chimisme de l'eau souterraine est fonction de la minéralogie des roches à travers lesquelles elle circule. Le sodium s'est avéré l'indice chimique le plus sensible au mouvement de l'eau souterraine. Des concentrations en (Na + K) inférieures à 5mg/l indiquent une eau souterraine jeune alors que des teneurs supérieures à 10 mg/l signifient que l'eau souterraine est plus vieille.

Les potentialités aquifères des vallées fossiles sont réduites du fait que celles-ci sont confinées dans les dépressions de la roche en place où la réalimentation naturelle est faible. Cependant, les isotopes démontrent qu'il se produit une drainance à travers le toit imperméable suite à un pompage prolongé.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE OF CONTENTS

INTRODUCTION - <i>INTRODUCTION</i>	1
But et objectifs - <i>Scope and objectives of present study</i>	1
Situation et caractères physiques - <i>Location and physical features</i>	3
Climat - <i>Climate</i>	3
HYDROGÉOLOGIE - <i>HYDROGEOLOGY</i>	7
Roche en place - <i>Bedrock geology</i>	7
Dépôts meubles - <i>Superficial deposits</i>	9
Propriétés hydrauliques - <i>Hydraulic properties</i>	11
a) Roche en place - <i>Bedrock</i>	12
b) Sables et graviers profonds - <i>Deep sand and gravel</i>	13
c) Tillis et sédiments lacustres - <i>Tills and lacustrine sediments</i>	14
d) Drift stratifié de contact glaciaire - <i>Ice-contact stratified drift</i>	14
e) Sable et gravier de terrasse de rivière - <i>River terrace sand and gravel</i>	14
f) Alluvions - <i>Alluvium</i>	15
ÉCOULEMENT SOUTERRAIN - <i>GROUNDWATER FLOW SYSTEMS</i>	15
Écoulement souterrain et piézométrie - <i>Characterization of groundwater flow by fluid potential</i>	15
a) Simulation mathématique de l'écoulement souterrain en régime permanent - <i>Steady-state mathematical modelling of the flow regime</i>	17
b) Modèle mathématique appliqué à deux régions du bassin - <i>Mathematical modelling of two groundwater flow systems</i>	17
Hydrochimie - <i>Water chemistry</i>	21
a) Evolution de la qualité - <i>Evolution of groundwater quality</i>	21
b) Etudes hydrochimiques - <i>Hydrochemical studies</i>	22
c) Critère sodium-potassium - <i>Sodium and potassium criterion</i>	24
HYDRODYNAMIQUE - <i>HYDRODYNAMICS</i>	27
Aquifère de Clifton-Est - <i>East-Clifton Aquifer</i>	28
Aquifères de Sawyerville - <i>Sawyerville Aquifers</i>	31
Aquifère de Saint-Isidore d'Auckland - <i>Saint-Isidore d'Auckland Aquifer</i>	39
Fluctuations des niveaux piézométriques - <i>Water level fluctuations</i>	39
ANALYSES ISOTOPIQUES - <i>ISOTOPE ANALYSIS</i>	44
Origine du tritium et du carbone-14 - <i>Origin of tritium and carbon-14</i>	45
Loi de la désintégration radioactive - <i>The law of radioactive decay</i>	45
Temps de séjour de l'eau souterraine - <i>Transit time of groundwater</i>	46
a) Datation au tritium - <i>Tritium dating</i>	48
b) Datation au carbone radioactif - <i>Radiocarbon dating</i>	51
c) Dissolution des calcaires: correction - <i>The limestone dilution correction</i>	52
Sodium-potassium comme traceur - <i>The use of sodium and potassium as a tracer</i>	56
Teneur en oxygène-18 - <i>Oxygen-18 contents</i>	58
Perméabilité régionale - <i>Regional permeability</i>	62
Comportement hydrologique vs pompage prolongé - <i>Hydrologic response to long term pumping</i>	63
Résumé - <i>Summary</i>	64

CONCLUSIONS - CONCLUSIONS	68
APPENDICE A - APPENDIX A	71
Journal des sondages - Stratigraphic drill-hole logs	73
APPENDICE B - APPENDIX B	77
Analyses chimiques - Chemical analyses	79
APPENDICE C - APPENDIX C	81
Teneurs en oxygène-18 - Oxygen-18 contents	83
BIBLIOGRAPHIE - BIBLIOGRAPHY	85

ILLUSTRATIONS

FIGURES

1 - Localisation, réseau hydrographique et relief - Location, hydrographic network and relief	2
2 - Géologie du Quaternaire - Quaternary geology	4
3 - Réseau piézométrique et points d'échantillonnage - Piezometric network and sampling points	6
4 - Simulation mathématique bi-dimensionnelle de l'écoulement souterrain, sous-bassin de la rivière Clifton - Two-dimensional mathematical model simulating the lateral subsurface flow system in the Clifton River sub-basin ...	8
5 - Simulation mathématique bi-dimensionnelle de l'écoulement souterrain, vallée de la rivière Eaton - Two-dimensional mathematical model simulating the groundwater flow across the Eaton River valley	20
6 - Evolution de la chimie de l'eau le long de deux profils d'écoulement - Evolution of water chemistry along flow profiles	23
7 - Relation entre la teneur en Na + K de l'eau souterraine et la distance parcourue depuis la source - Relation between the (Na + K) content of groundwater and the distance travelled from the source	26
8 - Essai sur l'aquifère de Clifton-Est (PP-14) - Aquifer test at East-Clifton (PP-14)	29
9 - Essai sur l'aquifère de Sawyerville (PP-22) - Aquifer test at Sawyerville (PP-22)	33
10 - Essai sur l'aquifère de Sawyerville (PP-24) - Aquifer test at Sawyerville (PP-24)	35
11 - Essai sur l'aquifère de Sawyerville (PP-18) - Aquifer test at Sawyerville (PP-18)	37
12 - Fluctuations des niveaux d'eau dans la roche en place: vallée de la rivière Clifton - Water level fluctuations in bedrock across the Clifton River valley	41
13 - Fluctuations des niveaux d'eau dans le sable et gravier de terrasse de rivière, les sables et graviers profonds et le mur rocheux de la vallée - Water level fluctuations in river-terrace sand and gravel, in deep sand and gravel and in the valley-wall bedrock	42
14 - Teneurs mesurées et présumées en tritium des précipitations à Ottawa entre 1950 et 1968 - Observed or assumed values of tritium concentration in Ottawa precipitation from 1950 to 1968	47
15 - Relation entre la concentration en (Na + K) et la teneur en tritium de l'eau souterraine - Relation between the concentration in (Na + K) and the tritium content of groundwater	55
16 - Teneur en O ¹⁸ des eaux de pluie, superficielles et souterraines - Oxygen-18 contents of precipitations, surface waters and groundwaters	60
17 - Réponse hydrologique du système aquifère de Saint-Isidore d'Auckland à un pompage prolongé - Hydrologic response of the Saint-Isidore d'Auckland aquifer system to long term pumping	65
18 - Modèles conceptuels des systèmes d'écoulement souterrain du sud-est québécois - Conceptual models of groundwater flow systems in Southeastern Québec	66

TABLEAUX - TABLES

I- Moyennes climatiques mensuelles à Sawyerville Nord - Monthly average for climate at Sawyerville-Nord	5
II- Colonne stratigraphique, sud-est du Québec - Stratigraphic column, Southeastern Québec	9
III- Caractéristiques hydrauliques des formations géologiques - Hydraulic properties of geological materials	12

IV- Valeurs calculées et mesurées du potentiel hydraulique pour la coupe AA' - <i>Comparison of computed and measured hydraulic potentials for cross section AA'</i>	18
V- Faciès hydrochimiques du bassin de la rivière Eaton - <i>Hydrochemical facies of the Eaton River basin</i>	25
VI- Valeurs de T et S de l'aquifère artésien de Clifton-Est - <i>Values of T and S for the artesian aquifer of East-Clifton</i>	30
VII- Valeurs de T et S de l'aquifère captif de Sawyerville - <i>Values of T and S for the confined aquifer of Sawyerville</i>	34
VIII- Valeurs de T et S de l'aquifère de sable et gravier silteux de Sawyerville et du mur rocheux de la vallée - <i>Values of T and S for the silty sand and gravel aquifer of Sawyerville and adjacent valley wall bedrock</i>	39
IX- Valeurs de T et S de l'aquifère artésien de Sawyerville et des formations adjacentes - <i>Values of T and S for the artesian aquifer of Sawyerville and adjacent formations</i>	43
X- Teneurs en tritium de l'eau souterraine - <i>Tritium concentrations in groundwater</i>	49
XI- Datation au carbone-14 des eaux souterraines dans les aquifères profonds - <i>Radiocarbon age of groundwater in the deep aquifers</i>	52
XII- Comparaison entre les âges apparents et corrigés - <i>Comparison between apparent and corrected age</i>	54
XIII- Caractéristiques chimiques des eaux par rapport à leur âge - <i>Chemical characteristics of groundwaters in relation to their ages</i>	58
XIV- Vitesses de l'eau souterraine et conductivités hydrauliques du bedrock - <i>Velocities of groundwater and hydraulic conductivities of bedrock</i>	61
XV- Valeurs de perméabilité déterminées par isotopes radioactifs, modèle mathématique et essais de pompage - <i>Permeability values determined by radioisotopes, mathematical modelling and pump test analyses</i>	63

INTRODUCTION

Scope and objectives of present study

The International Hydrologic decade (I.H.D.), 1965-1974 is sponsored by the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO). The objective of the program "is to accelerate the study of water resources and the regimen of waters with a view to their rational management in the interest of mankind, to make known the need for hydrological research and education, and to improve our ability to evaluate resources and use them to the best advantage".

To achieve these goals, experimental and representative basins were selected. Experimental basins are drainage basins in which natural conditions are deliberately modified. The purpose of representative basins is to study the existing conditions of a region.

The Eaton River basin is a representative basin which forms an outdoor laboratory representative of the Eastern Townships and in a more general way of the Appalachian region.

Numerous reports have been published by government agencies in order to release information on geological and hydrometeorological parameters, as stated by the Canadian National Committee (1966): "To obtain greatest benefit from the data collected, all basic information should be readily available for use by all interested researchers".

The hydrogeological study actively began in 1967 and a progress report has been issued by the author (Simard, 1970). The present research study is thus the first to deal especially with the interpretation of hydrogeological phenomena in the Eaton River basin.

The scope of the study is to investigate the hydrogeology of preglacial valleys in Southeastern Québec using the facilities of this research basin, and the problems related to the occurrence and motion of groundwater in or into the confined aquifers laid down in buried valleys.

INTRODUCTION

But et objectifs

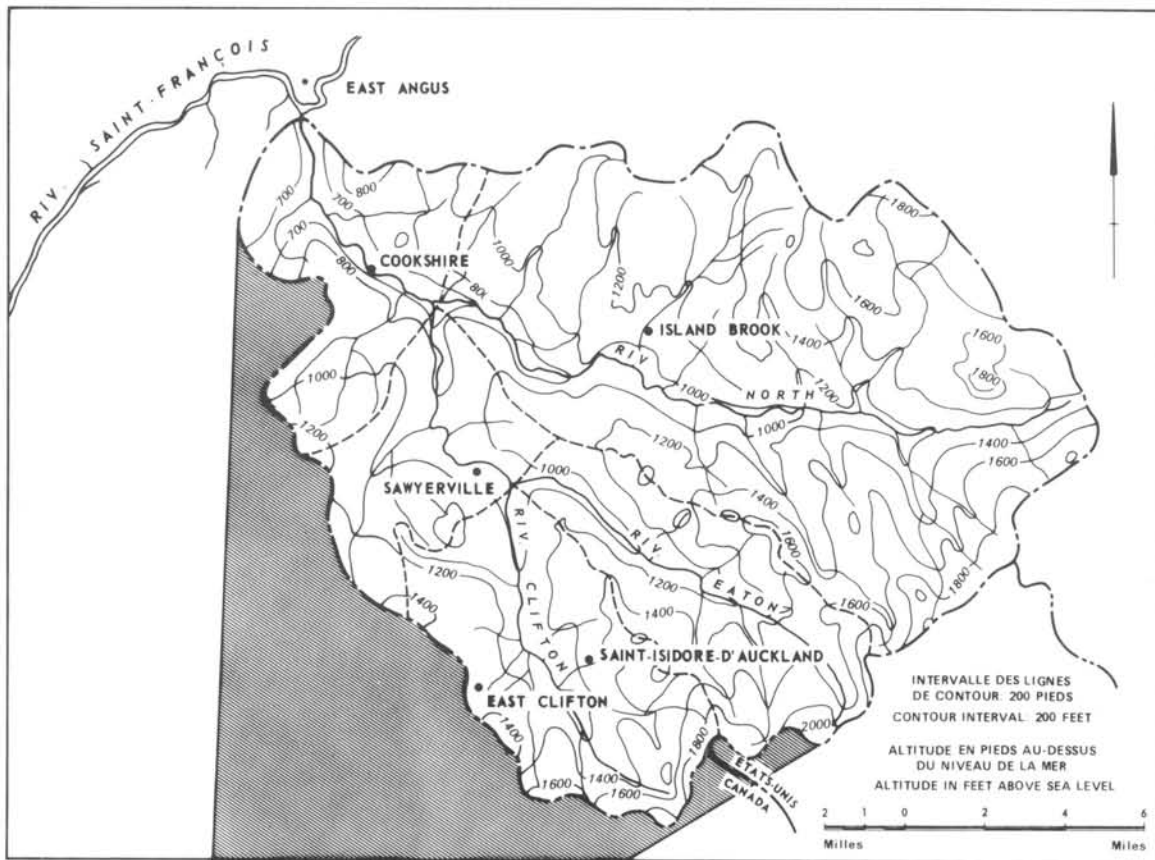
La Décennie hydrologique internationale (DHI), 1965/1974, est patronnée par l'Organisation éducative, scientifique et culturelle des Nations-Unies (UNESCO). L'objectif du programme est "d'intensifier l'étude des ressources en eau et de leur régime, afin d'en permettre l'exploitation rationnelle dans l'intérêt de l'humanité entière, de faire comprendre la nécessité de la recherche et de l'enseignement hydrologique dans tous les pays et de mieux armer ces derniers pour évaluer leurs ressources et en tirer le meilleur profit possible".

Pour atteindre cet objectif on a choisi des bassins expérimentaux et représentatifs. Les premiers concernent des bassins de drainage où l'on modifie les conditions naturelles de façon délibérée et les seconds servent à étudier les conditions naturelles d'une région.

Le bassin de la rivière Eaton est du type représentatif et constitue un laboratoire plein-air; il se trouve dans les cantons de l'Est et fait partie des Appalaches. Il existe un grand nombre de rapports gouvernementaux d'où l'on a pu tirer toute l'information pertinente sur la géologie et l'hydrométéorologie de la région. Ceci rencontre les vues du Comité national canadien qui stipulait en 1966: "Pour tirer le maximum de profits des données recueillies, toute l'information de base devrait être facilement accessible à tous les chercheurs intéressés".

L'étude hydrogéologique même a débuté en 1967 et a fait l'objet d'un rapport d'étape en 1970 (Simard, 1970). Le présent travail est le premier à traiter des phénomènes hydrologiques du bassin de la rivière Eaton.

L'étude vise à examiner les conditions hydrogéologiques qui prévalent dans les vallées préglaciaires du sud-est québécois à partir de ce bassin de recherche, ainsi que les problèmes relatifs au mode de gisement et au mouvement de l'eau souterraine dans les aquifères captifs des vallées fossiles.



Bassin représentatif rivière Eaton
Representative Basin Eaton River

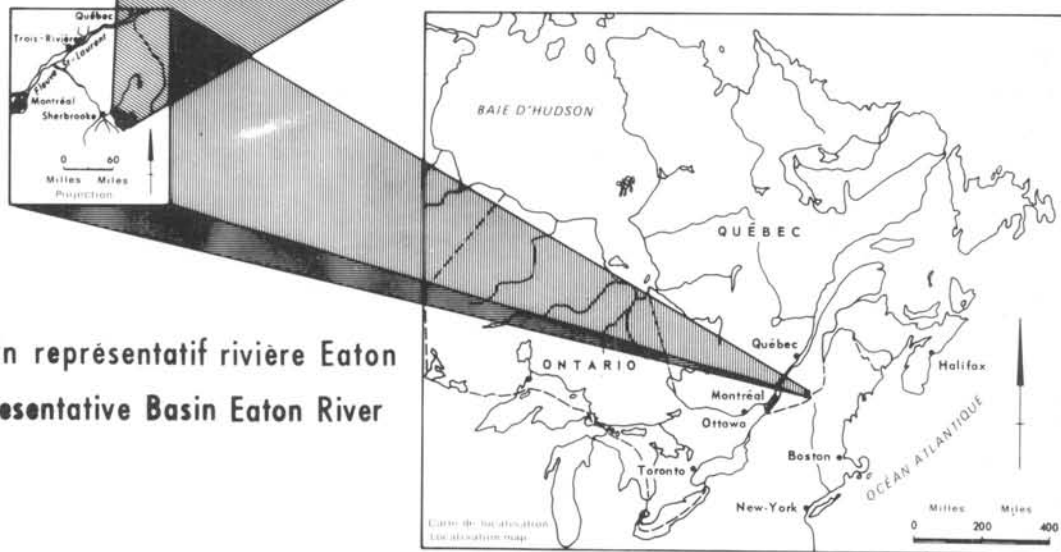


Figure 1 LOCALISATION, RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET RELIEF
LOCATION, HYDROGRAPHIC NETWORK AND RELIEF

While these aquifers are still in a virgin state, they represent a great potential supply of good water for municipalities and local industries. The objectives of this study are two fold:

- 1) to perform a comprehensive study of the mechanism of recharge of the deep aquifers in order to provide a basis for decisions dealing with the water resource management of these aquifers.
- 2) to make use of natural isotopes to study and delineate groundwater flow systems.

Location and physical features

The Eaton River basin is situated in the southeastern part of the Province of Québec, known as the Eastern Townships. The Eaton River is a tributary of the Saint-François River which flows into the Saint-Lawrence River. The town of Sawyerville is almost centrally located in the basin 15 miles east of Sherbrooke. The main access to the area is provided by highways Nos 253 and 108 and numerous gravel roads.

The drainage basin has a catchment area of 248 square miles (642 sq. km.) and is confined approximately within longitudes $71^{\circ}15'W$ and $71^{\circ}42'W$ and latitudes $45^{\circ}12'N$ and $45^{\circ}27'N$. It drains northwestward from the height of land at, or near, the international boundary between Canada and the United States of America toward the Saint-François River. The research basin has been divided in five sub-basins (Fig. 1). The present study is concerned only with part of the Sawyer Brook sub-basin, near the town of Sawyerville, and with the Clifton River sub-basin which contains the villages of East-Clifton and Saint-Isidore d'Auckland. Investigation of aquifers in the vicinity of these three villages forms an important part of this study.

The area is heavily forested (70%) with maple as the main species. The rest is composed of farm lands Christmas-tree plantations. The topography is rolling with altitude extremes of 700 feet at the mouth of the basin and 2000 feet at the southeasternmost water divide, so that the total relief is 1300 feet. Local relief across the valleys is generally about 400 feet.

Climate

The climate of the Eaton River basin can be classified as humid, continental with mild summer (Haurwitz and Austin, 1944).

Encore vierges, ces aquifères représentent une source potentielle considérable d'approvisionnement en eau de qualité pour les municipalités et les industries locales. Les objectifs de cette étude sont de deux ordres:

- 1) Comprendre le mécanisme de réalimentation des nappes profondes dans le but de fournir des informations nécessaires à la prise de décisions concernant la gérance de la ressource eau.
- 2) Utiliser les isotopes naturels pour déterminer les limites des systèmes d'écoulement souterrain.

Situation et caractères physiques

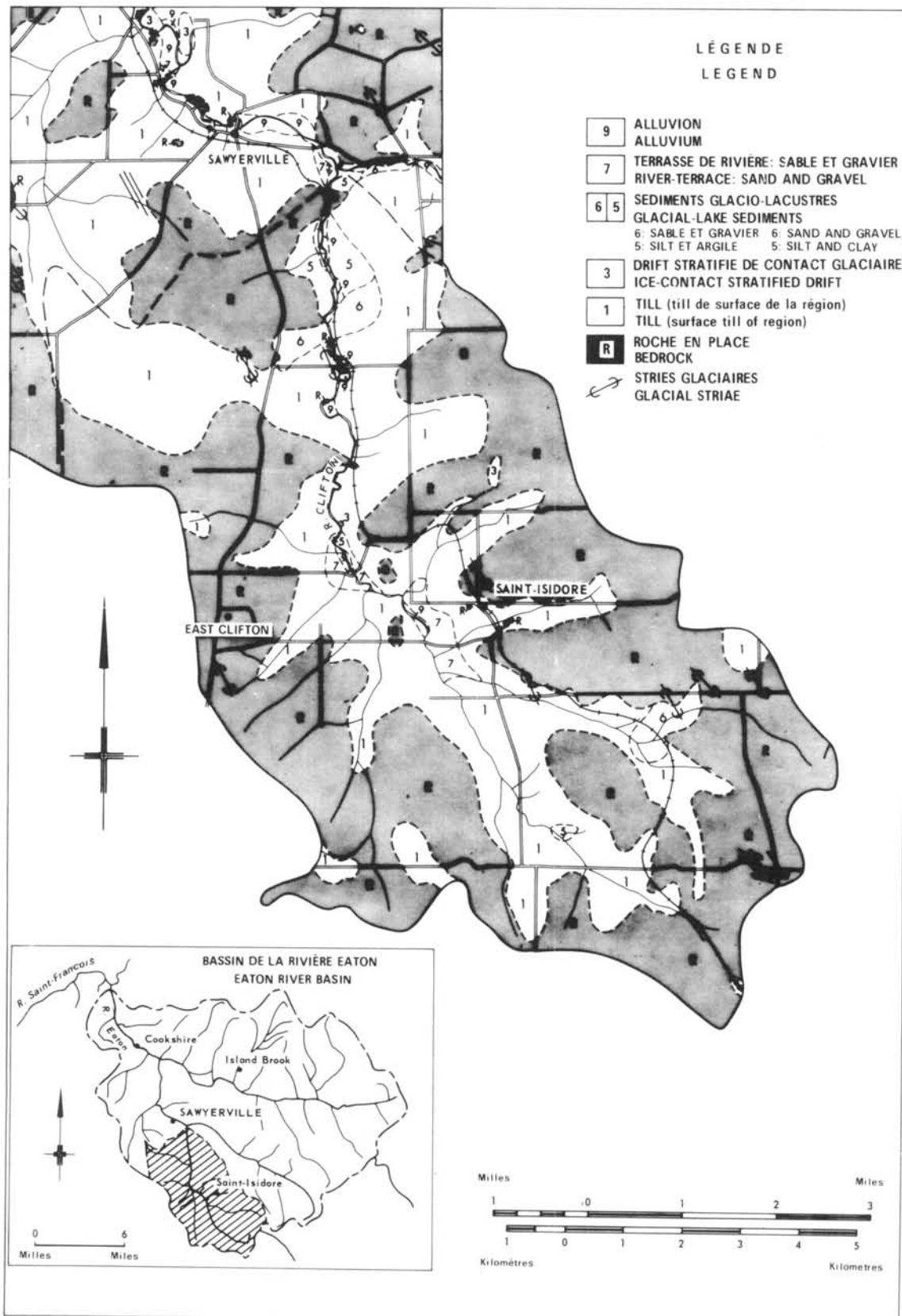
Le bassin de la rivière Eaton est situé dans la partie sud-est de la province de Québec, appelée Cantons de l'Est. La rivière elle-même est tributaire de la rivière Saint-François, affluent du fleuve Saint-Laurent. On trouve la ville de Sawyerville presque au centre du bassin, à quinze milles à l'est de Sherbrooke. Les principales voies d'accès comprennent les routes Nos 253 et 108 et de nombreuses routes de gravier.

Le bassin d'une superficie de 248 milles carrés (642 km²) se situe entre les longitudes ouest $71^{\circ}15'$ et $71^{\circ}42'$ et les latitudes nord $45^{\circ}12'$ et $45^{\circ}27'$. Le drainage se fait vers le nord, à partir de la hauteur des terres, à proximité de la frontière internationale entre le Canada et les Etats-Unis d'Amérique en direction de la rivière Saint-François. On a subdivisé le bassin en 5 sous-basins (Fig. 1) mais les recherches ont surtout porté sur une partie du sous-bassin du ruisseau Sawyer, à proximité de la ville de Sawyerville, et le sous-bassin de la rivière Clifton dont font partie les villages de Clifton-Est et de Saint-Isidore d'Auckland. L'étude des aquifères à proximité de ces trois villes constitue une partie importante du présent travail.

La région est boisée à 70 pour cent, l'espèce la plus répandue étant l'érable. Le reste du territoire est aménagé en fermes et plantations de sapins de Noël. On note une topographie ondulée et un relief quelque peu accidenté avec des altitudes variant entre 700 pieds à l'embouchure du bassin et 2000 pieds dans la partie sud-est de la ligne de partage des eaux. Le relief local en travers des vallées atteint environ 400 pieds.

Climat

Le climat de la région peut être classé comme humide, continental avec des étés doux (Haurwitz et Austin, 1944).



H-690

Figure 2 GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE (McDonald, 1969)
QUATERNARY GEOLOGY after McDonald, 1969

Table I (Quebec Meteorology Service, 1962-1971) gives a synopsis of the climatological conditions in Sawyerville North. It illustrates the intense climatic activities prevailing in the mid-summer period, with maximum precipitation in August, and maximum temperature, maximum solar radiation and maximum evaporation in July.

During the last ten years (1962-1971), annual precipitation has varied between 38.20 inches (1964) and 47.04 inches (1967) with a mean annual precipitation of 42.37 inches, of which 28% (12.68 inches) fell as snow. The total snowfall for the winter months averaged 126.8 inches with extremes of 82 inches (1964-65) and 178 inches (1970-71). The snow begins to accumulate during November and disappears in April. In general, precipitation is most abundant in July and August, and least abundant from January to May. The least precipitation for any one month was 0.91 inch in April 1966 and the wettest month was August 1963 with 8.08 inches.

The mean annual air temperature is 40.5°F with extremes of 39.3°F (1965) and 41.3°F (1964). The absolute maximum temperature recorded was 89°F in July 1964, and the absolute minimum temperature was -30°F in January 1968, giving an absolute amplitude of 119°F. An average of 1718.1 hours of sunshine has been observed between 1966 and 1971 with extremes of 1652.4 hours (1967) and 1771.5 hours (1966).

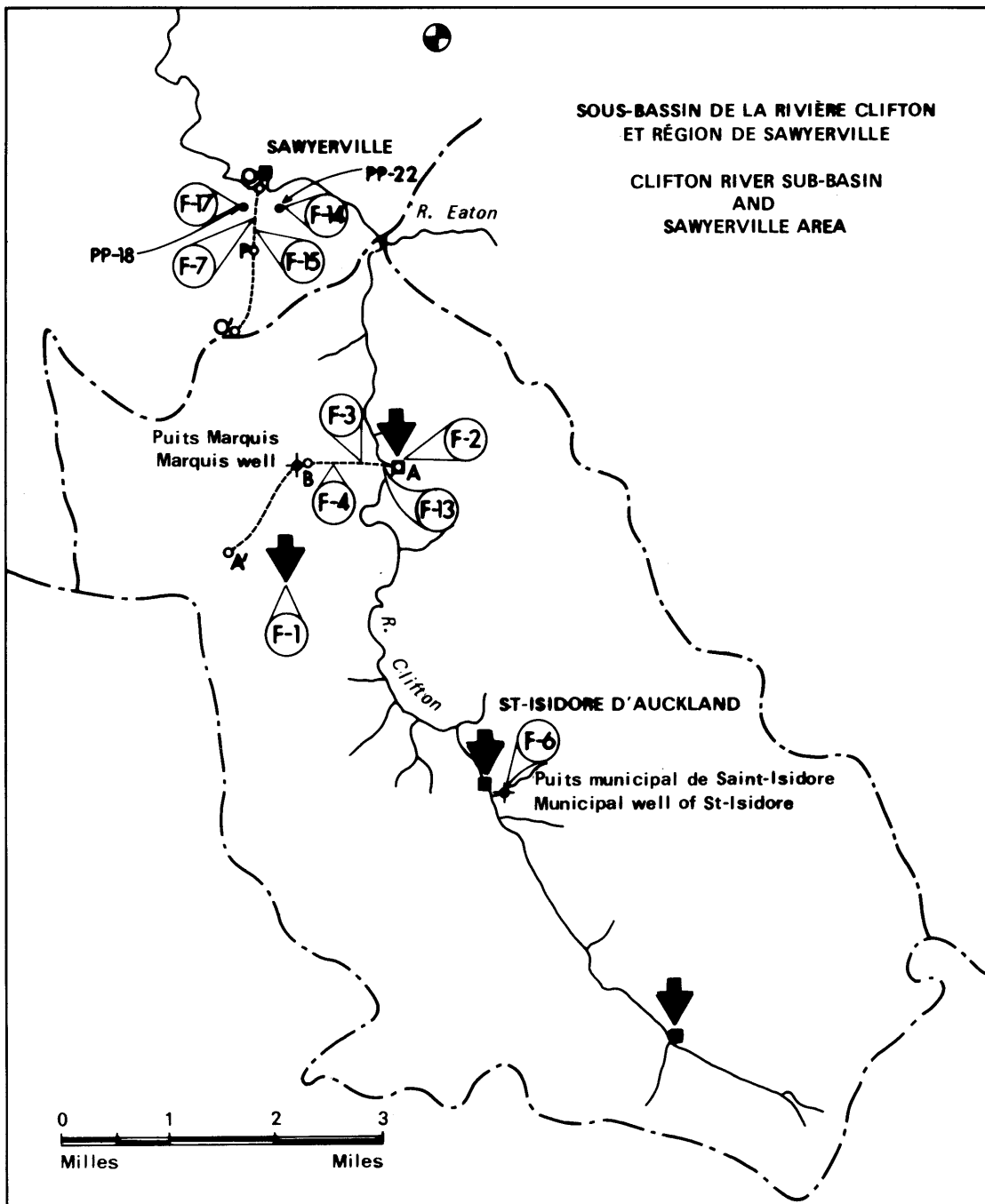
Le tableau I (service de Météorologie du Québec, 1962/1971) donne un aperçu des conditions climatologiques qui prévalent à Sawyerville-Nord. Il fait ressortir l'activité atmosphérique intense de la mi-été, la précipitation maximale en août, ainsi que la température, la durée d'ensoleillement et l'évaporation maximale en juillet.

Au cours de 1962/71, la précipitation annuelle a varié entre 30.20 pouces (1964) et 47.04 pouces (1967), pour une moyenne annuelle de 42.37 pouces. Les chutes totales de neige pour les mois d'hiver se situent en moyenne à 126.8 pouces avec un minimum de 82 pouces (1964/65) et un maximum de 178 pouces (1970/71). La neige commence en novembre et disparaît en avril. En général, la précipitation est très abondante en juillet et août et faible entre janvier et mai. La précipitation absolue la plus faible a eu lieu en avril 1966 avec 0.91 pouce de pluie alors que le mois d'août 1963 a été le plus humide avec 8.08 pouces de pluie.

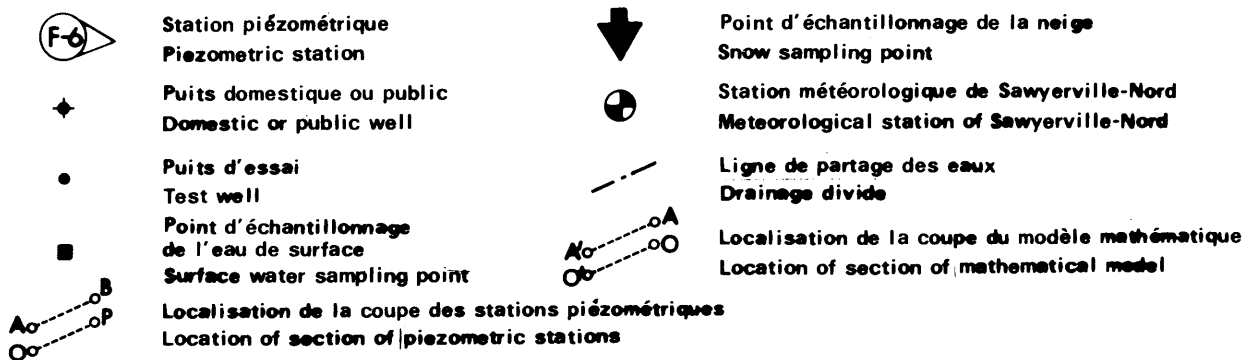
La température moyenne annuelle de l'air est de 40.5°F avec des valeurs extrêmes de 39.3°F (1965) et 41.3°F (1964). La température maximale absolue a été de 89°F en juillet 1964 et on a enregistré un minimum absolu de -30°F en janvier 1968, ce qui donne une amplitude absolue de 119°F. On compte en moyenne 1718.1 heures d'ensoleillement entre 1966 et 1971, avec des extrêmes de 1652.4 heures en 1967 et de 1771.5 heures en 1966.

	Precipitation Précipitation (inches - pouces) 62-71	Temperature Température (°F) 64-71	Sunshine Duration Ensoleillement (hours - heures) 67-71	Evaporation Evaporation (cm ³) 67-71	
JANUARY	2.70	13.6	73.9	—	JANVIER
FEBRUARY	2.89	14.4	96.2	—	FÉVRIER
MARCH	2.81	24.0	147.8	—	MARS
APRIL	2.84	38.5	163.2	—	AVRIL
MAY	3.20	50.9	203.2	1950.2	MAI
JUNE	3.51	61.5	217.0	1979.6	JUIN
JULY	4.63	65.7	247.3	2123.0	JUILLET
AUGUST	5.09	63.1	197.1	1638.4	AOÛT
SEPTEMBER	3.34	56.4	159.5	1244.4	SEPTEMBRE
OCTOBER	3.38	46.5	121.9	—	OCTOBRE
NOVEMBER	3.99	32.5	64.7	—	NOVEMBRE
DECEMBER	3.75	18.1	54.3	—	DÉCEMBRE

Tableau I - Moyennes climatiques mensuelles de Sawyerville-Nord
Table I - Monthly average for climat at Sawyerville-Nord



H-690



**Figure 3 RÉSEAU PIÉZOMÉTRIQUE ET POINTS D'ÉCHANTILLONNAGE
PIEZOMETRIC NETWORK AND SAMPLING POINTS**

HYDROGEOLOGY

In this description of geology, emphasis is placed on the capability of glacial deposits and bedrock to store and transmit water. Geological materials are grouped according to their water-bearing properties into hydrostratigraphic units, and their geological setting is established. The Quaternary sediments are described according to the terminology and classification of McDonald (1969). Only the most permeable and most extensive units in the Eaton River basin have been extensively studied. The hydraulic properties of permeable sediments were determined by pump test.

Bedrock geology

The Eaton River drainage basin is underlain by sedimentary rocks of Devonian age. In Québec, these rocks form wide bands that strike northeast from U.S. border to the Gaspé Peninsula (Laurin, 1969).

Bedrock in the upper segment of the basin consists mainly of fine to very fine sandstone, argillaceous siltstone, and silty slate interbedded with siltstone (Lewis, 1964); the lower 30% of the basin is underlain predominantly by carbonate rocks. These rocks are part of the St. Francis Group. The strike is 35 to 40 degrees and the beds dip to the northwest at 55 to 65 degrees (Cooke, 1950).

From records of boreholes and water wells, it appears that the openings in the bedrock has been produced by post depositional processes such as fracturing, weathering and dissolution. Permeability seems to be higher in the region of the basin divides or uplands than in the valley bottoms or on the valley flanks.

There are several ways to explain this situation:

- 1) the highly dissected rock mass in the vicinity of the stream course was quarried and smoothed by the advancing ice sheets, so that the fractured, near-surface rocks, were removed.
- 2) the absence of glacial deposits on the highlands has favoured the weathering of the bedrock surface in the non-glacial intervals.
- 3) the isostatic rebound and subsequent relief of stresses due to the melting of continental ice caps could have caused development of fractures preferentially in the uplands.

HYDROGEOLOGIE

Dans la description géologique, nous avons voulu faire ressortir la capacité des dépôts glaciaires et de la roche en place à emmagasiner et transmettre l'eau. Les formations géologiques sont groupées, d'après leurs propriétés aquifères, en unités hydrostratigraphiques en tenant compte du milieu dans lequel elles se trouvent. On a décrit les dépôts quaternaires selon la terminologie et la classification de McDonald (1969). Seules les unités les plus perméables et les plus étendues du bassin ont fait l'objet d'études détaillées. Les caractéristiques hydrauliques des sédiments perméables ont été déterminées lors d'épreuves de pompage.

Roche en place

Le bassin de drainage de la rivière Eaton repose sur des roches sédimentaires du Dévonien. Au Québec, ces roches forment de larges bandes de direction nord-est à partir de la frontière des U.S.A. jusqu'à la péninsule de Gaspé (Laurin, 1969).

Les roches en place du haut bassin de la rivière Eaton consistent surtout en grès fins ou très fins, en microgrès argileux et en ardoises silteuses interstratifiées avec du microgrès (Lewis, 1964). Les roches carbonatées prédominent dans le bas bassin qui occupe 30 pour cent de la superficie totale; ces dernières font partie du groupe de Saint-François. La direction des lits est de 35° à 40° et leur pendage varie entre 55° et 65° vers le nord-ouest (Cooke, 1950).

Les rapports de puits et forages révèlent que les ouvertures dans la roche en place sont le produit de phénomènes postérieurs à leur déposition tels que la fissuration, l'action des agents atmosphériques et la dissolution. La perméabilité semble être plus élevée à la hauteur des terres ou dans le haut bassin que dans la basse vallée ou sur ses flancs:

On peut expliquer ce fait de diverses façons:

- 1) Au voisinage du cours d'eau, la masse rocheuse fortement disséquée a été transportée et adoucie par le glacier en mouvement, érodant ainsi les roches fracturées près de la surface;
- 2) L'absence de dépôts glaciaires sur les hauteurs a favorisé l'action des agents atmosphériques sur la roche au cours des périodes inter-glaciaires;
- 3) L'ajustement isostatique et le relâchement subséquent des tensions dus à la fonte de la calotte glaciaire continentale ont pu provoquer le développement de fractures, spécialement sur les hauteurs.

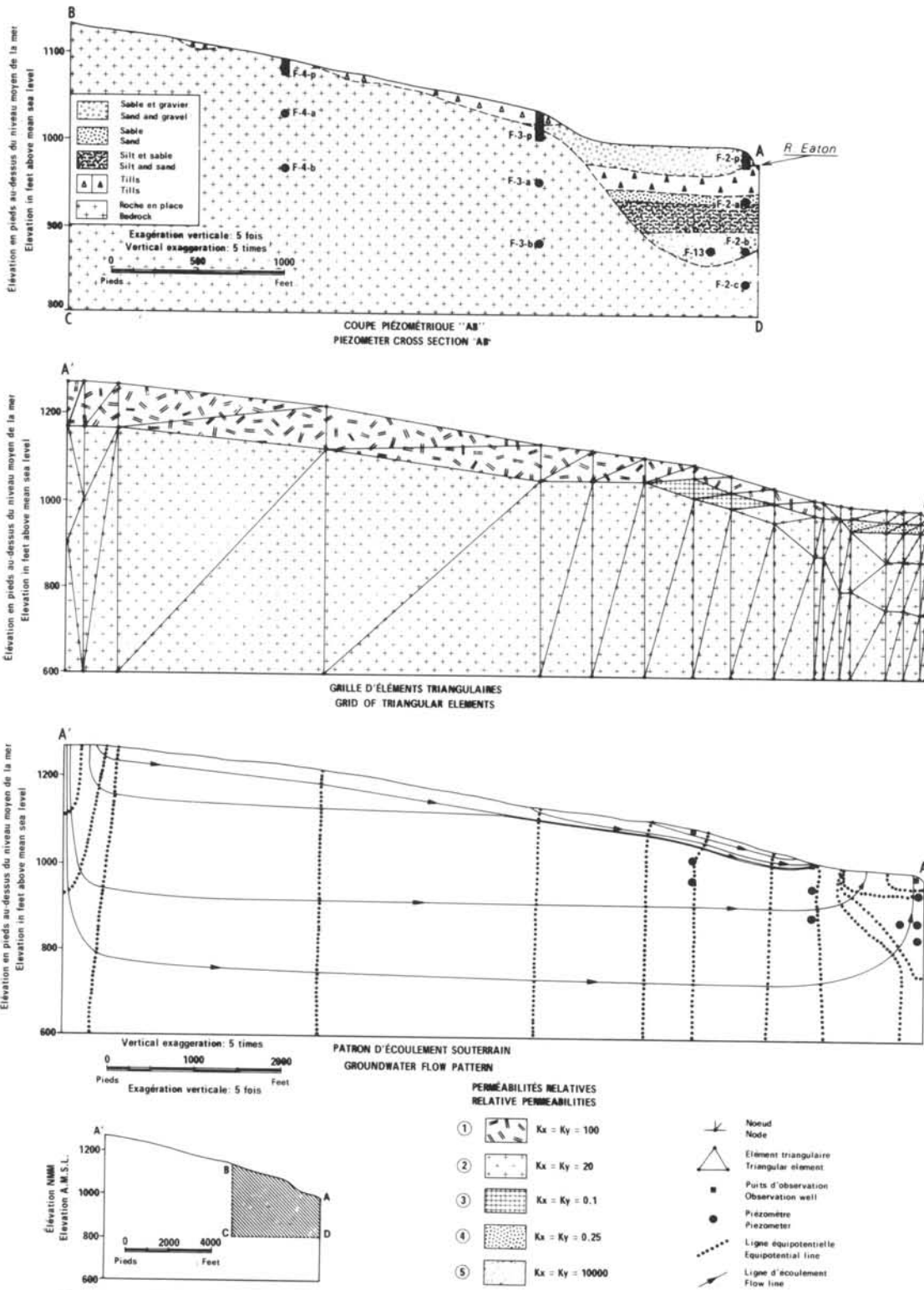


Figure 4 SIMULATION MATHÉMATIQUE BI-DIMENSIONNELLE DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN SOUS-BASSIN DE LA RIVIÈRE CLIFTON

TWO-DIMENSIONAL MATHEMATICAL MODEL SIMULATING THE LATERAL SUBSURFACE FLOW SYSTEM IN THE CLIFTON RIVER SUB-BASIN

Superficial deposits

Glaciation of the area occurred many times as indicated by the complex sequence of glacial deposits (table II). Previous workers have identified at least four separate glacial phases, the last three of which are represented by tills. The three tills from oldest to youngest have been named Johnville, Chaudière and Lennoxville respectively (McDonald and Shilts, 1971). The Québec Appalachians were finally deglaciated by about 12,500 radiocarbon years B.P. (Before Present)

In Southeastern Québec, bedrock topography has a great influence on the nature and distribution of Quaternary sediments. Some highly dissected valleys are filled with over one hundred feet of glacial and non-glacial sediments while on the highlands dominating the valleys only a thin till veneer remains in place on the bedrock due to successive periods of erosion during the non-glacial intervals.

Dépôts meubles

Le phénomène de glaciation s'est répété plusieurs fois dans la région si l'on en juge par la séquence complexe des dépôts glaciaires (tableau II). Des chercheurs ont déjà identifié au moins quatre phases glaciaires différentes dont les trois dernières ont laissé des tills en place. A partir du till le plus âgé, on trouve dans un ordre ascendant, le till de Johnville, de Chaudière et de Lennoxville (McDonald et Shilts, 1971). Les glaciers ont finalement évacué la région des Appalaches québécoises aux environs de 12,500 années radiocarbone B.P. ("Before present" suivant l'expression consacrée).

Dans le sud-est du Québec, la topographie de la roche en place exerce une influence prédominante sur la nature et la distribution des sédiments quaternaires. Certaines vallées fortement disséquées renferment des dépôts glaciaires et non glaciaires dont la puissance dépasse cents pieds. Par contre sur les hauteurs, il ne reste qu'une mince couche de till sus-jacente à la roche de fond, en raison de l'érosion successive subie au cours des périodes inter-glaciaires.

ERA ERE	PERIOD PERIODE	EPOCH EPOQUE	AGE AGE	STRATIGRAPHIC UNIT AND LITHOLOGY UNITE STRATIGRAPHIQUE ET LITHOLOGIE
CENOZOIC - CENOZOIQUE	QUATERNARY - QUATERNAIRE	PLEISTOCENE - PLEISTOCENE	Holocene HOLOCENE	Alluvium: fine sand, gravel and silt Alluvion: sable fin, gravier et silt River-terrace sediments: pebbly gravel and sand Sédiments de terrasse de rivière: gravier caillouteux et sable Glacial-lake sediments: sand and gravel, silt and clay Sédiments de lac glaciaire (glacio-lacustres): sable, gravier silt, argile Ice-contact stratified drift: sand and gravel Drift stratifié de contact glaciaire: sable et gravier
			WISCONSIN	Lennoxville till Till de Lennoxville
				Gayhurst formation: sand and gravel, silt and clay Formation Gayhurst: sable et gravier, silt et argile
				Chaudiere till Till Chaudière
				Massawippi formation: sand, sand and gravel, silt and sand, silt and clay Formation Missawippi: sable, gravier, silt, argile
				Johnville till Till Johnville
			? ?	Pre-Johnville sediments Sédiments pré-Johnville
Unconformity - Discordance				
PALEOZOIC PALEOZOIQUE	DEVONIAN DEVONIEN			St. Francis group: fine sandstone, silstone, slate, limestone, shales Groupe Saint-François: grès fin, microgrès, ardoise, calcaire, schistes argileux

Tableau II - Colonne stratigraphique, sud-est du Québec (modifié selon McDonald et Shilts, 1971)
Table II - Stratigraphic column, Southeastern Quebec (modified from McDonald and Shilts, 1971)

However in areas of low relief, it is not uncommon to find a thick cover of glacial drift because the glacial and fluvial erosion has been restricted on the gentle slope of the bedrock surface.

Only modern sediments, the Lennoxville till, and associated sediments can be seen at the surface (Fig. 2). Pre-Lennoxville sediments are found almost exclusively in buried valleys. They can be observed at the surface only in river bank cuts.

Buried valleys can be classified into two types: those buried underneath the present alluvial plain (type I), and those completely buried and distant from the present stream course (type II). Saines (1968) has deduced a similar classification from map interpretation in Ohio and Massachusetts.

Type I valleys occur mainly in high relief topography where the thickness of the overburden is considerably less than the local relief of the valley. The drainage paths have been reoccupied repeatedly between ice advances.

A common feature associated with type II buried valleys is a post-glacial channel cut in bedrock. The stream has been forced to evacuate its previous channel, because of blocking by glacial drift. Very often a bedrock gorge is indicative of the presence of a buried valley in the vicinity.

Closely spaced drill holes in the Eaton River basin revealed the existence of a type I preglacial channel beneath the present Clifton River valley between St. Isidore d'Auckland and Sawyerville. This buried channel has been incised by fluvial erosion in pre-Quaternary time, when the Clifton River was flowing 100 feet below its present level. In Sawyerville, the old channel is completely filled by glacial drift forming a buried valley of type II, and the Eaton River now occupies a bedrock gorge at a different location.

The pre-Lennoxville sediments include the Chaudière till, the Johnville till, interglacial sediments of the Gayhurst formation and the Massawippi formation and pre-Johnville sediments. All these sediments are believed to be of Wisconsinian age, except the pre-Johnville sediments which are of pre-Wisconsinian age on the basis of their deep weathering and their occurrence beneath a till that is more than 54,000 radiocarbon years old (McDonald and Shilts, 1971).

Dans les régions à faible relief par contre, il n'est pas rare de trouver un épais manteau de drift glaciaire parce que l'érosion glaciaire et fluviale n'a agi que sur les pentes douces de la surface de la roche en place.

Seuls affleurent des dépôts modernes, le till de Lennoxville et les sédiments qui l'accompagnent (Fig. 2). Les dépôts pré-Lennoxville se retrouvent presque exclusivement dans les vallées fossiles et affleurent en surface seulement dans les coupes naturelles des berges de la rivière.

Les vallées fossiles peuvent appartenir à deux types: celles qui sont enfouies sous la plaine alluvionnaire actuelle (type I), et celles qui sont complètement enfouies à une certaine distance du lit actuel de la rivière (type II). Saines (1968) en est arrivé à une classification similaire à partir d'une interprétation des cartes de l'Ohio et du Massachusetts.

Les vallées de type I se retrouvent principalement là où le relief est prononcé et où la puissance des dépôts meubles est beaucoup moindre que le relief local de la vallée; les chenaux de drainage se sont comblés à plusieurs reprises entre les avancées glaciaires.

Un phénomène communément associé au type II de vallée fossile est le chenal post-glaciaire creusé dans la roche en place. La rivière a dû évacuer son ancien chenal parce que le drift glaciaire le bloquait. Une gorge incisée dans la roche en place indique très souvent la présence d'une vallée fossile à proximité.

Des trous de forage rapprochés ont révélé l'existence d'un chenal préglaciaire de type I sous la vallée actuelle de la rivière Clifton, entre Saint-Isidore d'Auckland et Sawyerville. Ce chenal enfoui est un produit de l'érosion fluviale, à une période pré-Quaternaire, lorsque la rivière Clifton coulait à 100 pieds sous son niveau actuel. A Sawyerville, l'ancien chenal renferme entièrement du drift glaciaire pour former une vallée fossile de type II, et la rivière Eaton occupe maintenant une gorge incisée dans la roche en place à un autre endroit.

Les sédiments pré-Lennoxville comprennent du till Chaudière, du till Johnville, des sédiments interglaciaires des formations de Gayhurst et de Massawippi et des sédiments pré-Johnville. On croit que tous ces sédiments sont d'âge Wisconsinien, sauf les sédiments pré-Johnville qui sont d'âge pré-Wisconsinien que l'on reconnaît à l'action profonde des agents atmosphériques et à leur présence sous un till âgé de plus de 54,000 années radiocarbones. (McDonald et Shilts 1971). Selon

According to McDonald (1969) the thickness and areal extent of the pre-Lennoxville sediments are extremely variable. However the grain-size distributions of tills and of the finer-grained lake sediments vary little over wide areas in this region.

The deep sand and gravel strata that form the artesian aquifers were laid down in the buried channels of the ancient Clifton and Eaton rivers and are pre-Lennoxville sediments. These permeable sediments are called "deep sand and gravel" because they lie stratigraphically beneath the surface till (Lennoxville till) and their occurrence is almost exclusively confined to buried channels.

The artesian aquifer at East-Clifton consists of 25 feet of clean sand and gravel at the base overlain by 30 feet of compact silt and sand and then 8 feet of sand. These strata are identified as the Massawippi formation and could be 40,000 to 60,000 years old. The compact till overlying the aquifer has been identified as the Chaudière till because it is exposed nearby, in a section on the Clifton river which includes the overlying Gayhurst formation and the Lennoxville till. In other places, the deep sand and gravel aquifer strata cannot be identified definitely as Massawippi but are stratigraphically beneath the Lennoxville till, and overlie compact, oxidized material resting directly on bedrock which is either the Johnville till or the pre-Johnville sediments

The ice-contact stratified drift occurs in zones ice-front positions and is composed predominantly of stratified sand and gravel. The thickness of these sediments is extremely variable, being in some way related to their extent.

River-terrace sand and gravel occurs along the principal rivers, mostly within 50 feet of present stream level. The terraces indicate post-glacial down cutting by the rivers and are generally less than 30 feet thick.

Modern alluvium occupies the flood plains of the present streams and consists of all gradations between silt and boulder gravel (McDonald, 1969). Stratigraphic drilling indicates that the thickness of these sediments does not exceed 30 feet.

Hydraulic properties

In this section, the hydraulic properties of geological materials, the occurrence of groundwater, and expected yields of wells will be discussed. Most of the information has been derived from hydrogeological

McDonald (1969), la puissance et l'étendue des sédiments pré-Lennoxville sont très variables; la granulométrie des tills et des sédiments plus fins ne varie pas beaucoup sur une grande partie de cette région. Les couches de sables et graviers profonds, qui forment les aquifères artésiens, se sont déposées dans des chenaux, maintenant enfouis, des anciennes rivières Clifton et Eaton et appartiennent aux sédiments pré-Lennoxville. Ces sédiments perméables se nomment "sables et graviers profonds" parce qu'ils reposent stratigraphiquement sous le till de surface (till de Lennoxville) et leur présence est presque exclusivement confinée aux chenaux enfouis.

L'aquifère artésien de Clifton-Est comprend 25 pieds de sables et graviers propres recouverts de 30 pieds de silts et de sables compacts sous-jacents à 8 pieds de sable. Ces couches appartiennent à la formation de Massawippi et dateraient de 40,000 à 60,000 ans. Le till compact qui recouvre l'aquifère est connu sous le nom de till Chaudière; celui-ci affleure dans une coupe de la rivière Clifton où apparaissent également à la partie supérieure la formation Gayhurst et le till Lennoxville. En d'autres endroits, on ne peut préciser si les couches aquifères de sables et graviers font partie de la formation Massawippi, bien que du point de vue stratigraphique elles reposent sous le till de Lennoxville et recouvrent un matériau compact et oxydé au-dessus du bedrock; ce matériau serait du till Johnville ou des sédiments pré-Johnville.

Le drift stratifié de contact glaciaire se retrouve en front de glacier et se compose d'un matériau où prédominent le sable et le gravier. La puissance très variable de ces sédiments est, pour ainsi dire, fonction de leur étendue.

Les sables et graviers de terrasse se trouvent le long des principales rivières, à moins de 50 pieds du niveau actuel du cours d'eau. Ces terrasses, qui ne dépassent généralement pas 30 pieds, sont les vestiges d'une entaille post-glaciaire laissée par les rivières.

Les alluvions modernes occupent les plaines de délavage des cours d'eau actuels; leur granulométrie varie du silt au gravier à blocs (McDonald, 1969). Des forages stratigraphiques révèlent que la puissance de ces dépôts n'excède pas 30 pieds.

Propriétés hydrauliques

La discussion qui suit porte sur les caractéristiques hydrauliques des formations géologiques, le mode de gisement de l'eau souterraine et les débits probables des puits. L'information provient en grande partie de

reconnaissance carried out by the author during the field seasons of 1967 to 1970. Very little information is available from well records because only 10% of the individual users of groundwater rely on drilled wells, all of which tap the Paleozoic rocks. The remainder uses springs or dug wells.

The coefficients of transmissibility (T) and storage (S) for the most permeable units are given in table III. They have been obtained from pump tests on special test wells, and one municipal well.

reconnaisances hydrogéologiques effectuées par l'auteur pendant les travaux sur le terrain entre 1967 et 1970. Il existe très peu de renseignements à partir des fiches de puits, étant donné que seulement 10 pour cent des utilisateurs possèdent des puits tubulaires (terminés dans les roches paléozoïques). Les autres captent leur eau de sources ou de puits-citernes.

Les coefficients de transmissivité (T) et d'emmagasinement (S) des unités les plus perméables figurent au tableau III. Ces valeurs proviennent d'épreuves de pompage effectuées dans des puits expérimentaux spéciaux et dans un puits municipal.

PERIODE	Geological material	Saturated thickness in feet	Number of pump tests	Average coefficient of transmissibility in gpd/ft T	Average coefficient of storage S	Range of permeability and mean value in gpd/ft ² P	
QUATERNARY QUATÉRNAIRE	Alluvium	9-11	1	19,000	.04	400-2800 (2000)	Alluvion
	River-terrace sand and gravel	10-30	1	10,400	.02	400-860 (500)	Sable et gravier de terrasse de rivière
	Ice-contact stratified drift	20-34	2	65,000	.13	1000-6500 (3000)	Drift stratifié de contact glaciaire
	Deep sand and gravel	20-60	5	8,200	2×10^{-4}	120-700 (500)	Sables et graviers profonds
DEVONIAN DEVONIEN	Bedrock	-----	2	675	-----	3.5-12.6 (4)	Roche en place
PERIOD	Formation géologique	Epaisseur saturée (pieds)	Nombre d'essais de pompage	T Coefficient de transmissivité moyen, (gpj/pi)	S Coefficient d'emmagasinement moyen	P Champs des perméabilités et valeur moyenne (gpj/pi ²)	

Tableau III - Caractéristiques hydrauliques des formations géologiques
Table III - Hydraulic properties of geological materials

a) Bedrock

Fracture systems contribute the only important permeability of the Paleozoic rocks of the Eaton River basin. Flow of groundwater is effected through fissures and joints conferring to the rock a large scale permeability. However, the unfractured rock has a very low permeability and well yield is directly related to the

a) Roche en place

La seule perméabilité importante des roches paléozoïques du bassin de la rivière Eaton est due aux systèmes de fractures; la roche ferme possède une perméabilité très faible. L'écoulement souterrain s'effectue à travers les fissures et les joints, ce qui donne à la roche une perméabilité d'envergure. Pour cette

number, depth, size and degree of interconnection of fractures intersected in the drilling. In a study conducted on crystalline rocks in Wisconsin, Summers (1972) concludes that the fracture frequency at the land surface is the most relevant factor to consider in exploring for groundwater in fractured rocks and the same situation is thought to prevail in the Eaton River basin.

Slates form the best bedrock aquifer on the area and well yields of 10 gpm (gallons per minute) are attainable. A transmissivity of 900 gpd/ft (gallons per day per foot) has been measured in slates overlain by 20 feet of glacial till. From drilling records, other rocks units seem to be less permeable.

However, independently of the rock type, the location of the well relative to the basin divide or the valley bottom seems to be a factor controlling well productivity. A well drilled right on the water divide of the basin near Cookshire yielded an average yield of 33 gpm in August 1972, a total of 17 millions gallons of water. During the drilling of a nearby observation well such a large fracture was intersected at a depth of 30 feet, that in order to complete the well the driller was forced to cement the fracture. On the other hand, two piezometers (F-3-b and F-4-a) installed on the north side of the Clifton River valley did not stabilize until 33 months after completion, demonstrating the low permeability of bedrock in valley side and valley bottom.

One of the major problem associated with fractured rocks concerns the question of the applicability of classical well hydraulics to such a medium (Pinder, 1968). On several pump tests run on the same wells at various constant pumping rates, the author was unable to reproduce the same results. The storage created by the large fracture permitting a rapid flow of water towards the well causes probably the deviation to the Theis theory.

b) Deep sand and gravel

Generally, wells drilled in the deep sand and gravel encounter artesian conditions and water flows freely at the surface. A hydraulic head of 20 feet above the ground elevation was observed in Sawyerville, and it is necessary to seal wells and piezometers set in this unit. Five pump tests were conducted in this unit at pumping rates varying between 30 and 210 gpm. The average T and S of

raison, le débit des puits est fonction directe du nombre, de la profondeur, des dimensions et du degré d'interconnection des fissures regroupées par forage. Dans une étude sur les roches cristallines du Wisconsin, Summers (1972) conclut que la fréquence des fissures en surface est un facteur déterminant dans la recherche de l'eau souterraine dans la roche fracturée. Il semble que les mêmes conditions existent dans le bassin de la rivière Eaton.

Les schistes ardoisiers constituent le meilleur aquifère rocheux de la région et peuvent fournir des débits de l'ordre de 10 g.p.m. (gallons par minute). On a pu mesurer une transmissivité de 900 g.p.j./pi (gallons par jour/pi) dans des schistes recouverts de 20 pieds de till glaciaire. D'après les rapports de forage, il semble que les autres unités rocheuses sont moins perméables.

Cependant, indépendamment du type de roche, la position des puits par rapport aux limites du bassin ou au fond de la vallée semble être un facteur déterminant sur leur productivité. Un puits foré au droit de la ligne de partage des eaux, près de Cookshire, a donné en moyenne 33 g.p.m. en août 1972, pour un total de 17 millions de gallons d'eau par année. Lors du forage d'un puits d'observation, à proximité, on a traversé une fracture si large, à 30 pieds de profondeur, que pour compléter le puits, le foreur a été obligé de le cimenter. D'autre part, deux piézomètres (F-3-b et F-4-a) installés du côté nord de la vallée de la rivière Clifton, ont mis 33 mois avant de se stabiliser, preuve de la faible perméabilité du bedrock sur les flancs et le fond de la vallée.

L'un des problèmes majeurs relié à la roche fracturée concerne l'application de l'hydraulique classique des puits dans ce milieu (Pinder 1968). Des épreuves de pompage successives effectuées sur les mêmes puits à différents débits constants, n'ont jamais donné les mêmes résultats. L'emménagement qui résulte des zones de grandes fractures, lesquelles permettent un écoulement rapide de l'eau vers le puits, est probablement responsable de la non-applicabilité de la théorie de Theis.

b) Sables et graviers profonds

Généralement, les puits terminés dans les sables et graviers profonds sont artésiens et l'eau qui en jaillit s'écoule naturellement en surface. On a enregistré une tête d'eau de 20 pieds au-dessus de la surface du sol à Sawyerville et, pour cette raison, il nous a fallu cimenter l'espace annulaire dans les puits et piézomètres terminés dans cette unité. Au cours de 5

the deep sand and gravel are 8,200 gpd/ft and 2.0×10^{-4} respectively.

Due to the complexity of the hydrologic environment on the one hand, and the excellent potential yield of these water bearing horizons on the other hand, their aquifer properties as well as their hydrologic configuration will be discussed in detail later. They constitute in a way, the focus of the present research work.

c) Tills and lacustrine sediments

Although no attempt has been made to determine the permeability of surface till and older tills, these formations may be considered as impervious in the sense that they are unsatisfactory as aquifers. However the presence of sand and gravel lenses incorporated in the till may contribute to increase the yielding capability of this glacial deposit. Lacustrine clay sediments may also be considered impervious, but to a degree less so than silt-clay till, due to the presence of thin layers of coarser sediments constituting the varves.

The presence of fractures in the till and in the lacustrine sediments may considerably enhance the permeability of these fine-grained deposits.

d) Ice-contact stratified drift

Although practically nonexistent in the portion of the watershed studied (Fig. 2), the ice-contact stratified drift forms the best aquifer of the region. Yields of 260 and 80 gpm were obtained from two-eight inch test wells completed in this unit at East-Angus and Cookshire. The lower yield (80 gpm) was attributed to a poor efficiency of the pumping well (30%). The coefficient of transmissibility ranges from 20,000 to 140,000 gpd/ft with a mean value of 65,000 gpd/ft. This gives a range of permeability from 1,000 to 6,500 gpd/ft².

Well yield over 250 gpm can be expected in ideal conditions. These deposits are well drained and the water table may be over 30 feet deep in hummocky topography.

e) River-terrace sand and gravel

Depending on the degree of sorting and saturated thickness, these sediments can be very good aquifers. A transmissivity of 10,400 gpd/ft was determined from analysis of a pump test at St. Isidore d'Auckland.

épreuves de pompage à des débits variant entre 30 et 210 g.p.m., on a obtenu pour cette formation aquifère une transmissivité (T) moyenne de 8,000 g/j/pi et un coefficient d'emmagasinement (S) moyen de 2.0×10^{-4} .

A cause du milieu hydrologique complexe et, d'autre part, des potentialités aquifères excellentes de ces couches, on a tenu à traiter en détail de leurs propriétés et de leur configuration hydrologique. Ceci constitue, dans un sens, l'objet principal du présent travail de recherche.

c) Tills et sédiments lacustres

Bien qu'on n'ait pas déterminé la perméabilité du till de surface et des tills plus âgés, on peut considérer ces formations comme peu perméables, donc de pauvres aquifères. Cependant, la présence de lentilles de sable et gravier incorporées au till peut contribuer à accroître les potentialités aquifères de ce dépôt glaciaire. L'argile lacustre est également peu perméable mais à un degré moindre que le till silto-argileux, étant donné la présence de varves sous forme de minces couches de sédiments plus grossiers.

La présence de fractures dans le till et les sédiments lacustres peut augmenter considérablement la perméabilité de ces dépôts finement grenus.

d) Drift stratifié de contact glaciaire

Bien que pratiquement inexistant dans la partie du bassin sous étude (Fig. 2), le drift stratifié de contact glaciaire constitue le meilleur aquifère de la région. Deux puits d'essai de 8 pouces de diamètre terminés dans ce matériau à East-Angus et Cookshire ont fourni des débits respectifs de 80 et 260 g.p.m.; le débit le plus faible serait le résultat du peu d'efficacité du puits de pompage (30 pour cent). Le coefficient de transmissivité varie entre 20,000 et 140,000 g/j/pi et la moyenne se situe à 65,000 g/j/pi. A partir de ces valeurs on a calculé une perméabilité qui varie entre 1,000 et 6,500 gpj/pi².

On peut s'attendre à des débits supérieurs de 250 g.p.m. dans des conditions optimales. Ces dépôts sont bien drainés et la nappe phréatique peut se trouver au-delà de 30 pieds de profondeur, là où la topographie est bosselée.

e) Sable et gravier de terrasse de rivière

A condition d'être bien assortis et d'épaisseur suffisante, ces sédiments peuvent être de très bons aquifères. L'analyse des données d'une épreuve de pompage à Saint-Isidore d'Auckland a permis de déterminer

The calculated specific yield is too small (0.02) and reflects the short interval of time allowed for the material to drain.

River terrace sediments are very limited in areal extent, and their hydrostratigraphic position relative to the river determines their hydrologic importance.

f) Alluvium

This unit is more or less permeable depending on the silt content. There is no pump test in the portion of the basin studied, but along the north branch of the Eaton River, near Island Brook, after 48 hours of pumping at a constant rate of 25 gpm, the observed drawdown in a four-inch test well was slightly less than one foot. Computations indicate transmissivity to be as high as 26,000 gpd/ft with permeability ranging from 400 to 2,800 gpd/ft².

Well yields of over 100 gpm can be expected in favorable conditions. Well points and large cistern wells should be ideal to draw water from this formation. Alluvium contributes to sustain yield of streams in low-water periods.

GROUNDWATER FLOW SYSTEMS

The publication of "The theory of groundwater motion" by Hubbert (1940) provided the stimulus for extensive work relating subsurface flow systems to topography, geology, vegetation, water chemistry, base flow, piezometric analyses, and in the simulation of subsurface flow systems by mathematical modelling.

In this chapter, the pattern of groundwater flow in the Eaton River basin is studied by means of two-dimensional mathematical models and compared with that obtained from field potential measurements. Also the resulting effect of groundwater motion on water chemistry is examined as an additional way to characterize subsurface flow systems.

Characterization of groundwater flow by fluid potential

The equation describing the steady-state flow of water in saturated, non-homogenous, anisotropic porous media is derived from the law of conservation of matter and Darcy's law, and is commonly written for a two-dimensional field as:

une transmissivité de 10,400 g.p.j./pi. La valeur calculée du débit spécifique est trop faible (0.02), ce qui reflète le court intervalle de temps alloué pour le drainage des matériaux.

Les sédiments de terrasse sont très peu étendus et leur position hydrostratigraphique par rapport à la rivière fait ressortir leur importance hydrologique.

f) Alluvions

La perméabilité de cette unité est fonction de son contenu en silt. On ne dispose d'aucune donnée de pompage dans la partie du bassin étudié. Cependant, suite à un pompage de 48 heures dans un puits d'essai de 4 pouces de diamètre, situé le long de la branche nord de la rivière Eaton, à proximité de Island Brook, on a mesuré un rabattement un peu inférieur, à un pied. Par calcul, on obtient une transmissivité de 26,000 gpj/pi et une perméabilité qui varie entre 400 et 2,800 gpj/pi².

Des débits supérieurs à 100 g.p.m. sont possibles si les conditions sont favorables. Les pointes et puits-cisternes devraient offrir un mode idéal de captage dans une telle formation. Les alluvions contribuent à l'écoulement de base des ruisseaux en période d'étiage.

ÉCOULEMENT SOUTERRAIN

La publication de " la théorie du mouvement de l'eau souterraine " (Hubert, 1940), fut à l'origine de travaux intensifs pour établir une relation entre les systèmes d'écoulement souterrain et la topographie, la végétation, l'hydrochimie, l'écoulement de base et les analyses piézométriques; elle favorisa également l'étude des systèmes d'écoulement souterrain par simulation mathématique.

Dans ce chapitre, l'auteur étudie le schéma d'écoulement souterrain du bassin de la rivière Eaton à l'aide de simulations mathématiques bi-dimensionnelles et compare les résultats à ceux qu'il a obtenus par des mesures piézométriques sur le terrain. Il examine également les effets de l'écoulement souterrain sur la chimie de l'eau, autre moyen de déterminer les caractéristiques des systèmes d'écoulement.

Écoulement souterrain et piézométrie

L'équation qui décrit l'écoulement à l'équilibre de l'eau souterraine en régime permanent dans un milieu poreux, saturé, non homogène et anisotrope, s'obtient à partir des lois de la conservation de la matière et de celle de Darcy. Dans un champ bi-dimensionnel, on peut

écrire:

$$\frac{\partial}{\partial x} K(x,y) \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K(x,y) \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0 \quad (3.1)$$

(Richards, 1931)

where K is the factor of proportionality in Darcy's law known as the hydraulic conductivity or the permeability, and ϕ is the hydraulic potential.

In a three-dimensional field, the mathematical expression of the hydraulic potential at a given point (x,y,z) in the space can be formulated as:

$$\phi = gz + \int \frac{dP}{\rho} + v^2/2 \quad (\text{Hubbert, 1940}) \quad (3.2)$$

ϕ = hydraulic potential

g = acceleration due to gravity

z = elevation, above some fixed datum

ρ = density of the fluid

P = pressure at the point (x,y,z)

P_0 = atmospheric pressure

v = velocity of the fluid

As the velocity of groundwater is generally extremely small, the velocity term can be neglected. By transforming equation 3.2, and choosing as reference levels sea level and atmospheric pressure, we obtain the following:

$$\phi = g(z+h) = gH \quad (3.3)$$

Therefore the magnitude of the hydraulic potential at any point in the field can be expressed in terms of total head (H) defined as the sum of the pressure head (h) and elevation head relative to sea level (z).

For practical purpose, ϕ/g is defined as ϕ and is known as hydraulic head. Numerically it is equal to H, the elevation of the piezometric surface. Permeability or hydraulic conductivity (K) is a property of both the medium and the fluid. The magnitude is mainly dependent on the pore spaces and their interconnection within the rocks. Pump tests provide a reliable way to obtain permeability values in highly permeable units, but in low permeability units, piezometer tests (Hvorslev, 1951), laboratory tests and other means are probably accurate within few orders of magnitude (Beswick, 1971).

où "K" est le facteur de proportionnalité de la loi de Darcy, connu sous le nom de "conductivité hydraulique" ou "perméabilité", et " ϕ " la charge hydraulique.

Dans un champ tri-dimensionnel, l'expression mathématique du potentiel hydraulique, en un point donné (x,y,z) de l'espace, peut s'écrire:

$$\phi = gz + \int \frac{dP}{\rho} + v^2/2 \quad (\text{Hubbert, 1940}) \quad (3.2)$$

ϕ = potentiel hydraulique

g = accélération due à la force de la pesanteur

z = élévation au-dessus d'un niveau de référence

ρ = densité du fluide

P = pression en un point (x,y,z)

P = pression atmosphérique

v = vitesse du fluide

Comme l'eau souterraine circule très lentement de façon générale, on considérera sa vitesse négligeable. L'équation 3.2, en prenant le niveau de la mer et la pression atmosphérique comme niveaux de référence, on obtient:

$$\phi = g(z+h) = gH \quad (3.3)$$

Ainsi, la valeur du potentiel en un point quelconque de l'espace peut s'exprimer en termes de charge statique (H) définie comme la somme de la charge de pression (h) et la charge d'élévation par rapport au niveau de la mer (z).

En pratique, ϕ est la charge hydraulique qui correspond à ϕ/g . Elle est égale à l'élévation de la surface piézométrique, "H". La perméabilité ou la conductivité hydraulique "K" est une propriété à la fois du milieu et du fluide. Sa valeur dépend principalement de l'espace occupé par les pores et de la façon dont ils sont reliés entre eux dans le roc. Les épreuves de pompage constituent une façon sûre de déterminer la perméabilité des unités très perméables. Cependant, dans des unités à faible perméabilité, des essais sur des piézomètres (Hvorslev, 1951), des essais en laboratoire et d'autres méthodes ont tout autant de précision à quelques ordres de grandeur près (Beswick, 1971).

The simulation of head distribution by two-dimensional mathematical models and the comparison of the head values computed and obtained from the piezometer network provide a more comprehensive way to test and define the distribution of subsurface permeability. According to Freeze, (1969b). "This trial-and-error approach points out how the mathematical-model method can be used to determine basin-wide permeability values. It is possible that such values have more validity in the study of basin-wide resources than do permeability values determined by in-situ point determinations such as pump test of piezometer tests".

a) Steady-state mathematical modelling of the flow regime

The mathematical model simplifies the geological units by grouping them according to their hydraulic conductivities and, providing that proper boundary conditions are established, field conditions can be simulated. Freeze (1969b) gives a good description and justification of the boundary conditions defining the limits of a two-dimensional vertical field being modelled for steady-state flow.

A computer program developed by Professor Frind at the University of Waterloo using the finite-element technique to solve the Richards' equation was used in the analysis of groundwater flow patterns and subsurface permeability distributions in the two-dimensional cross section. The underlying theory is similar to that developed in Pinder and Frind (1972) with the exception that the model uses linear triangular finite elements instead of isoparametric elements. The permeability is constant within each element and the potential varies linearly from one node to the other.

b) Mathematical modelling of two groundwater flow systems

Groundwater flow in cross section (AA') in the Clifton River subbasin (Fig.3) was analysed by means of the finite-element method. The cross section shown on figure 4 was chosen perpendicular to the contour lines in order to satisfy the condition of two-dimensional flow. Eight piezometers and three observation wells, all installed in the lowest portion of the section, provide hydraulic potential data for the cross section shown as AB.

The finite-element grid consists of 108 elements and 76 nodes, including 18 constant head nodes. The depth to the impermeable basement was chosen arbitrarily at 600 feet above sea level. The bedrock has been subdivided

La distribution de la charge hydraulique obtenue par simulation mathématique bi-dimensionnelle et comparée aux valeurs de charge mesurées dans un réseau de piézomètres, fournit une méthode plus appropriée pour vérifier et définir la distribution de la perméabilité. D'après Freeze (1969 b), "cette approche par la méthode d'essais et d'erreurs fait ressortir une façon d'utiliser les modèles mathématiques pour déterminer les valeurs de la perméabilité à l'échelle d'un bassin. De telles valeurs seraient plus valables, dans l'étude des ressources hydriques d'un bassin, que les valeurs ponctuelles de perméabilité déterminées sur place lors d'essais de pompage".

a) Simulation mathématique de l'écoulement souterrain en régime permanent

La simulation mathématique permet de simplifier les unités géologiques en les regroupant selon leur conductivité hydraulique. Elle peut reproduire les conditions de terrain si les conditions aux frontières sont bien définies. Freeze (1969 b) donne une bonne description et une justification des conditions aux frontières utilisées pour la simulation d'une coupe verticale en régime permanent.

Un programme d'ordinateur, développé par le professeur Frind de l'université de Waterloo, utilise la méthode des éléments finis pour résoudre l'équation de Richards. Ce programme permet d'analyser les schémas d'écoulement souterrain et la distribution de la perméabilité dans une coupe bi-dimensionnelle. La théorie est semblable à celle qu'ont développée Pinder et Frind (1972), sauf qu'on utilise des éléments finis linéaires et triangulaires à la place d'éléments isoparamétriques. La perméabilité est constante à l'intérieur de chacun des éléments et le potentiel varie de façon linéaire d'un noeud à l'autre.

b) Modèle mathématique appliqué à deux régions du bassin

L'écoulement souterrain du sous-bassin de la rivière Clifton (Fig. 3) a été analysé par la méthode des éléments finis. On a tracé la coupe AA' (Fig. 4) perpendiculairement aux lignes de contour pour satisfaire les conditions d'un écoulement bi-dimensionnel. Les mesures du potentiel hydraulique pour la coupe AB proviennent de 8 piézomètres et 3 puits d'observation, tous installés dans la partie inférieure de la coupe.

Avec la méthode des éléments finis, on utilise une grille de 108 éléments et de 76 noeuds dont 18 noeuds à charge constante. On a choisi arbitrairement la cote de 600 pieds au-dessus du niveau de la mer pour

into three hydrostratigraphic units and the surficial deposits into two hydrostratigraphic units. This classification was made to accommodate field observations to the requirements of the modelling technique. The section has a total length of 10,000 feet; the units are:

- Unit 1: the upper layer of fractured Paleozoic rocks overlying
- Unit 2: moderately fractured Paleozoic rocks which contain zones of
- Unit 3: essentially impervious rocks;
- Unit 4: glacial till and
- Unit 5: the sand and gravel horizons which belong to the geological units described as deep sand and gravel and the alluvium.

The relative permeabilities assigned to the elements were adjusted until the simulated head distribution was similar to the field head distribution.

représenter la profondeur au substratum imperméable; on a subdivisé la roche en place et les dépôts meubles respectivement en 3 et 2 unités hydrostratigraphiques. Cette classification permet de rendre les observations de terrain compatibles avec le calage du modèle mathématique. Voici la description de la coupe qui s'étend sur une longueur de 10,000 pieds:

- Unité 1: partie supérieure des roches paléozoïques fracturées;
- Unité 2: roches paléozoïques modérément fracturées, sous-jacentes à l'unité 1;
- Unité 3: horizons rocheux imperméables compris dans l'unité 2;
- Unité 4: till glaciaire;
- Unité 5: horizons de sables et graviers profonds et alluvions.

Piezometer	Depth of the piezometer, in feet	Computed hydraulic head, in feet	Measured hydraulic head, in feet	Difference in feet
F-2-a	62	1000.44	1000.26	0.18
F-2-b	121	1000.44	1000.29	0.15
F-2-c	160	1000.47	999.18	1.29
F-13	120	1000.46	1000.91	-0.45
F-3-a	90	1012.05	1011.92	0.13
F-3-b	160	1013.44	1012.08	1.36
F-4-a	70	1080.97	1080.93	0.04
F-4-b	132	1080.20	1079.81	0.39
Piézomètre	Profondeur du piézomètre (pieds)	Tête hydraulique calculée (pieds)	Tête hydraulique mesurée (pieds)	Différence (pieds)

Tableau IV – Valeurs calculées et mesurées du potentiel hydraulique pour la coupe AA'
 Table IV – Comparison of computed and measured hydraulic potentials for cross section AA'

The best simulation results were obtained using the relative permeability values shown on figure 4 and isotropic conditions suggesting that, although the presence of joints and fractures is extremely variable in the bedrock, the fractured rock may be assumed to be essentially as a homogeneous medium when a large scale is considered. The largest difference between the computed heads and measured heads is in the order of one foot (table IV) with a total permeability contrast between the highly permeable sand and gravel and the impervious bedrock and glacial till reaching five orders of magnitude. The actual values of permeability can be obtained by

On a ajusté les valeurs de perméabilité relative assignées aux éléments jusqu'à ce que la distribution simulée de la charge hydraulique soit conforme à celle mesurée sur le terrain; la meilleure simulation fut obtenue à l'aide de valeurs de la figure 4. Eu égard aux conditions isotropiques, on peut présumer que la roche fracturée se conduit essentiellement comme un milieu homogène à l'échelle d'une grande région, quoique la présence de joints et de fractures soit extrêmement variable dans le bedrock. La différence la plus marquée entre les valeurs calculées et mesurées est de l'ordre d'un pied (tableau IV). Les variations de perméabilité

transforming the relative permeabilities, using as a basis the values determined by pump test of the deep aquifers.

The upper vertical hydraulic boundary on the cross section (AA') does not correspond with the actual groundwater divide. However the lateral displacement of this imaginary boundary has virtually no effect on the potential distribution. The existence of a nearly horizontal flow path in the moderately fractured Paleozoic rocks (unit 2) is due to the elongate shape of the section (Fig. 4).

The second flow pattern studied (OO') is shown on figure 5 and the location is shown on figure 3. The finite-element grid consists of 114 elements and 76 nodes, including 16 constant head nodes. In this section the bedrock is subdivided into only two hydrostratigraphic units and the superficial deposits into three units. The units are:

- Unit 1: the upper layer of Paleozoic rocks,
- Unit 2: moderately fractured Paleozoic rocks,
- Unit 3: the upper till,
- Unit 4: the deep sand and gravel and
- Unit 5: the basal till.

The section modelled has a total length of 7,000 feet. The position of the upper vertical boundary corresponds to the actual drainage divide due to the hydraulic connection between the upper layer of fractured bedrock and the deep sand and gravel aquifer system.

The mathematical modelling of these two cross section reveals that:

- 1) the theoretical flow profiles correspond very well with those defined by piezometric analyses;
- 2) the best simulation of the field conditions was obtained by taking the position of the water table at its lowest point, indicating that the assumption of a steady flow is best fulfilled in low water stage;
- 3) the considerable time-lag taken by piezometers F-3-b and F-4-a to reach their equilibrium head is readily explained by the fact that they are located in a unit of extremely low permeability, about three orders of magnitude less than the moderately fractured Paleozoic rocks;
- 4) the strong artesian discharge zones as revealed

entre les sables et graviers très perméables, la roche en place et le till glaciaire imperméables peuvent atteindre 5 ordres de grandeur. On obtient les valeurs réelles de perméabilité en transformant les perméabilités relatives à partir des données de pompage des aquifères profonds.

La frontière hydraulique verticale supérieure qui figure à la coupe AA' ne correspond pas à la ligne de partage réelle des eaux souterraines. Le déplacement latéral de cette ligne imaginaire ne produit, pour ainsi dire, aucun effet sur la distribution de la charge hydraulique. La présence d'un chenal d'écoulement presque horizontal dans les roches paléozoïques modérément fissurées (unité 2) est due à la forme allongée de la coupe (Fig. 4).

La figure 5 fait voir le second schéma d'écoulement OO' (Fig. 3). La grille d'éléments finis comprend 114 éléments et 76 noeuds dont 16 noeuds à charge constante. Dans cette coupe, on a subdivisé la roche en place et les dépôts meubles respectivement en 2 et 3 unités hydrostratigraphiques. Ce sont:

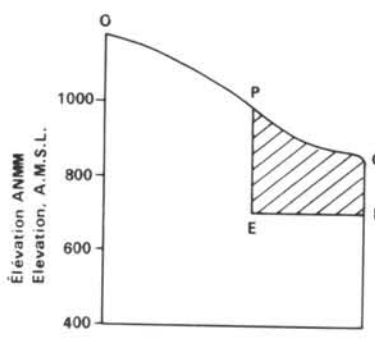
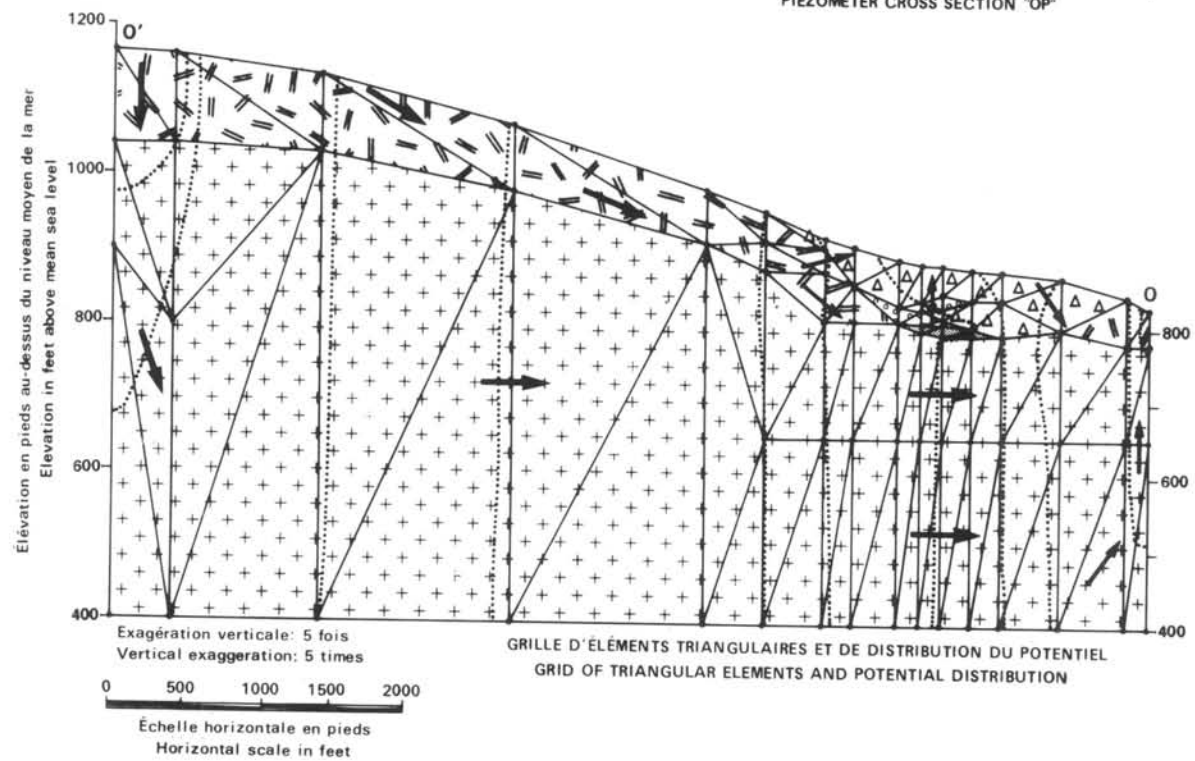
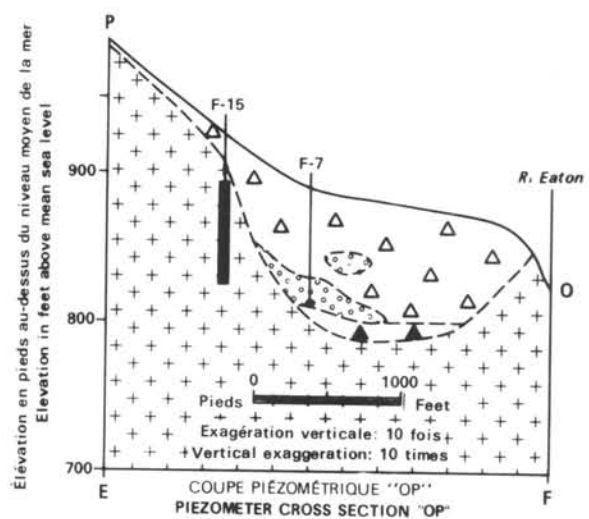
- Unité 1: partie supérieure des roches paléozoïques;
- Unité 2: roches paléozoïques modérément fracturées;
- Unité 3: till supérieur;
- Unité 4: sables et graviers profonds;
- Unité 5: till de base.

La coupe simulée a une longueur totale de 7,000 pieds. La position de la limite verticale supérieure correspond à la vraie ligne de partage des eaux et ceci est dû au lien hydraulique entre la couche supérieure du roc fissuré et le système aquifère des sables et graviers profonds.

Le modèle mathématique de ces deux coupes révèle que:

- 1) Le profil d'écoulement théorique correspond à celui obtenu à partir de mesures piézométriques;
- 2) On obtient la meilleure simulation des conditions de terrain, quand la position du niveau d'eau atteint son point le plus bas, preuve que la condition d'écoulement en régime permanent est atteinte lors des périodes de basses eaux;
- 3) Si la charge hydraulique dans les piézomètres F-3-b, F-4-a a mis un temps considérable à atteindre l'équilibre, c'est parce que ceux-ci sont situés dans une couche à perméabilité très faible, inférieure par trois ordres de grandeur à celle des roches paléozoïques fracturées;
- 4) Les zones à fort artésianisme tel que le révèle le modèle mathématique représentente sur le

- Till argileux △ △ Clay till
- Sable et gravier silteux ● ● ● ● Silty sand and gravel
- Till argileux compact ▲ ▲ Compact clay till
- Roche en place, ardoise, microgrès + + Bedrock: slate, siltstone



PERMEABILITÉS RELATIVES
RELATIVE PERMEABILITIES

- ① ▲ ▲ $K_x = K_y = 500$
- ② ● ● ● ● $K_x = K_y = 50$
- ③ △ △ $K_x = K_y = 10$
- ④ + + $K_x = K_y = 10000$
- ⑤ $K_x = K_y = 2$

- Piézomètre, Piezometer
- Noeud, Node
- Élément triangulaire, Triangular element
- Courbe équipotentielle, Equipotential line
- Direction de l'écoulement souterrain, Direction of groundwater flow

Figure 5 SIMULATION MATHÉMATIQUE BI-DIMENSIONNELLE DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN, VALLÉE DE LA RIVIÈRE EATON
TWO-DIMENSIONAL MATHEMATICAL MODEL SIMULATING THE GROUNDWATER FLOW ACROSS THE EATON VALLEY

by the mathematical models correspond in the field to permanent, swampy areas;

- 5) in the cross-section (AA'), the deep sand and gravel aquifer is recharged through Paleozoic rocks of low permeability whereas in cross section (OO') the recharge is effected mainly through the upper layer of fractured bedrock.

Water chemistry

The chemical character of groundwater is the consequence of the interaction of the moving fluid with its natural environment. Some of the more relevant parameters controlling the chemistry of groundwater are the mineralogy of the rocks through which the water flows, the direction and length of flow path, the residence time (time elapsed since its infiltration), the distribution and nature of precipitation, the vegetation and soil cover, and the season in which recharge occurs.

a) Evolution of groundwater quality

Pearson and Fisher (1971) have demonstrated that the chemistry of atmospheric input contributes substantially to the chemical loads of streams and aquifers, but that this phenomenon is particularly apparent in drainage basins underlain by unreactive rocks. The generation of gases and the dissolution of minerals in the soil zone in the recharge area have a major effect on water chemistry. However the present hydrochemical study is concerned only with the evolution of groundwater within the dynamic flow system, after it has passed through the soil zone.

Back (1966), in a classic hydrochemical study of a complex geological environment in the Atlantic coastal plain narrowed the field of influencing factors in stating:

"The chemistry of ground water is controlled entirely by the lithology of the deposits through which the water flows and by the orientation of the flow path within the geologic framework".

Hence, in a fairly well known geological environment, the chemistry of water should be a sensitive hydrochemical indicator of the groundwater flow system. Back (1966) has demonstrated, (for a complex hydrogeologic environment) that the chemical character of groundwater progressively changes as water moves away from its recharge area. In Minnesota, Maclay and Winter (1967) have shown that calcium bicarbonate type water occurs near the source of recharge and gradually changes to the sulfate type as water moves towards the discharge area.

terrain les régions marécageuses en permanence;

- 5) Dans la coupe AA', l'aquifère des sables et graviers profonds se réalimente par les roches paléozoïques peu perméables alors que dans la coupe OO' la réalimentation se fait principalement à partir de la couche supérieure de la roche en place fracturée.

Hydrochimie

Le caractère chimique de l'eau souterraine est dû à l'interaction d'un fluide en mouvement dans son milieu ambiant. Les paramètres les plus significatifs qui contrôlent la chimie de l'eau souterraine sont: la minéralogie des roches-conduits, la direction et la longueur du trajet, le temps de séjour (temps écoulé depuis l'infiltration), la distribution et la nature de la précipitation, la couverture végétale et la saison au cours de laquelle se fait la réalimentation.

a) Evolution de la qualité

Pearson et Fisher (1971) ont démontré que les eaux atmosphériques contribuent substantiellement à la charge chimique des rivières et des aquifères et que, de plus, ce phénomène devient évident dans les bassins de drainage où se retrouvent des roches neutres. La production de gaz et la dissolution des minéraux dans le sol de la zone de réalimentation ont une influence déterminante sur la chimie de l'eau. La présente étude hydrochimique ne s'attache qu'à l'évolution de l'eau souterraine dans un système d'écoulement dynamique, après son passage dans le sol.

Lors d'une étude hydrochimique classique dans un milieu géologique complexe de la plaine côtière atlantique, Back (1966) a restreint le champ des facteurs influents en affirmant que:

"La chimie de l'eau souterraine est entièrement contrôlée par la lithologie des dépôts à travers lesquels l'eau circule et par l'orientation des chenaux à l'intérieur du squelette géologique".

Ainsi, dans un milieu géologique suffisamment bien connu, la chimie de l'eau devrait marquer de façon sensible l'hydrochimie du système d'écoulement souterrain. Back (1966) a démontré que, pour un milieu hydrogéologique complexe, le caractère chimique de l'eau souterraine change progressivement au fur et à mesure que celle-ci s'éloigne de la zone de réalimentation. Au Minnesota, Maclay et Winter (1967) ont démontré que l'eau est du type bicarbonaté calcique à proximité du point de réalimentation et qu'elle devient graduellement sulfatée

Maxey (1968) has shown that it is possible to delineate flow systems in desert areas by correlating quality changes in water with distance from the source. Mifflin (1968) used absolute concentration of some ions to delineate flow systems in Nevada. On the other hand, Smoor (1967) in Arizona concluded that there is little change in groundwater quality as water moves through the basin, but some chemical constituents are clearly more affected by lithology than others. However, even the small change acknowledged by Smoor fits the pattern described by others and the present study proves that small changes are significant.

b) Hydrochemical studies

The major anions and cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- and SO_4^{2-}) of some 70 samples taken from various wells and piezometers in the Eaton River basin were determined at the laboratory of the Québec Department of Natural Resources, and HCO_3^- was calculated by difference. The pH was measured in the field at each point at several different times; all the groundwaters are slightly basic, with a pH ranging from 7.2 to 8.0. The chemical analyses are presented in appendix B and the sampling points are shown on figure 3.

In order to show the evolution of water chemistry along two flow profiles previously described, modified Stiff (1951) diagrams were prepared as shown on figure 6, by plotting the concentration in epm (equivalents per million) of calcium, magnesium and sodium and potassium ions to the left of an ordinate on three successive separate abscissas; and bicarbonate, sulfate and chloride ions on the right of the ordinate. The line joining these plots enclose an area that has a distinctive shape dependent upon the type of water being depicted. Stiff diagrams are appropriate to illustrate slight changes in absolute concentrations of ions.

The groundwater flow pattern in the dissected topography of Southeastern Québec is shown from potential studies, above. Water infiltrates to the bedrock through a very thin cover of till, circulates in low carbonate Paleozoic rocks and moves laterally to the deep sand and gravel aquifers in the valley, where it discharges upward through a thick sequence of Quaternary sediments.

en direction de l'exutoire. Maxey (1968) a établi qu'il est possible de délimiter les systèmes d'écoulement d'une région désertique en comparant les modifications de la qualité de l'eau souterraine en fonction de sa distance à la source. Mifflin (1968) a utilisé les concentrations absolues de certains ions pour délimiter des systèmes d'écoulement au Nevada. Smoor (1967) en Arizona a conclu d'autre part que la qualité de l'eau souterraine change peu lors de son déplacement à travers le bassin à l'exception de certains constituants chimiques qui sont nettement plus affectés que d'autres par la lithologie. Toutefois, même les variations mineures reconnues par Smoor concordent avec le schéma décrit par d'autres auteurs. La présente étude démontre que ces changements, si faibles soient-ils, sont significatifs.

b) Etudes hydrochimiques

Le laboratoire du ministère des Richesses naturelles du Québec a analysé quelque 70 échantillons, prélevés dans divers puits et piézomètres du bassin de la rivière Eaton. Il a déterminé les cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , les anions Cl^- , SO_4^{2-} et a calculé HCO_3^- par différence et on a mesuré le pH en chacun des puits à plusieurs reprises sur le terrain. Il ressort de toutes ces analyses que toutes les eaux souterraines sont légèrement basiques et le pH varie entre 7.2 et 8.0. Pour l'information du lecteur on a regroupé à l'appendice B tous les résultats d'analyses; les points de prélèvement apparaissent à la figure 3.

Pour montrer l'évolution de la chimie de l'eau le long des deux profils d'écoulement décrits plus haut on s'est servi des diagrammes modifiés de Stiff (1951). A cet effet on a mis en graphique (Fig. 6) sur trois abscisses différentes les concentrations en e.p.m. (équivalents par million) des ions calcium, magnésium, sodium et potassium à gauche de l'ordonnée et celles des ions bicarbonates, sulfates et chlorures à droite de la même ordonnée. La ligne joignant ces points englobe une surface de forme bien précise qui est fonction du type d'eau représenté. L'avantage de ces diagrammes est qu'il fait ressortir de faibles changements dans la concentration absolue des ions.

Le schéma d'écoulement souterrain, dans une région à topographie disséquée comme le sud-est québécois, a déjà été mis en évidence par les études sur le potentiel, mentionnées précédemment. L'eau s'infiltré dans la roche de fond à travers une mince couche de till, circule dans les roches paléozoïques faiblement carbonatées, puis elle se déplace latéralement vers les aquifères de sables et graviers profonds de la vallée. De là elle se dirige vers

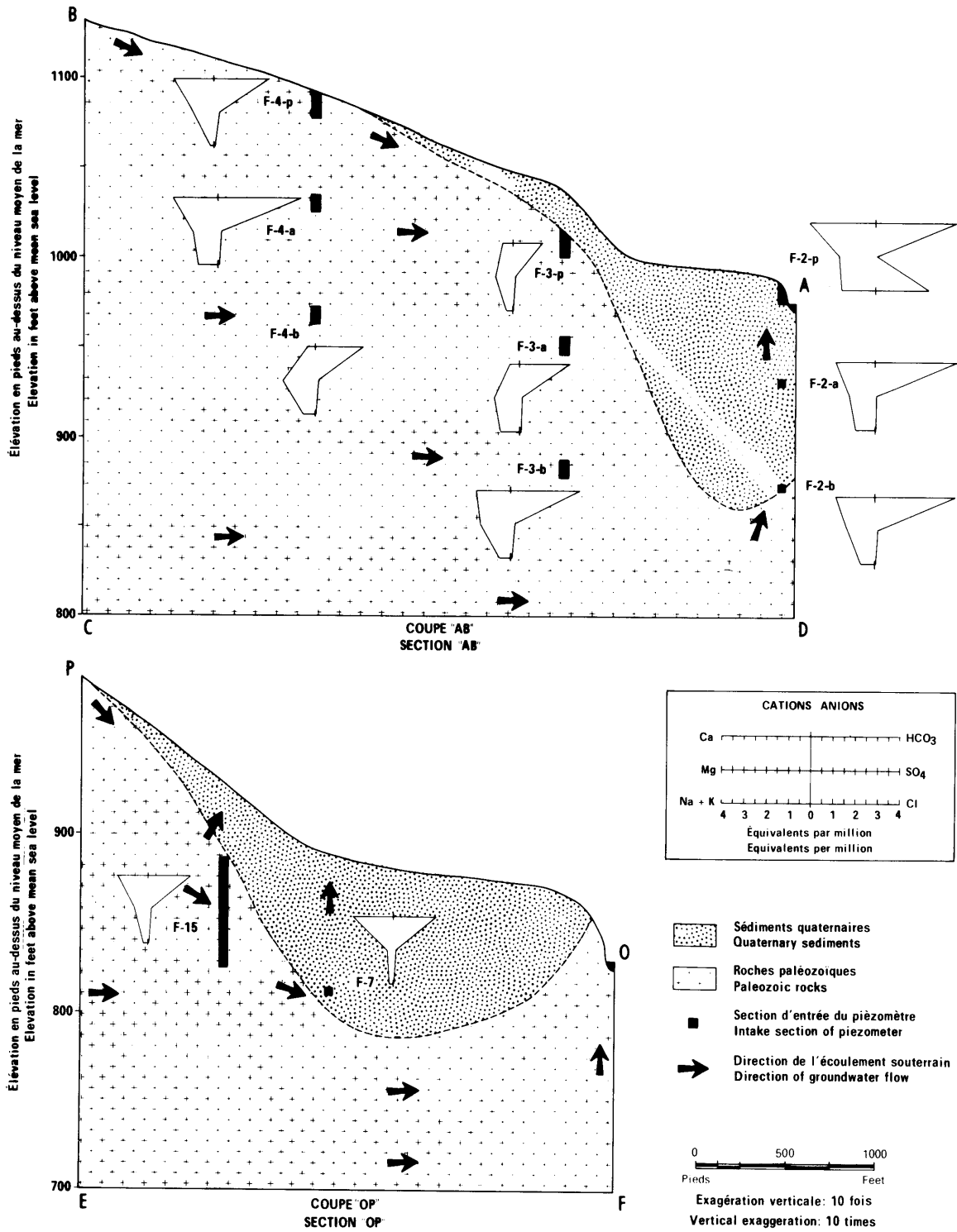


Figure 6 ÉVOLUTION DE LA CHIMIE DE L'EAU LE LONG DE DEUX PROFILS D'ÉCOULEMENT
 EVOLUTION OF WATER CHEMISTRY ALONG TWO FLOW PROFILES

H-690

With regard to flow systems, in the Eaton River basin, the interaction of water with its physical environment can be summarized in the following way:

- 1) nearly all the waters are of the calcium-bicarbonate type. In both recharge and discharge areas, the dominant cation and anion are respectively Ca^{2+} and HCO_3^- ;
- 2) groundwater contains negligible concentrations of SO_4^{2-} and Cl^- ;
- 3) a slight increase in Na^+ and K^+ concentrations with a depletion in Ca^{2+} takes place in the bedrock-lateral-flow zone as water moves towards the discharge area (Fig. 6). However in some discharge areas, groundwater still has an extremely low sodium and potassium content (F-7, PP-18 and F-17);
- 4) the Quaternary sediments seem to have a preponderant influence on water chemistry in discharging zones. Water from observation well F-2-p is considerably enriched in Cl^- and Na^+ , and contains slightly higher concentrations of Ca^{2+} and Mg^{2+} , as it moves only 60 feet through glacial till and Quaternary sediments. However this interpretation is based only on one chemical analysis.

On the basis of hydrochemical facies as defined in table V, no clear relationship can be established between the hydrogeochemical pattern and position in the groundwater flow system. The average water sample belongs to the calcium-magnesium-sodium facies (cation facies) and the bicarbonate facies (anion facies), and these facies are encountered throughout the flow system.

c) Sodium and potassium criterion

Sodium and potassium seem to be the most sensitive hydrochemical indicators of groundwater movement in the Eaton River basin. The concentration of these two elements ranges from 2.6 to 23.0 mg/l. One might expect that Cl^- and SO_4^{2-} would show a similar pattern but they show no definite trend in concentration along the flow path, and their concentrations remain insignificant. This effect is concordant with the conclusions of Smoor (1967).

Recent infiltrated water in permeable sediments

l'exutoire suivant un mouvement ascendant à travers une épaisse couche de sédiments quaternaires.

Pour ce qui est des systèmes d'écoulement du bassin de la rivière Eaton, l'interaction de l'eau avec son milieu physique peut se résumer ainsi:

- 1) Presque toutes les eaux sont du type bicarbonaté calcique. Les cations et anions dominants des zones de réalimentation et d'exutoire sont respectivement Ca^{2+} et HCO_3^- ;
- 2) L'eau souterraine contient des concentrations négligeables de SO_4^{2-} et Cl^- ;
- 3) Un léger accroissement de Na^+ et K^+ , allié à une diminution de Ca^{2+} , s'effectue dans la zone d'écoulement latéral de la roche en place au fur et à mesure que l'eau se rapproche de l'exutoire (Fig. 6). Cependant, dans certaines zones d'exutoire, on note une teneur extrêmement faible en sodium et potassium (F-7, PP-18 et F-17);
- 4) Les sédiments quaternaires semblent avoir une influence prépondérante sur le chimisme de l'eau des zones d'exutoire. L'eau du puits d'observation F-2-p, considérablement enrichie en Cl^- et Na^+ , contient des concentrations légèrement plus élevées en Ca^{2+} et Mg^{2+} après avoir parcouru seulement 60 pieds à travers le till glaciaire et les sédiments quaternaires. A noter que cette interprétation n'est basée que sur une seule analyse.

Selon le concept du faciès hydrochimique, défini au tableau V, on ne peut établir aucune relation évidente entre les schémas hydrogéochimiques et leur position dans le système d'écoulement souterrain. L'échantillon d'eau moyen appartient au faciès calcium - magnésium - sodium (faciès de cation) et au faciès bicarbonate (faciès d'anion); ces faciès se retrouvent dans tout le système d'écoulement.

c) Critère sodium-potassium

Le sodium et le potassium semblent être les indicateurs hydrochimiques les plus sensibles au mouvement de l'eau souterraine dans le bassin de la rivière Eaton. La concentration de ces deux éléments varie de 2.6 à 23.0 mg/l. On aurait pu s'attendre à ce que Cl^- et SO_4^{2-} aient montré une évolution semblable, cependant, ils ne laissent voir le long du parcours aucune tendance définie dans leurs concentrations, celles-ci demeurant négligeables. Ce fait confirme les conclusions de Smoor (1967).

L'eau récente infiltrée dans les sédiments perméables

and surface water contains Na^+ and Cl^- in concentrations less than 5 mg/l, which is believed to be the background value in sodium and chloride in natural precipitation in this area on the basis of measurements made in connection with other studies by the Québec Department of Natural Resources. As water through Paleozoic rocks, it becomes enriched in sodium and to a lesser degree in potassium by the dissolution of feldspars present in siltstone, sandstone and slate. The decrease in calcium concentration along the flow direction is probably due to a replacement of Ca^{2+} by Na^+ and K^+ , by exchange processes.

et l'eau superficielle contiennent des concentrations en Na^+ et Cl^- inférieures à 5mg/l. On considère que cette teneur représente la valeur de base de l'eau de pluie dans cette région, d'après des mesures effectuées dans le cadre d'autres études du ministère des Richesses naturelles. Au cours de son passage à travers les roches paléozoïques, l'eau s'enrichit en sodium et à un degré moindre en potassium par dissolution des feldspaths présents dans les siltstones, les grès et les schistes ardoisiers. La diminution de la concentration en calcium dans la direction d'écoulement est probablement due à un remplacement du Ca^{2+} par Na^+ et K^+ grâce au processus d'échange de bases.

	% of constituents in equivalents per million % des constituants en équivalents par million				% of samples showing such facies % des échantillons d'un tel faciès
	Ca+Mg	Na+K	HCO_3	$\text{Cl}+\text{SO}_4$	
CATION FACIES: FACIES DE CATION:					
calcium-magnesium	90-100	0-10		28
calcium-magnesium-sodium	80-90	10-20		35
calcium-sodium	50-80	20-50		37
ANION FACIES: FACIES D'ANION:					
bicarbonate		90-100	0-10	53
			80-90	10-20	25
bicarbonate-chloride-sulfate			50-80	20-50	21

Tableau V – Faciès hydrochimiques du bassin de la rivière Eaton (modifié d'après Back, 1966)
Table V – Hydrochemical facies of the Eaton River basin (modified from Back, 1966)

Moreover, if the major source of Na^+ and K^+ comes from the dissolution of feldspars, a linear relationship must exist between the total quantity of sodium and potassium in groundwater and the distance travelled along the flow path. In order to test this hypothesis, the total concentration of sodium and potassium were plotted against the distance of the sampling point from the nearest drainage divide (Fig. 7).

The resulting straight line demonstrates fairly well that $\text{Na} + \text{K}$ increase linearly with distance from the source with an enrichment of about 1 mg/l per 1000 feet of flow path travelled. However some points (F-15, F-7, PP-18 and F-17) deviate noticeably from this relation.

De plus, si la source principale de Na^+ et K^+ provient de la dissolution des feldspaths, une relation linéaire doit exister entre la quantité totale de sodium et de potassium de l'eau souterraine et le chemin parcouru. Dans le but de vérifier cette hypothèse on a porté en graphique les concentrations totales de sodium et de potassium en regard de la distance du point d'échantillonnage par rapport à la ligne de partage des eaux la plus proches (Fig. 7).

La droite qui en résulte démontre assez bien que $\text{Na} + \text{K}$ croît de façon linéaire à partir de sa source, l'enrichissement étant d'environ 1 mg/l sur 1000 pieds de distance. Cependant, quelques points (F-15, F-7, PP-18 et F-17) dévient de manière assez évidente de la droite.

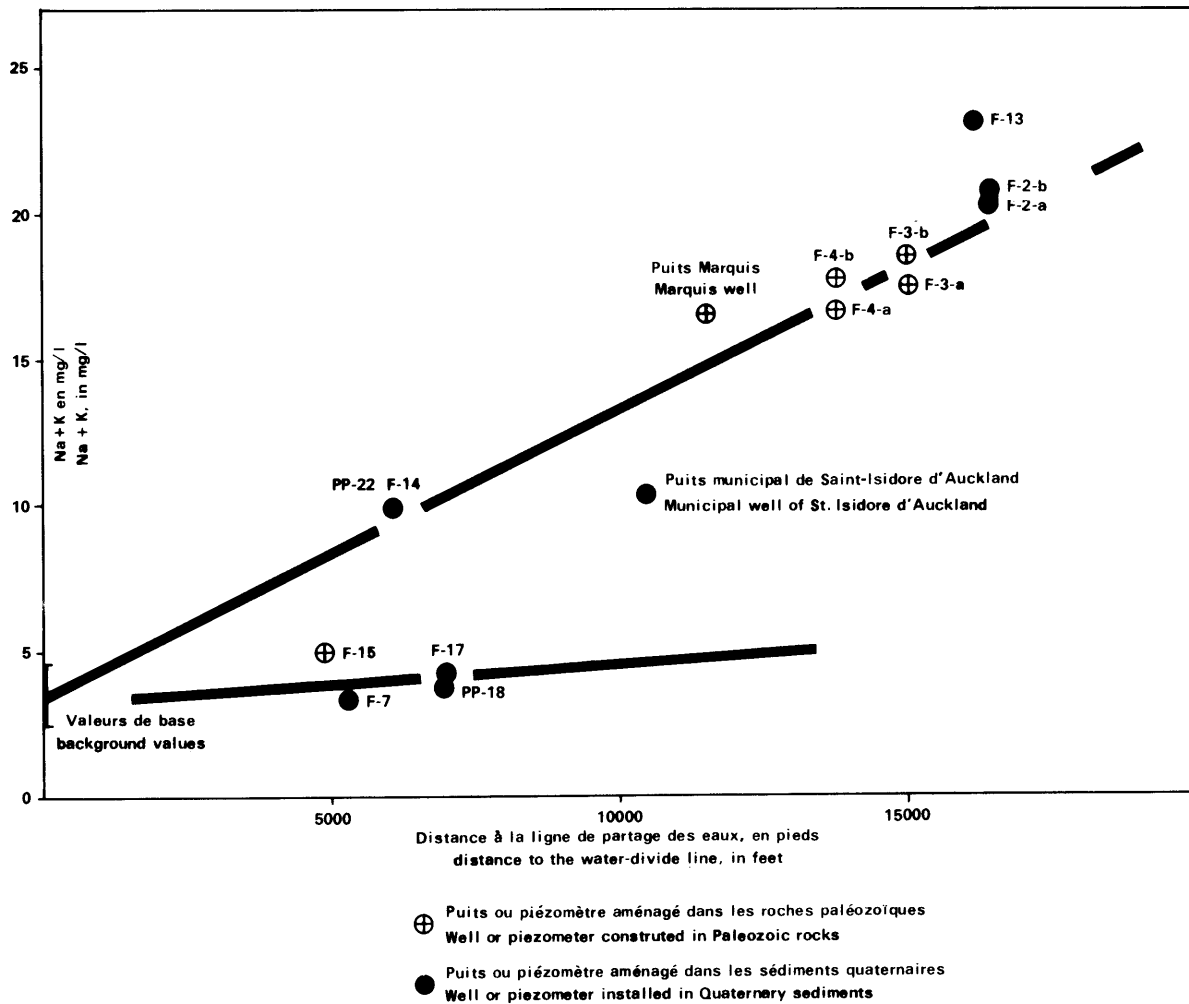


Figure 7 RELATION ENTRE LA TENEUR EN (Na + K) DE L'EAU SOUTERRAINE ET LA DISTANCE PARCOURUE DEPUIS LA SOURCE
RELATION BETWEEN THE (Na + K) CONTENT OF GROUNDWATER AND THE DISTANCE TRAVELLED FROM THE SOURCE

This indicates that either (1) recharge is not restricted to the basin divide, or (2) the groundwater contact with its physical environment is too short to permit a significant increase in sodium and potassium concentration as water moves towards the discharge zone. In the second case, water may have to travel a considerable distance in permeable terrain in order to incorporate a certain amount of Na + K as suggested by the lower line on figure 7.

Ce fait indique que: (1) la réalimentation ne se produit pas uniquement à la ligne de partage des eaux ou; (2) le temps de contact entre l'eau souterraine et son milieu est trop court pour permettre un accroissement significatif des concentrations en sodium et potassium lors du cheminement vers l'exutoire. Dans le second cas, l'eau peut être forcée de parcourir une distance considérable à travers les terrains perméables pour être en mesure d'absorber une certaine quantité de Na + K, tel que le suggère la droite inférieure de la figure 7.

Clear evidence of a time dependent relationship between the sodium and potassium content of groundwater and the time spent in the dynamic flow system is very well illustrated by the "V" shape of the modified Stiff diagram (Fig. 6). Water derived from deep sand and gravel and fractured bedrock in the flow profile OP, and water recently infiltrated in near-surface observation wells in flow profile AB contains very little sodium and potassium, while water circulating in low permeability units contains significant concentrations of sodium and potassium increasing with time. This is indicated by the square shape of the basal part of the Stiff diagram.

Even if the measured concentrations in Na + K are relatively small, the absolute amount of these elements seem to be an indicator of the time spent in the dynamic flow system. This criterion will be used later on to distinguish between recent and old groundwater.

HYDRODYNAMICS

Groundwater level fluctuations are used extensively in hydrogeology to determine the hydrodynamic parameters of water-bearing horizons. These parameters are generally obtained by means of pumping tests, and are based on the analysis of pressure variations in aquifer systems due to artificial and known causes. However the prediction of long term phenomena from data obtained in a short interval of time may be hazardous.

On the other hand, even aquifers delimited by relatively impermeable boundaries are not closed systems and, on a larger scale, they form elements of a sub-surface flow system. Thus the interpretation of natural variations of groundwater level in the aquifer itself as well as in the surrounding geological formations may disclose valuable information on the change in groundwater storage, related elastic properties of the aquifer and nature of the sub-surface flow system.

Both induced and natural water level fluctuations may be used to interpret the dynamics of a groundwater reservoir. Three sites were selected in the Eaton River

L'évidence d'une relation entre la teneur en sodium dans le système d'écoulement dynamique se manifeste très bien pour la forme en "V" du diagramme de Stiff modifié (Fig. 6). L'eau provenant des sables et graviers profonds et de la roche de fond fracturée dans le profil d'écoulement OP, et l'eau d'infiltration récente des puits d'observation de surface, dans le profil d'écoulement AB, contiennent très peu de sodium et de potassium. Par contre, l'eau qui circule dans les unités à faible perméabilité contient des concentrations importantes de sodium et de potassium, et ces valeurs s'accroissent avec le temps. La forme carrée de la base du diagramme de Stiff fait ressortir cette observation.

Même si les concentrations mesurées de Na + K sont relativement faibles, la valeur absolue de ces éléments semble être fonction du temps de séjour dans le système d'écoulement dynamique. Ce critère aidera ultérieurement à distinguer l'eau souterraine récente de la plus âgée.

HYDRODYNAMIQUE

En hydrogéologie on recourt fréquemment aux fluctuations des niveaux d'eau souterraine pour déterminer les paramètres hydrodynamiques des horizons aquifères. C'est généralement par le biais d'épreuves de pompage qu'on obtient ces paramètres, calculés à partir de l'analyse des variations piézométriques dans les systèmes aquifères dues à des causes artificielles connues. Il reste très aléatoire d'essayer de prédire des phénomènes à long terme en se servant de données obtenues au cours d'essais de courte durée.

D'autre part, même les aquifères limités par des frontières relativement imperméables ne forment pas nécessairement des systèmes fermés. A une échelle plus grande, ils constituent les éléments d'un système d'écoulement souterrain, C'est pourquoi, l'interprétation des variations naturelles des niveaux d'eau souterraine dans l'aquifère lui-même de même que dans les formations géologiques avoisinantes peut apporter une information pertinente sur la variation de l'emmagasinement souterrain, sur les propriétés élastiques de l'aquifère qui lui sont reliées et sur la nature même du système d'écoulement souterrain.

On peut utiliser les fluctuations induites ou naturelles du niveau de l'eau pour interpréter la dynamique du réservoir souterrain. A cet effet on a

basin and a total of five pump tests were performed at these sites. Long term hydrographs of piezometers provided additional data for analysis of the hydrodynamics of the confined aquifer system. All of this testing was preceded by an extensive drilling program, the results of which appear in appendix A.

The aquifer parameters (T and S) were calculated from the Theis (1935) non-equilibrium equation. The collection of field data and the analyses of pumping tests have been done according to procedures and methods described in Johnson (1966) and Walton (1962, 1970). The Theis drawdown curves and the results of the hydraulic properties of the aquifer system are given for each pump test. The aquifer parameters determined from recovery data should be used with caution due to the interpretation difficulties associated with this procedure in an aquifer system influenced by boundary conditions (Ferris et al, 1962). The terminology of Nind (1965) is used to differentiate a barrier boundary as a partial or absolute hydrologic barrier depending upon the relative permeability of the boundary formation.

East-Clifton Aquifer

Figure 8 shows the site studied by test drilling and pump tests. The stratigraphic section of the sediments filling the buried valley of the Clifton River, and the location of wells tested are also shown.

The East-Clifton confined aquifer system is composed of a sequence of permeable strata having a maximum thickness of 70 feet in the axis of a preglacial valley of type I. The aquifer terminates laterally at the walls of the ancient valley and has a width of approximately 1000 feet. The length is not known except indirectly from calculations of pump test data.

Observation well F-2-a intersects the upper sand unit while all the other wells are completed in the lower sand and gravel unit. The test well PP-14 was completed with a five inch diameter 20-foot screen of 0.06 inches slot opening (No 60 screen) installed between 98 and 118 feet. The observation wells were equipped with a five inch diameter 3-foot screen, with a slot opening of 0.04 inches.

The lateral discontinuity of the East-Clifton aquifer

choisi trois emplacements dans le bassin de la rivière Eaton où on a effectué 5 épreuves de pompage. Des hydrogrammes tirés de piézomètres fournissent des données supplémentaires pour analyser l'hydrodynamique du système aquifère captif. Tous ces essais font suite à une campagne intensive de forages, dont les résultats sont consignés à l'appendice A.

On s'est servi de l'équation de non-équilibre de Theis (1935) pour calculer les paramètres T et S de l'aquifère. On a analysé les données de terrain et d'épreuves de pompage selon les méthodes de Johnson (1966) et Walton (1962, 1970). Chacune des épreuves de pompage a permis de tracer les courbes de rabattement -temps de Theis et de déterminer les caractéristiques hydrauliques du système aquifère. Pour ce qui est des paramètres obtenus à partir des données de la remontée on doit les utiliser avec discernement, étant données les difficultés d'interprétation associées à cette méthode dans un aquifère soumis à l'influence de conditions de frontière (Ferris et autres, 1962). La terminologie de Nind (1965) est tout indiquée pour différencier une frontière imperméable partielle ou absolue selon la perméabilité relative de la frontière.

Aquifère de Clifton-Est

La figure 8 fait voir l'endroit étudié au moyen des forages et des épreuves de pompage. La coupe stratigraphique qui l'accompagne indique les dépôts qui ont comblé la vallée enfouie de la rivière Clifton, ainsi que l'emplacement des puits qui ont fait l'objet d'essais de pompage.

Le système aquifère captif de la rivière East-Clifton se compose d'une série de couches perméables, dont la puissance maximale atteint 70 pieds dans l'axe d'une vallée préglaciaire de type I. L'aquifère s'étend d'un côté à l'autre de la vallée sur une largeur approximative de 1000 pieds. Sa longueur n'a pu être précisée que de façon indirecte, par calcul à partir des données de pompage.

Le puits d'observation F-2-a recoupe l'unité supérieure de sable, tandis que tous les autres puits se rendent jusque dans les sables et graviers profonds.

Le puits d'essai PP-14 comprend à sa base, entre les niveaux 98 et 118 pieds, une crépine No 60 (ouvertures de 0.06 pouce de diamètre) de 5 pouces de diamètre. Les puits d'observation sont munis de crépines No 40 de 5 pouces de diamètre sur 3 pieds de longueur.

L'analyse des épreuves de pompage a fait ressortir

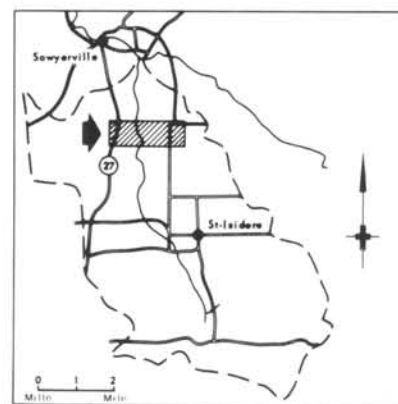
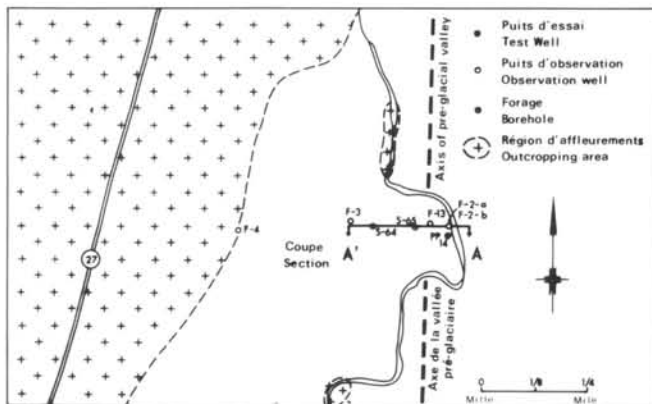
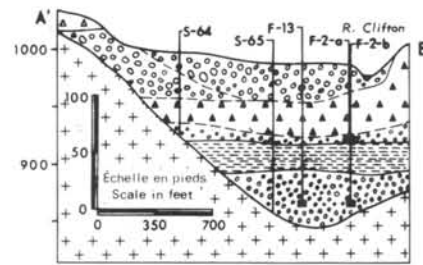
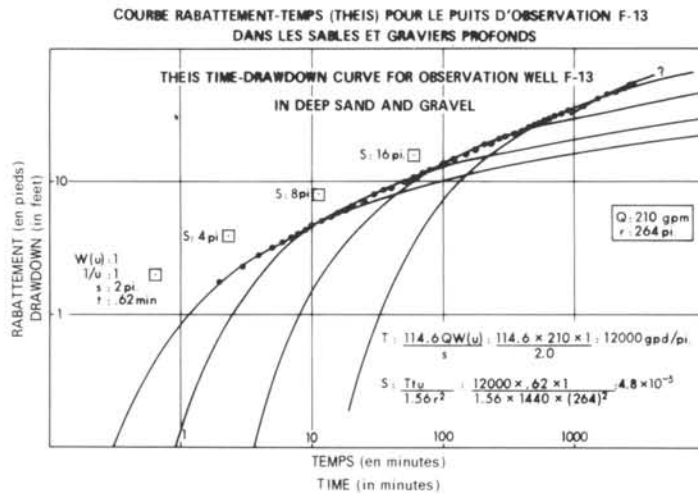
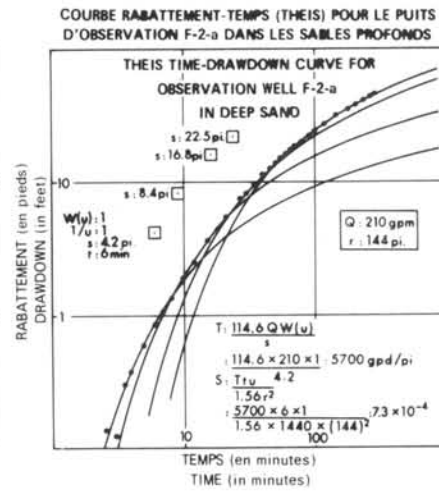
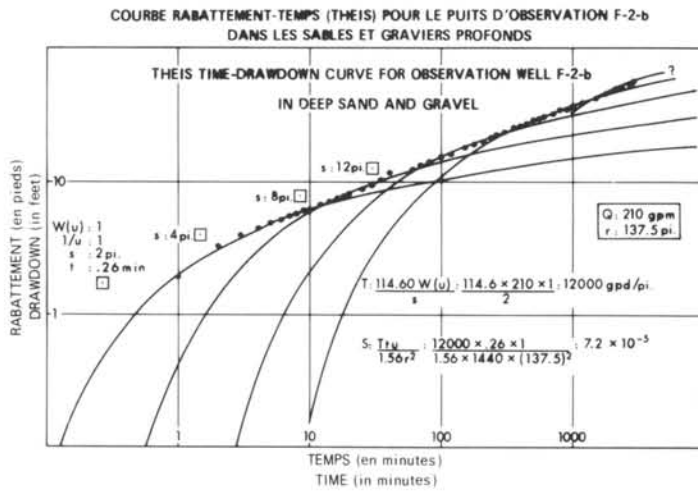


Figure 8 ESSAI SUR L'AQUIFÈRE DE CLIFTON-EST, PUIS D'ESSAI PP-14
AQUIFER TEST AT EAST-CLIFTON, Test well PP-14

system caused by its abrupt termination on the sides of the bedrock walls, as well as other possible geological discontinuities, became apparent in the analysis of pump test data.

A 48-hour pump test was run at a constant rate of 210 gpm in order to apply a maximum stress on the aquifer and to determine its hydrologic configuration. The time-drawdown curves of the respective observation wells are shown on figure 8 and the hydraulic properties of the East-Clifton artesian aquifer system are listed in table VI.

After 12 minutes of pumping the time-rate of drawdown in the observation wells F-2-b and F-13 increases and field data deviate upward from the type curve trace, indicating the presence of a barrier boundary. The Theis curve is matched to the later time-drawdown data affected by the first boundary and the resulting match point has a "s" value (drawdown at the match point) twice that of the first match point, being in good agreement with the theoretical barrier conditions as described by Bruin Hudson (1955) and Walton (1962).

la discontinuité latérale de l'aquifère de Clifton-Est qui se termine abruptement sur les murs rocheux de même que d'autres discontinuités géologiques possibles.

Afin de faire subir à l'aquifère un stress maximum et de déterminer ses limites hydrologiques on a effectué une épreuve de pompage de 48 heures à un taux constant de 210 gpm. Les courbes rabattement-temps des différents puits d'observation apparaissent à la figure 8. Le tableau VI établit les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère artésien de Clifton-Est.

Douze minutes après le début du pompage, on constate que le taux de rabattement s'accroît dans les piézomètres F-2-b et F-13 et on note une déviation de la courbe vers le haut par rapport à la courbe standard, indiquant par là la présence d'une frontière négative. Si on superpose la courbe standard de Theis sur la dernière portion de la courbe rabattement-temps, on se rend compte que celle-ci subit l'influence de la première frontière. Le point de coïncidence qui en résulte donne à "s" une valeur deux fois supérieure au premier point de coïncidence obtenue. Ce fait confirme la théorie des conditions de frontières mise de l'avant par Bruin et Hudson (1955) et Walton (1962).

WELL - PUITTS	^s Drawdown, in feet, after 48 hours of pumping Rabattement, en pieds, après 48 heures de pompage		T (gpd/ft) (gpj/pi)	S
PP-14	78.20	Drawdown Rabattement	8,300	-----
		Recovery Remontée	8,500	-----
F-13	55.85	Drawdown Rabattement	12,000	5.0×10^{-5}
		Recovery Remontée	14,300	4.6×10^{-5}
F-2-b	57.42	Drawdown Rabattement	12,000	7.2×10^{-5}
		Recovery Remontée	15,000	7.0×10^{-5}
F-2-a	46.11	Drawdown Rabattement	5,700	7.3×10^{-4}

Tableau VI - Valeurs de T et S de l'aquifère artésien de Clifton-Est
Table VI - Values of T and S for the artesian aquifer of East-Clifton

After about 70 minutes of pumping, the time-rate of drawdown again increases and field data deviate upward from the second type-curve trace, indicating the presence of a second barrier boundary. The matching of the data affected by the second boundary gives a match point which has a "s" value four times (instead of three) that of the first match point, indicating either a non linearity of the real boundary or the combined effect of two boundaries. After about 350 minutes of pumping, the time-rate of drawdown again increases with an upward deviation indicating the presence of a third boundary, behaving again abnormally. Finally a fourth boundary seems to appear after 1,500 minutes of pumping. Observation well F-2-a behaves approximately the same, except that the fourth boundary does not show up.

The coefficients of transmissibility are calculated from the early time drawdown data. All deviations to the Theis model resulting in increased drawdown are caused by geologic and hydrologic discontinuities of the aquifer tested such as (1) drastic change in permeability (impermeable lateral boundary) (2) decrease in thickness of the aquifer (wedge aquifer) (3) decrease in horizontal permeability. In the present case, the later drawdowns are influenced by a combination of the above factors.

This explains the deviation to the theoretical barrier conditions of Bruin and Hudson (1955) and Walton (1962).

The average permeability of the aquifer system is 300 gpd/ft². The value of the storage coefficient obtained from the lower unit of the aquifer system is in the order of 10⁻⁵ and indicates that the deep sand and gravel aquifer has a very rigid skeleton, and is effectively confined. The drilling revealed that this unit is mainly composed of rounded pebbles of granitic origin.

Over 600,000 gallons were pumped during this test and computation reveals that only 3 million gallons are stored in this aquifer. The lenticular nature of the aquifer system and the relative impermeability of the enclosing geological materials explain why recovery required three months.

Sawyer ville Aquifers

The stratigraphic drilling carried out in the Sawyer ville area revealed the random distribution of the deep sand and gravel unit, and the lenticular nature of

Après environ 70 minutes de pompage, on note un autre accroissement du rabattement, créant ainsi une nouvelle déviation de la courbe vers le haut causée par la présence d'une seconde frontière négative. En superposant la courbe des données affectée par cette deuxième frontière, on obtient un point de coïncidence tel que la valeur de "s" devient quatre fois supérieure (au lieu de trois) à celle du premier point, ce qui reflète un comportement non-linéaire de la frontière ou un effet combiné de deux frontières. Après quelque 350 minutes de pompage, le taux de rabattement croît à nouveau vers le haut, révélant une troisième frontière dont le comportement est aussi anormal. Finalement, une quatrième frontière semble poindre après 1,500 minutes de pompage. On observe un comportement identique du puits d'observation F-2-a, sauf que la quatrième frontière ne se manifeste pas. On calcule les coefficients de transmissivité en se servant du premier segment de la courbe. Toutes les déviations par rapport à l'équation de Theis, qui provoquent un accroissement du rabattement, s'expliquent par des discontinuités géologiques et hydrologiques de l'aquifère telles que: (1) changement abrupt de la perméabilité (frontière latérale imperméable); (2) diminution de l'épaisseur de l'aquifère (aquifère en biseau); (3) diminution de la perméabilité horizontale. Dans le cas présent, les rabattements enregistrés en fin de pompage subissent l'influence d'une combinaison des facteurs ci-haut énumérés. Ceci explique la déviation par rapport aux conditions de frontière théorique d'après Bruin et Hudson (1955) et Walton (1962).

La perméabilité moyenne de l'aquifère se chiffre à 300 gpd/ft². On obtient pour l'unité inférieure du système aquifère une valeur du coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 10⁻⁵, indiquant par là que l'aquifère des sables et graviers profonds possède un squelette très rigide et subit des conditions artésiennes. La campagne de forages a révélé que cette unité renferme, en grande partie, des cailloux arrondis d'origine granitique.

Au cours de l'essai on a pompé au-delà de 600,000 gallons d'un aquifère qui, on peut le démontrer par calcul, n'en contient que 3 millions de gallons. La nature lenticulaire de ce système aquifère et l'imperméabilité relative du contenant géologique sont responsables de la remontée échelonnée sur trois mois.

Aquifères de Sawyer ville

Une campagne de forages stratigraphiques a révélé une distribution irrégulière des dépôts de sables et graviers profonds de la région de Sawyer ville ainsi

the prime transmitting zones. Three pumping wells were drilled in the buried valley (type II) of the Eaton River in order to provide information on the potential yield of the aquifers and their mutual hydrologic interaction. Only two observation wells were drilled as the piezometers previously installed served as additional observation wells. The location of the various wells is shown on figure 9 and geological cross sections appear in the bottom of figure 10 and 11.

The first aquifer studied at this site is located in the Eastern part of the village of Sawyerville. The sand and gravel aquifer up to 20 feet thick occurs as a narrow band in the buried channel of the Eaton River and seems to pinch out west of the test well PP-22. The aquifer appears to be an intertill deposit that overlies glacial till and is overlain in turn by lacustrine clay and clay till. The test well PP-22 was screened between 96 and 104 feet below the ground surface elevation with a five inch diameter number 80 screen.

The second aquifer tested at this site is located in the central part of the village of Sawyerville. It is composed of a silty sand and gravel deposit with increasing silt content near the till interface. The aquifer has a relatively small extent. It is bounded on the north by the bedrock wall of the preglacial valley and seems to pinch out in the other directions. The test well PP-24 was completed in this unit at a depth of 84 feet below the ground surface a five inch diameter number 60 screen 12 feet long set between 72 and 84 feet.

Finally, the third aquifer investigated at Sawyerville is situated in the western corner of the village. There the top of the aquifer occurred at a depth of 78 feet and the test well PP-18 was screened between 78 and 98 feet below the ground surface with a five inch diameter number 60 screen in order to get the maximum well efficiency. The aquifer consists of a clean sand and gravel unit overlain by glacial till and underlain by clay sediments.

The effect of pumping well PP-22 at a constant rate of 60 gpm for 30 hours was measured in the pumped well and in observation wells F-14 and PO-A. The time-drawdown graphs (Fig. 9) indicate the existence of hydrologic barriers shown by three upward deviations from the Theis curve. In F-14 these occur at 7, 25, and 140 minutes after the pump test began. The value of "s" in the last match point suggests the existence of 20 image wells, demonstrating the complex form of the bounded aquifer

qu'une forme lenticulaire des zones les plus perméables. Trois puits de pompage mis en place dans la vallée enfouie (type II) de la rivière Eaton ont permis de connaître les potentialités aquifères et les relations hydrogéologiques entre les diverses unités. Pour les fins de l'étude on a utilisé les piézomètres existants ainsi que deux autres puits d'observation. L'emplacement de ces différents puits de même que les coupes géologiques apparaissent respectivement à la figure 9 et au bas des figures 10 et 11.

Le premier aquifère étudié à cet endroit se trouve dans la partie est du village de Sawyerville. Il comprend du sable et du gravier atteignant jusqu'à 20 pieds d'épaisseur; il forme une étroite bande dans le chenal enfoui de la rivière Eaton et semble biseauté à l'ouest du puits d'essai PP-22. L'aquifère serait confiné entre un till glaciaire à la base et une argile lacustre et un till argileux au-dessus. On a installé dans le PP-22 une crépine No 80 de 5 pouces de diamètre entre les niveaux 96 et 104 pieds.

Le deuxième aquifère de la région, dans la partie centrale du village de Sawyerville, a également fait l'objet d'essais. Il est constitué de sable silteux et de gravier, dont la teneur en silt augmente près du contact du till. Il forme un aquifère relativement peu étendu, limité au nord par le mur rocheux de la vallée préglaciaire et semble se terminer en biseau dans les autres directions. Le puits d'essai PP-24, complété dans cette unité, atteint une profondeur de 84 pieds; il est muni d'une crépine No 60 de 5 pouces de diamètre sur 12 pieds de longueur installée à la base du puits.

Enfin, le troisième aquifère se situe dans le coin ouest du village de Sawyerville. Il comprend une formation de sable et de gravier propre sous-jacente à un till glaciaire et reposant sur de l'argile. On y a aménagé le puits d'essai PP-18 qui recoupe le toit de l'aquifère à 78 pieds de profondeur. Pour obtenir un rendement maximum de ce puits on a cru bon d'installer une crépine No 60 de 5 pouces de diamètre sur une longueur de 20 pieds jusqu'à l'horizon 98 pieds.

Au cours du pompage du puits PP-22 à un débit constant de 60 g.p.m. et d'une durée de 30 heures, on a mesuré les rabattements dans le puits lui-même et les puits d'observation F-14 et PO-A. Les courbes rabattement-temps tracées à partir de ces données (Fig. 9) font voir trois segments qui dévient vers le haut par rapport à la courbe standard de Theis; ceci signifie qu'il existe des barrières hydrologiques. Pour F-14, on note ce phénomène après 7, 25 et 140 minutes de pompage. Le dernier point de coïncidence

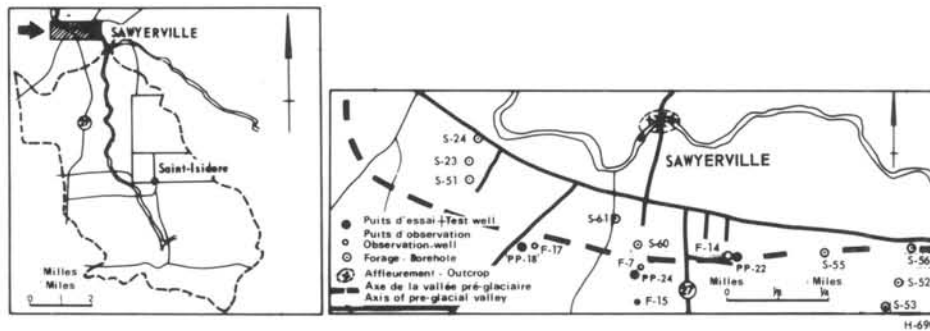
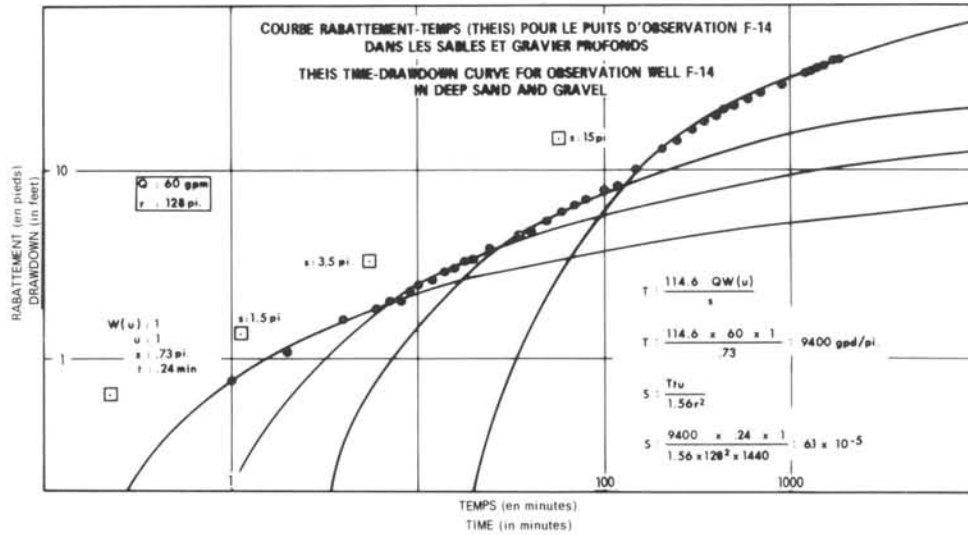
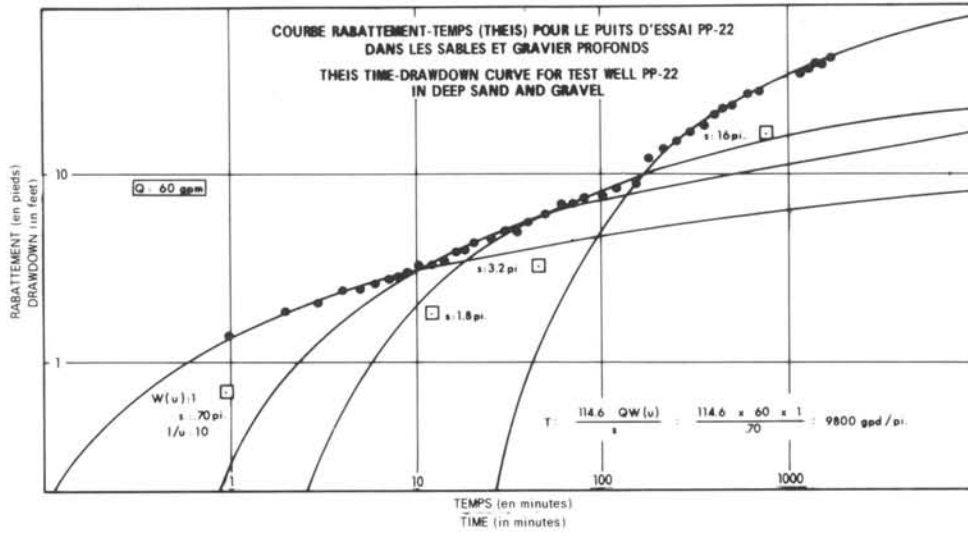


Figure 9 ESSAI SUR L'AQUIFÈRE DE SAWYERVILLE, PUIS D'ESSAI PP-22
AQUIFER TEST AT SAWYERVILLE, Test well PP-22

which is laterally restricted and wedge-shaped.

The pumping well PP-22 has considerably less drawdown than predicted which could be due to various effects such as a higher permeability of the aquifer zone near the well, percolation of surface water, or contribution of some water-bearing horizons in the till along the casing of the unsealed test well. However this effect should not influence significantly the calculated values of aquifer parameters (table VII), because T and S are determined from the early time-drawdown data.

The average permeability of the deep sand and gravel aquifer is 700 gpd/ft² and the rapid decline of artesian pressure with time suggests that the recoverable quantity of water in this artesian aquifer is around 1.5 million gallons.

donne à "s" une valeur qui indique l'existence de 20 puits images, ce qui démontre l'allure complexe de l'aquifère limité sur les côtés et ayant la forme d'un biseau.

Le puits de pompage PP-22 a subi un rabattement moins grand que prévu, ce qui peut s'expliquer par une perméabilité plus élevée aux abords du puits, une percolation de l'eau de surface, ou un apport d'eau d'un horizon aquifère dans le till lui-même, qui s'écoule le long du tubage non cimenté. Cependant, ce phénomène ne devrait pas influencer de façon significative les valeurs calculées des paramètres T et S de l'aquifère (tableau VII) puisqu'on les a déterminés à partir du premier segment de la courbe rabattement-temps.

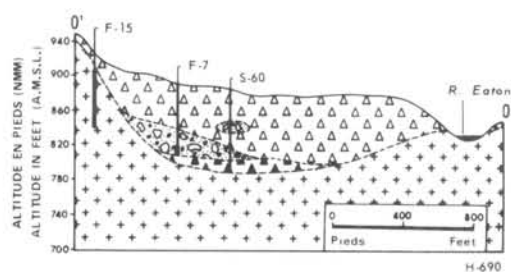
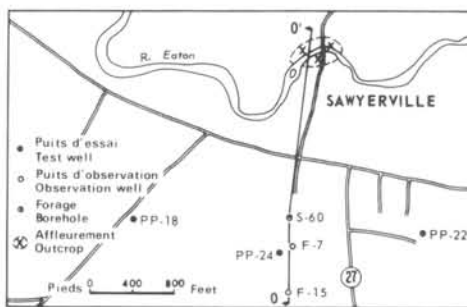
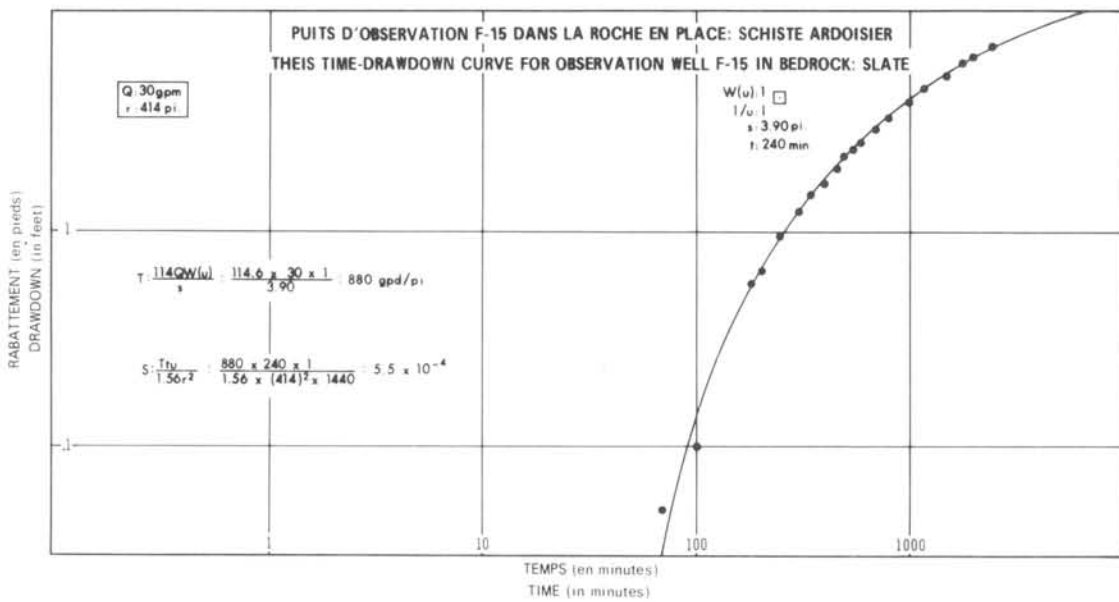
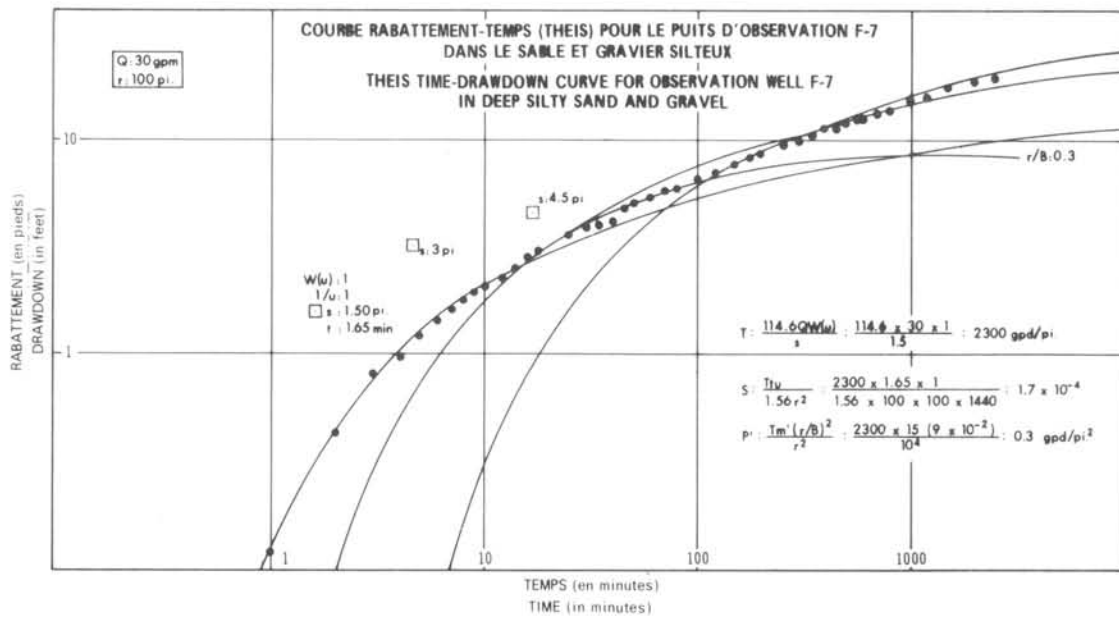
La perméabilité moyenne de l'aquifère de sables et graviers profonds s'établit à 700 gpj/pi²; la baisse rapide de la pression artésienne en fonction du temps laisse supposer que la quantité d'eau récupérable est d'environ 1.5 million de gallons d'eau.

WELL - PUITTS	s Drawdown, in feet, after 30 hours of pumping Rabattement, en pieds, après 30 heures de pompage		T (gpd/ft) (gpj/pi)	S
PP-22	42.0*	Drawdown Rabattement	9,800	-----
F-14	40.13	Drawdown Rabattement	9,400	6.1 x 10 ⁻⁵
		Recovery Remontée	9,700	1.3 x 10 ⁻⁴
PO-A	40.04	Drawdown Rabattement	9,800	2.0 x 10 ⁻⁴
		Recovery Remontée	8,600	4.9 x 10 ⁻⁴
* Extrapolated value - Valeur extrapolée				

Tableau VII - Valeurs de T et S de l'aquifère captif de Sawyerville
Table VII - Values of T and S for the confined aquifer of Sawyerville

The effect of pumping well PP-24 at a constant rate of 30 gpm was measured in piezometer F-7 intersecting the silty sand and gravel unit and in F-15 installed in the nearby valley-wall bedrock composed of fissured slate. These observation wells are located, respectively,

Lors du pompage du puits PP-24 à un taux constant de 30 g.p.m., on a mesuré les rabattements dans deux piézomètres, F-7 et F-15, respectivement situés à 100 et 414 pieds du puits de pompage; le premier recoupe une formation de sable et gravier silteux et le deuxième est terminé dans



**Figure 10 ESSAI SUR L'AQUIFERE DE SAWYERVILLE, PUIT D'ESSAI PP-24
 AQUIFER TEST AT SAWYERVILLE, Test well PP-24**

100 and 414 feet from the pumping well. The time-drawdown graphs of F-7 and F-15 are shown on figure 10 and the hydraulic properties determined are summarized in table 8.

The Theis time-drawdown graph for observation well F-7 (Fig. 10) indicates that this artesian aquifer is bounded on two sides by absolute hydrologic barriers since "s" values of the second and third match point are twice and three times the original value. However the hydrologic interpretation of the non-equilibrium flow does not reflect the actual field conditions. The hydraulically connected valley wall bedrock formation with a transmissivity of 880 gpd/ft (as observed in piezometer F-15) should have a positive effect on the time-drawdown curve of observation well F-7. Also the existence of a highly permeable unit west of the actual test well will be demonstrated in the following aquifer test analysis. This should be reflected in the time-drawdown curve as partial barrier and recharge boundary. Obviously, in the present case, the pump test results fail to indicate the nature of the boundaries and the hydrologic configuration of the aquifer.

The numerous barriers mask the influence of the positive boundaries and the resulting effect is an apparent two absolute barrier aquifer system. Leakage seems to occur from a more silty portion of the aquifer system, giving a vertical coefficient of permeability of 0.3 gpd/ft². The test indicates a horizontal permeability of 125 to 80 gpd/ft², depending on whether the aquifer thickness is considered to be 20 or 30 feet.

Previously, a short pump test on well F-15 had revealed a transmissivity of 450 gpd/ft, half the value determined from this pump test. This could be due to the fact that anisotropy of fractured rock has more influence on a pumping well than on an observation well. Another explanation of this phenomenon would be the effect of the boundary which causes the apparent transmissivity of the bedrock to be greater than it is (Nind, 1965).

An evaluation of the storage capacity indicates that this aquifer contains a huge volume of water disproportionate to the areal extent of the aquifer as determined

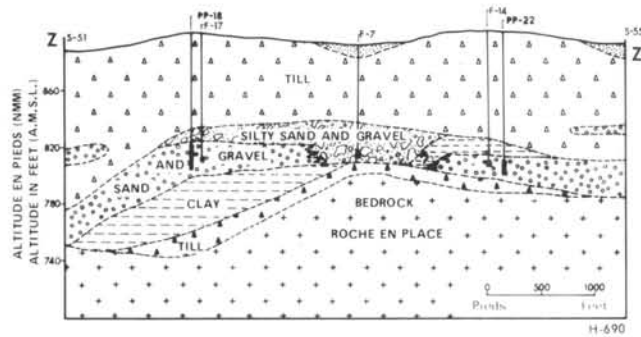
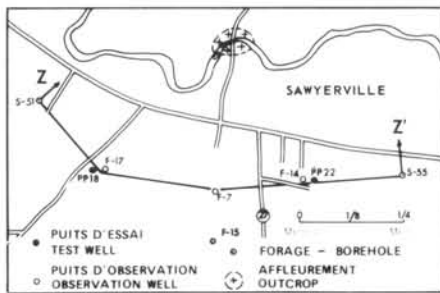
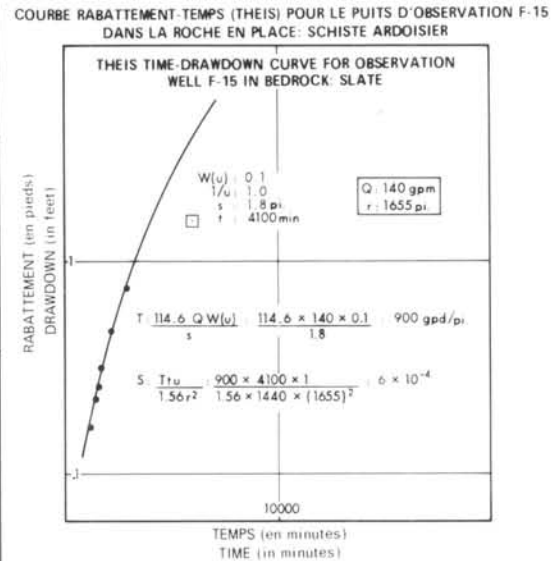
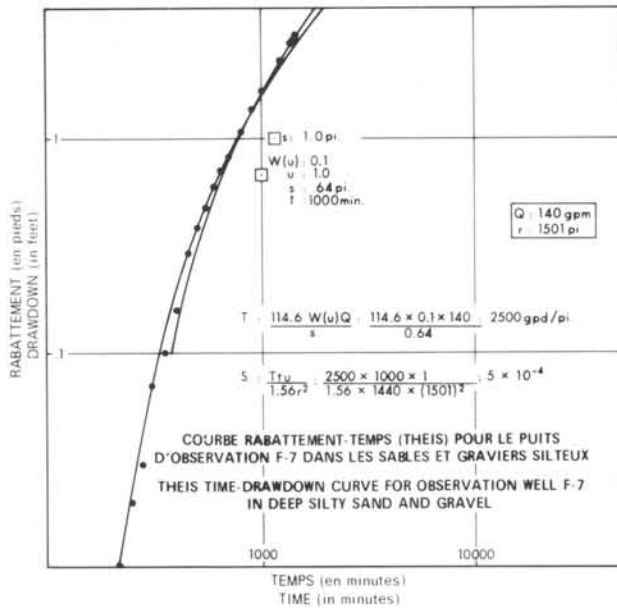
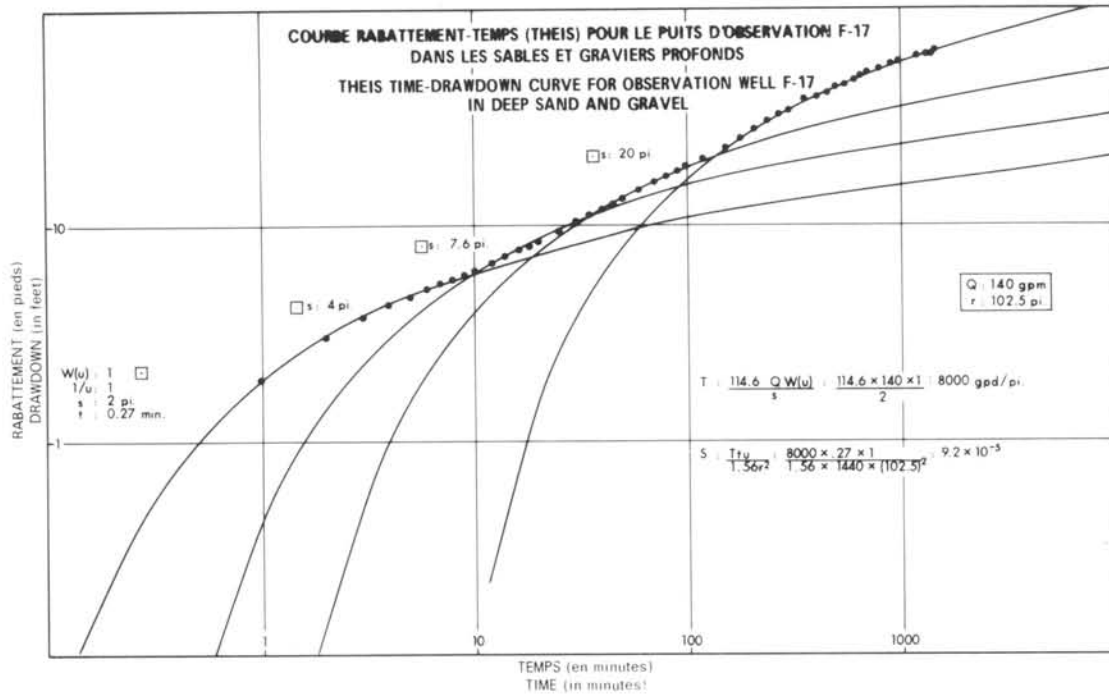
l'ardoise fissurée du mur de la vallée, sis à proximité. La figure 10 fait voir les courbes rabattement-temps obtenues et le tableau 8 résume les propriétés hydrauliques obtenues.

La courbe rabattement-temps de Theis pour F-7 (Fig. 10) révèle qu'on est en présence d'un aquifère artésien limité sur ses deux faces par des barrières hydrologiques absolues. En effet les deuxième et troisième points de coïncidence donnent à "s" des valeurs qui excèdent par deux et trois la valeur originale. Toutefois, l'interprétation hydrologique de l'écoulement en régime transitoire ne reflète pas fidèlement les conditions de terrain. La formation rocheuse du mur de la vallée, reliée hydrauliquement à l'aquifère, a une transmissivité de 880 gpj/pi, telle qu'observée au piézomètre F-15; elle devrait influencer positivement la courbe rabattement-temps du puits d'observation F-7. De plus, l'existence d'une formation hautement perméable, à l'ouest du puits d'essai, sera mise en évidence lors de l'analyse de l'essai de pompage du puits PP-18. Ce phénomène ne devrait apparaître sur la courbe rabattement-temps comme une frontière mi-négative, mi-positives. De toute évidence, dans le cas présent, les résultats de l'essai de pompage n'indiquent ni la nature des frontières ni la configuration hydrologique de l'aquifère.

Les nombreuses barrières masquent l'influence des frontières positives et l'effet qui en résulte se traduit apparemment par un système aquifère comportant deux barrières absolues. Il se produirait une perte d'eau en provenance d'une couche plus silteuse de l'aquifère, ce qui donne un coefficient de perméabilité verticale de 0.3 gpj/pi². L'essai indique une perméabilité horizontale qui varie entre 125 et 80 gpj/pi² selon que l'aquifère a 20 ou 30 pieds d'épaisseur.

Avant l'épreuve de pompage, on avait pompé le puits F-15 pendant une courte période. On avait alors calculé une transmissivité de 450 gpj/pi, soit la moitié seulement de la valeur obtenue lors du présent essai. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'anisotropie de la roche fissurée peut exercer une plus grande influence sur un puits de pompage que sur un puits d'observation. Une autre explication du phénomène serait l'effet de frontière qui provoquerait une transmissivité apparente de la roche en place plus grande qu'elle ne l'est en réalité (Nind, 1965).

Une évaluation de la capacité d'emmagasinement indique que l'aquifère contient un fort volume d'eau, ce qui est disproportionné par rapport à son étendue



**Figure 11 ESSAI SUR L'AQUIFERE DE SAWYERVILLE, PUIIS D'ESSAI PP-18
AQUIFER TEST AT SAWYERVILLE, Test well PP-18**

by the drilling, thus illustrating clearly the influence and the contribution of the hydraulically connected permeable units.

The aim of this aquifer test was to provide information on the degree of hydraulic connection between the three prime-transmitting zones and the adjacent valley wall bedrock by means of a high yield pumping test. The effect of pumping test well PP-18 at a constant rate of 140 gpm was measured in observation well F-17, intersecting the same aquifer, F-7, F-15 and F-14 previously described and at distances of 102.5, 1501, 1655 and 2620 feet from the pumping well, respectively.

The time-drawdown graph of observation well F-17 (Fig. 11) indicates the existence of three absolute barrier boundaries occurring after 10, 30 and 130 minutes of pumping, but it does not show the existence of partial hydrologic boundaries as suggested by the previous pumping test (PP-24).

Observation wells F-7 and F-15 (Fig. 11) responded to the hydraulic stress created by the pumping well, 200 and 1,200 minutes after the beginning of the pumping test. The values of the aquifer parameters, T and S, (table IX), are very similar to those calculated from the test on well PP-24 (table VIII). The "s" value of the second match point for the Theis time-drawdown graph of observation well F-7 clearly indicates the existence of a partial hydrologic barrier in the vicinity, while the same well did not indicate such a feature in the previous pumping test.

After five days of observation no noticeable effect was observed in observation well F-14 and this clearly indicates that either the cone of influence created by the test well PP-18 did not reach this confined aquifer or that an impermeable formation had prevented the depression cone from modifying the natural pressure head in this aquifer.

The three aquifer tests carried out in Sawyerville establish:

- 1) the complex lenticular nature of these water-bearing horizons as shown by the numerous upward deviations to the Theis curve,
- 2) a hydraulic connection between the artesian aquifer (PP-18), the silty sand and gravel unit (PP-24) and the adjacent valley wall slate formation (F-15),
- 3) an apparent closed and independant hydrologic system for the confined aquifer (PP-22).

déterminée lors des forages. Ce fait illustre clairement l'influence et la contribution des diverses unités hydrostratigraphiques reliées entre elles.

Le but de l'essai de pompage à fort débit est de préciser le lien hydraulique entre les trois zones à haute transmissivité et le mur rocheux adjacent de la vallée. A cet effet on a suivi l'influence du pompage du puits d'essai PP-18, à un taux constant de 140 gpm, dans les puits d'observation F-17, F-7, F-15 et F-14 déjà décrits et qui recoupent le même aquifère à des distances respectives de 102.5, 1501, 1655 et 2620 pieds par rapport au puits de pompage.

La courbe rabattement-temps du puits d'observation F-17 (Fig. 11) révèle l'existence de trois barrières absolues après 10, 30 et 130 minutes de pompage, mais elle n'indique aucune frontière hydrologique partielle, comme dans les essais précédents (PP-24).

Les puits d'observation F-7 et F-15 (Fig. 11) ont bien réagi au stress hydraulique engendré par le puits de pompage après 200 et 1200 minutes de pompage. Les valeurs des paramètres de l'aquifère (tableau IX), T et S sont presque identiques à celles que l'on a pu calculer, suite à l'essai du puits PP-24 (tableau VIII). Sur le graphique rabattement-temps du puits d'observation F-7, le second point de coïncidence donne pour "s" une valeur signifiant clairement qu'il existe une barrière hydrologique partielle dans les environs, contrairement à l'essai antérieur où un tel phénomène ne s'était pas manifesté.

Après 5 jours de pompage, le puits d'observation F-14 n'avait subi aucun effet. Ceci s'explique ainsi: soit que le cône d'influence créé par le puits d'essai PP-18 n'avait pas encore atteint l'aquifère captif, soit qu'une formation imperméable avait empêché le cône de dépression de modifier la hauteur piézométrique naturelle de l'aquifère.

Les trois essais effectués à Sawyerville démontrent:

- 1) la nature complexe et lenticulaire, de ces horizons aquifères, reflétée par les nombreuses déviations vers le haut par rapport à la courbe standard de Theis;
- 2) la relation hydraulique entre l'aquifère artésien (PP-18), l'unité de sable et de gravier silteux (PP-24) et la formation d'ardoise du mur adjacent de la vallée (F-15);
- 3) finalement pour l'aquifère fermé un système hydrologique indépendant et apparemment fermé (PP-22).

WELL - PUIT	Drawdown, in feet, after 43 hours of pumping Rabattement, en pieds, après 43 heures de pompage		T (gpd/ft) (gpj/pi)	S
PP-24	20.74	Drawdown Rabattement	2,760	-----
		Recovery Remontée	3,040	-----
F-7	19.60	Drawdown Rabattement	2,300	1.7×10^{-4}
		Recovery Remontée	2,500	3.3×10^{-4}
F-15	7.00	Drawdown Rabattement	880	5.5×10^{-4}
		Recovery Remontée	1,000	5.5×10^{-4}

Tableau VIII – Valeurs de T et S de l'aquifère de sable et gravier silteux de Sawyerville et du mur rocheux de la vallée
Table VIII – Values of T and S for the silty sand and gravel aquifer of Sawyerville and adjacent valley wall bedrock

Saint-Isidore d'Auckland Aquifer

The artesian aquifer of Saint-Isidore d'Auckland occurs as an intertill deposit in a narrow gorge of the preglacial valley of the Clifton River (type I). A geological cross section of the buried valley aquifer is included in figure 17. The aquifer has a width of approximately 400 feet and at the site tested is composed of 32 feet of stratified silty sand and gravel, the last 12 feet of which are most permeable.

The time-drawdown graphs of the pumping test and the aquifer parameters of the deep sand and gravel are given in Simard (1970). The average transmissivity and storage coefficient of the aquifer are respectively 10,100 gpd/ft and 1.7×10^{-4} . The pumping test revealed a two-barrier-boundary aquifer system. Computation indicated that this artesian aquifer could sustain a yield of 50 gpm, but will last only two years if it was pumped at a rate of 100 gpm.

Water level fluctuations

A piezometer is an instrument designed to record the natural pressure variations in a water-bearing horizon and the measurement obtained has the physical meaning of

Aquifère de Saint-Isidore d'Auckland

L'aquifère artésien de Saint-Isidore d'Auckland se présente comme un dépôt entre deux tills dans une gorge étroite de la vallée préglaciaire de la rivière Clifton (type I). Une coupe géologique de l'aquifère de la vallée fossile est incluse à la figure 17. L'aquifère s'étend sur une largeur approximative de 400 pieds et, à l'endroit de l'essai, il se compose de 32 pieds de sable et de gravier silteux stratifiés dont les 12 derniers pieds sont très perméables.

Simard (1970) donne les graphiques rabattement-temps de l'essai de pompage et les paramètres de l'aquifère de sables et graviers profonds. La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement moyen de l'aquifère sont respectivement de 10,000 gpj/pi et de 1.7×10^{-4} . L'essai a révélé un double système de frontières imperméables. Les calculs ont indiqué que cet aquifère artésien peut supporter un débit de 50 gpm, mais, à un taux de pompage de 100 gpm, il ne durerait que 2 ans.

Fluctuations des niveaux piézométriques

Un piézomètre est un instrument conçu pour enregistrer les variations naturelles de la pression dans un horizon aquifère, et les mesures ainsi obtenues

a hydraulic potential. The sensitivity of piezometers is directly proportional to the permeability of the material in which the intake section is installed and inversely proportional to the diameter of the pipe. In highly permeable material, like the deep sand and gravel, the size of the piezometer is not significant because the water level responds very quickly to pressure variations in the aquifer. In material of low permeability, considerable time lag may occur before the piezometer records the pressure of the formation water outside the intake area. In this case, the sensitivity of the piezometer can be increased by the use of reducers (Lissey, 1967).

In the Eaton River basin, piezometers were constructed and cemented according to a method described by Simard (1970). (1970). After their completion, the non-flowing piezometers were filled with water in order to measure the basic hydrostatic time lag. Piezometers F-4-a and F-3-b did not reach equilibrium until August, 1970 (Fig. 12), nearly three years after their completion, while only six months were required for stabilization of piezometers F-3-a and F-4-b.

The hydrographs of piezometers F-3-a, F-3-b, F-4-a, F-4-b and F-2-c (Fig. 12) set in low permeability bedrock along the flow profile AB previously studied, and those of F-2-a, F-2-b and F-14 (Fig. 13) intersecting the deep sand and gravel, show a maximum fluctuation throughout the year of one foot. Assuming a storage coefficient of 10^{-4} , this represents a real change in groundwater storage of about 0.001 inch. Even if piezometers set in the lateral flow zone have a low sensitivity, the magnitude of the fluctuations recorded in the prime transmitting horizons in the zone of groundwater discharge clearly demonstrates that the groundwater flow system is in a steady-state condition, with groundwater discharging at a constant rate and being little affected by the seasonal distribution of recharge. This effect is well illustrated by the horizontal slope of the long term hydrograph of the above piezometers, that reflects a state of hydrodynamic equilibrium between the input and the output in the groundwater reservoir.

The seasonal effect on the groundwater reservoir is best illustrated by the oscillation of the water table as recorded by observation wells F-6-p (Fig. 13), and F-3-p and F-4-p (Fig. 12). In permeable material like the river-terrace sand and gravel in which well F-6-p is completed, recharge occurs in spring time when the snow

représentent physiquement un potentiel hydraulique. La sensibilité des piézomètres est directement proportionnelle à la perméabilité du matériau dans lequel ils sont terminés et inversement proportionnelle au diamètre du tubage. Dans les matériaux très perméables, tels les sables et graviers profonds, les dimensions du piézomètre sont négligeables parce que le niveau de l'eau répond très rapidement aux variations hydrostatiques dans l'aquifère. Dans les matériaux peu perméables, un laps considérable de temps peut s'écouler avant que le piézomètre n'enregistre la pression de l'eau de la formation au voisinage immédiat de la zone d'entrée. Dans ce cas, l'emploi des réducteurs peut aider à accroître la sensibilité du piézomètre (Lissey, 1967).

Dans le bassin de la rivière Eaton, on a mis en place et cimenté des piézomètres selon une méthode décrite par Simard (1970). A la fin des travaux, on a rempli d'eau les piézomètres non coulants afin de mesurer le retard hydrostatique de base. Les piézomètres F-4-a et F-3-b n'atteignirent l'équilibre qu'en août 1970 (Fig. 12), soit près de 3 ans après leur mise en place, tandis que les piézomètres F-3-a et F-4-b prirent seulement 6 mois pour se stabiliser.

Les hydrogrammes des piézomètres F-3-a, F-3-b, F-4-a, F-4-b, et F-2-c (Fig. 12) de même que ceux de F-2-a, F-2-b et F-14 (Fig. 13) montrent une fluctuation maximale annuelle d'un pied; à noter que le premier groupe de piézomètres est terminé dans un roc peu perméable tandis que les piézomètres du deuxième groupe recoupent les sables et graviers profonds. Pour un coefficient d'emmagasinement de 10^{-4} , le changement dans la réserve d'eau souterraine serait de l'ordre de 0.001 pouce. Même si les piézomètres installés dans la zone d'écoulement latéral sont peu sensibles, l'amplitude des fluctuations enregistrées dans les principaux horizons conducteurs de la zone d'exutoire démontre clairement que l'écoulement souterrain se trouve en régime permanent. La répartition saisonnière de la réalimentation influence peu le débit constant à l'exutoire. Ce phénomène ressort assez bien sur l'hydrogramme à long terme où l'on note une pente nulle; ceci reflète un état d'équilibre hydrodynamique entre les apports et les sorties du réservoir souterrain.

L'oscillation du niveau d'eau dans les piézomètres F-3-p et F-4-p (Fig. 12) et F-6-p (Fig. 13) rend évident l'effet saisonnier sur les réserves d'eau souterraine. Ainsi dans un matériau perméable tel que les sables et graviers de terrasse de rivière dans lequel se trouve le puits F-6-p, la réalimentation se fait sentir au

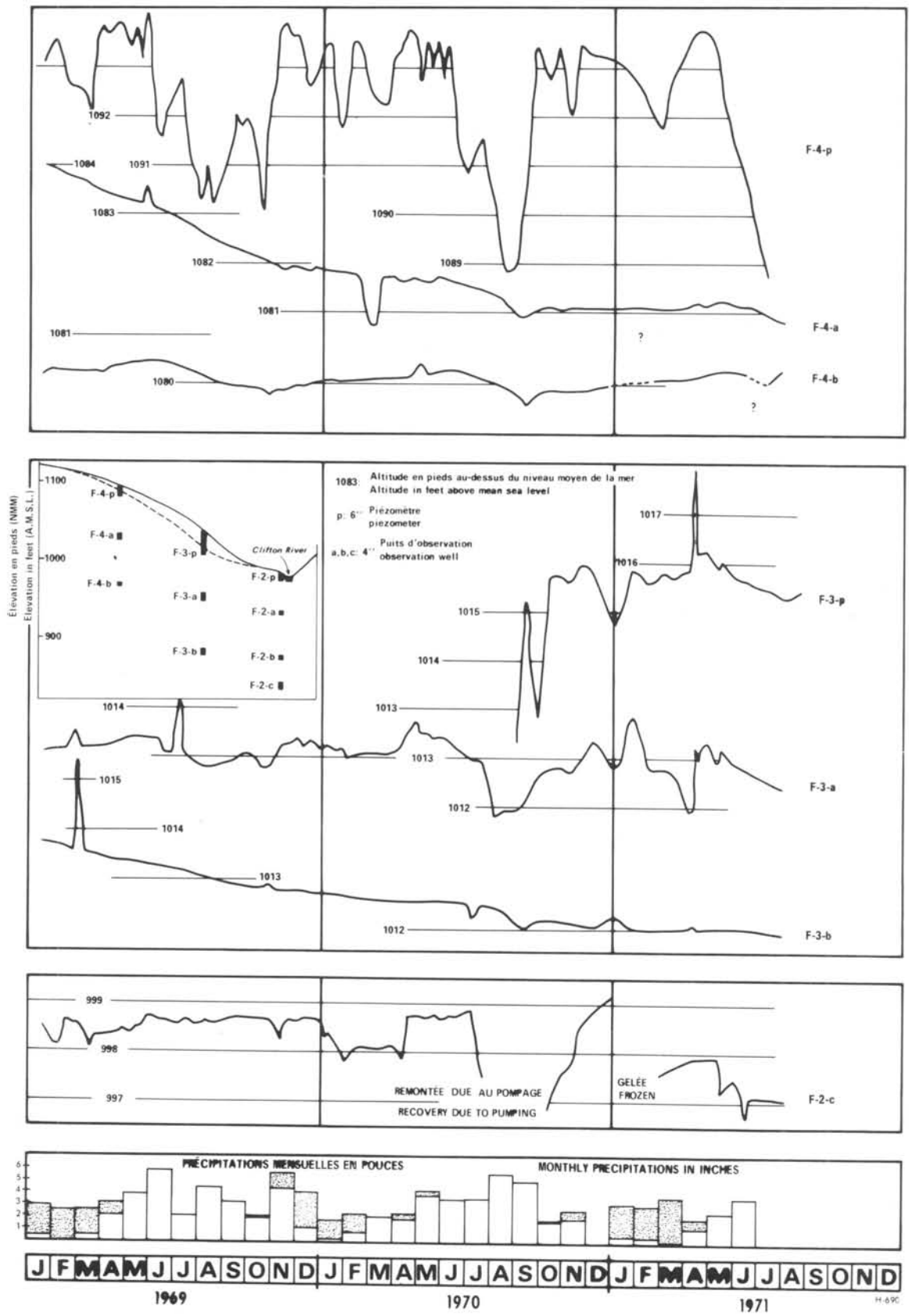


Figure 12 FLUCTUATIONS DES NIVEAUX D'EAU DANS LA ROCHE EN PLACE, VALLÉE DE LA RIVIÈRE CLIFTON
 WATER LEVEL FLUCTUATIONS IN BEDROCK ACROSS THE CLIFTON RIVER VALLEY

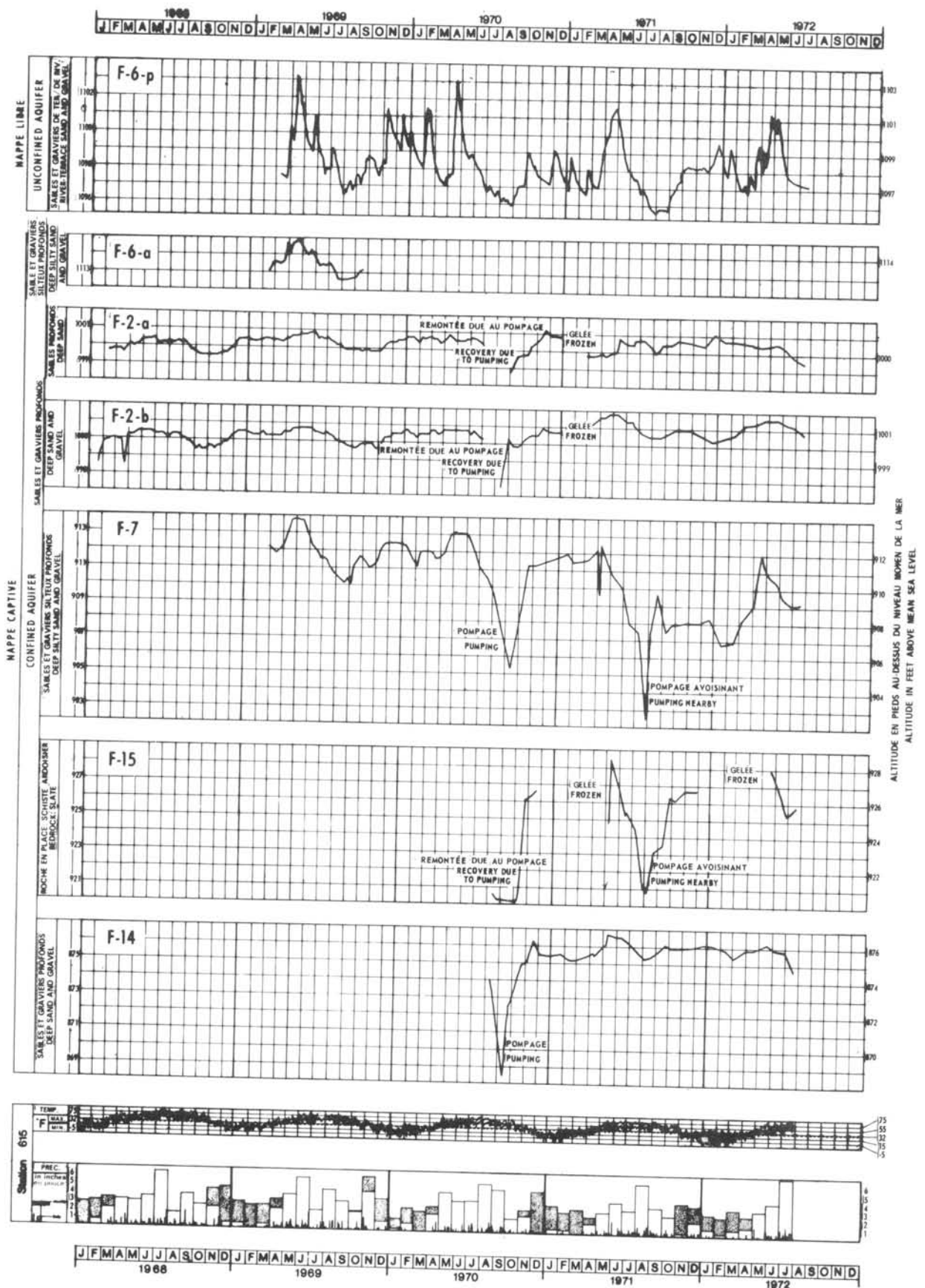


Figure 13 FLUCTUATION DES NIVEAUX D'EAU DANS LE SABLE ET LE GRAVIER DE TERRASSE DE RIVIÈRES, LES SABLES ET GRAVIERES PROFONDES, ET LE MUR ROCHEUX DE LA VALLÉE
 WATER LEVEL FLUCTUATION IN RIVER-TERRACE SAND AND GRAVEL, IN DEEP SAND AND GRAVEL AND IN THE VALLEY-WALL BEDROCK

melts. The water level recedes from April to September during the growing season when evapotranspiration is greatest. The aquifer receives little recharge in the fall period. In the upper fractured portion of the bedrock, recharge is more uniformly distributed due to the proximity of the water table to the surface and the small storage capacity of the bedrock.

printemps lors de la fonte des neiges. Entre avril et septembre, durant la saison de croissance où l'évapotranspiration est à son plus fort, le niveau d'eau s'abaisse. Au cours de l'automne, la réalimentation est presque négligeable. Dans la partie supérieure du roc fissuré, la réalimentation est plus uniforme à cause de la proximité de la nappe phréatique d'une part et, d'autre part, de la faible capacité d'emmagasinement du roc.

WELL - PUIITS	s Drawdown, in feet, after 24 hours of pumping Rabattement, en pieds, après 24 heures de pompage		T (gpd/ft) (gpj/pi)	S
PP-18		Drawdown Rabattement	7,900	-----
F-17	60.37	Drawdown Rabattement	8,000	9.2×10^{-5}
		Recovery Remontée	6,400	3.0×10^{-4}
F-7	2.96	Drawdown Rabattement	2,500	5.0×10^{-4}
		Recovery Remontée	-----	-----
F-15	0.26	Drawdown Rabattement	900	6.0×10^{-4}
		Recovery Remontée	-----	-----

Tableau IX-- Valeurs de T et S de l'aquifère artésien de Sawyerville et des formations adjacentes
Table IX-- Values of T and S for the artesian aquifer of Sawyerville and adjacent formations

The deep sand and gravel aquifers hydraulically connected with fractured rocks reflect the influence of the atmospheric input. The magnitude of the fluctuation is at least four times greater than the fluctuations observed in the deep sand and gravel aquifer recharged by low permeability bedrock. The hydrographs of piezometers F-7 and F-15 illustrate clearly this phenomenon. This seems to be a means of recognizing the material properties of the bedrock and the hydraulic connection between the deep aquifer and the upper layer of fractured Paleozoic rocks.

Piezometric fluctuations do not always represent change in groundwater storage. The case of Saint-Isidore d'Auckland illustrated this situation. The instantaneous

Les aquifères de sables et graviers profonds, reliés hydrauliquement aux roches fissurées, reflètent l'influence de l'apport atmosphérique. L'amplitude de la fluctuation du niveau d'eau est d'au moins 4 fois supérieure à celle que l'on observe pour les sables et graviers profonds réalimentés par la roche en place peu perméable; les hydrogrammes des piézomètres F-7 et F-15 illustrent clairement ce fait. C'est une bonne méthode de reconnaître les propriétés de la roche en place et le lien hydraulique entre l'aquifère profond et la partie supérieure des roches paléozoïques fissurées.

Les fluctuations piézométriques ne représentent pas toujours un changement dans l'emmagasinement souterrain, à preuve le cas de Saint-Isidore d'Auckland. La réaction

response of the deep aquifer to atmospheric input is not consistent with the tight nature of the bedrock encountered in the drilling at Saint-Isidore d'Auckland. The barometric efficiency of this aquifer was found to be 16% from sporadic measurements of barometric pressure versus piezometric level. The magnitude of the fluctuations in the deep aquifer is roughly 50% that of the overlying surficial aquifer (Fig. 17). The loading effect created by the recharge of the surficial aquifer cannot explain the intensity of the fluctuations recorded.

The author believes that water level responses in the piezometer are caused by change in stage of the Clifton River. The potential river efficiency (Walton, 1962) is 84% and the distance between the stream and the aquifer dampens the amplitude of the variation observed in the aquifer. Thus, water level fluctuations observed in piezometer F-6-a would not represent a real change in groundwater storage but a pressure effect created by the variation of discharge in the Clifton River and the recharge of the surficial aquifer.

Natural water level fluctuations as well pump testing show the limited resource of the deep aquifers and the necessity to estimate the magnitude of the recharge. The isotope studies will serve later on to estimate the natural rate of replenishment of these groundwater reservoirs.

ISOTOPE ANALYSIS

The stable isotopes of oxygen, hydrogen, carbon and sulphur as well as the radioactive isotopes (tritium and carbon-14) are the most common natural isotopes used in hydrological studies. They provide a good means of studying some components of the water cycle such as atmospheric input, infiltration and subsurface flow.

Since the symposium held in Tokyo (IAEA, 1963), theoretical considerations have led to practical applications, and a growing number of workers have become aware of the potential of natural isotope studies in hydrology. However in Canada, very few attempts have been made to test the usefulness of natural isotopes in hydrogeology. Brown (1961), Freeze (1969a) and Dessureault (1970) have used tritium to date groundwater. Hitchon and Friedman (1969) have studied formation waters with the help of

instantanée de l'aquifère profond à l'apport atmosphérique cadre mal avec la nature compacte de la roche tel que l'ont révélé les forages. L'efficacité barométrique de cet aquifère était de 16 pour cent selon un calcul fait à partir de mesures sporadiques de la pression barométrique et du niveau piézométrique. L'amplitude des fluctuations dans l'aquifère profond correspond à quelque 50 pour cent de celle de l'aquifère superficiel (Fig. 17). L'effet de charge créé par la réalimentation de l'aquifère de surface ne peut expliquer l'intensité des fluctuations enregistrées.

L'auteur est d'avis que le niveau d'eau dans le piézomètre réagit en fonction des variations du niveau de la rivière Clifton. L'efficacité potentielle de la rivière (Walton, 1962) est de 84 pour cent et la distance qui sépare la rivière de l'aquifère a pour effet d'amortir l'amplitude de la variation que l'on observe dans l'aquifère. Ainsi, les fluctuations du niveau de l'eau dans le piézomètre F-6-a, ne représenteraient pas un changement réel dans l'emmagasinement souterrain mais plutôt un effet piézométrique dû à la variation de l'exutoire dans la rivière Clifton et à la réalimentation de l'aquifère de surface.

Les fluctuations naturelles du niveau de l'eau, de même que les essais de pompage, démontrent que les potentialités de l'aquifère profond sont limitées et qu'il est nécessaire d'évaluer l'amplitude de la réalimentation. C'est la raison pour laquelle on a entrepris des études isotropiques, comme on le verra plus loin.

ANALYSE ISOTOPIQUE

Les isotopes stables de l'oxygène, de l'hydrogène, du carbone et du soufre ainsi que les isotopes radioactifs, tritium et carbone-14, sont les plus fréquemment utilisés au cours d'études hydrologiques. Ils fournissent un bon moyen de déterminer certaines composantes du cycle de l'eau tels que l'apport atmosphérique, l'infiltration et l'écoulement souterrain.

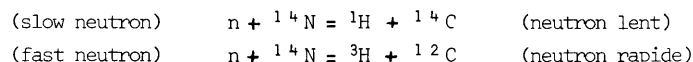
Suite au symposium de Tokyo (IAEA, 1963), les théories mises de l'avant ont débouché sur des applications pratiques et un nombre croissant de chercheurs ont reconnu les possibilités de l'étude des isotopes naturels dans le domaine de l'hydrologie. Cependant, au Canada, on a réalisé très peu d'essais dans le but de vérifier l'utilité des isotopes naturels en hydrogéologie. Brown (1961), Freeze (1969 a) et Dessureault (1970) ont utilisé le tritium pour déterminer l'âge de l'eau souterraine, tandis que Hitchon

stable isotopes.

This chapter presents a brief introduction to the theoretical aspects and practical applications regarding the use of stable and radioactive isotopes to evaluate time in hydrogeology and to delineate flow systems in the Eaton River basin. The studies involved analyses of oxygen-18, carbon-14 and tritium, as well as detailed chemical analyses.

Origin of tritium and carbon-14

The curiosity of man regarding the effects of cosmic radiation on the earth and on the earth's atmosphere led to the discovery of tritium and carbon-14. The two main components of the earth's atmosphere, oxygen and nitrogen, are bombarded by neutrons produced by cosmic rays. Oxygen is essentially inert to neutrons, but nitrogen-14 reacts to form carbon-14 and tritium (radioactive hydrogen of mass 3) in the following manner (Libby, 1967):



Tritium is introduced in the water molecule (HTO) and reaches the surface of the earth with precipitation. Carbon-14 combines with oxygen to form carbon dioxide and enters in the atmosphere-biosphere system, where the concentration reaches equilibrium when the decay of carbon-14 is balanced by the production of new carbon-14.

The long series of testing of nuclear devices, starting in the early fifties, contaminated the entire atmosphere with artificial tritium and this contamination has drastically raised the pre-bomb tritium content of rainfall, thus creating an excellent tracer for ground-water systems.

The law of radioactive decay

The fundamental law of radioactive decay states that the number of atoms disintegrating per unit time is proportional to the number of radioactive atoms present (Moorbath, 1970):

$$-\frac{\partial N}{\partial t} = \lambda N \quad (5.1)$$

which may be integrated to obtain:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (5.2)$$

where λ is the decay constant, N_0 indicates the number of radioactive atoms originally present, and N the

et Friedman (1969) ont appliqué les isotopes stables à l'étude des eaux de certaines formations.

Le présent chapitre traite brièvement de l'aspect théorique et des applications pratiques sur l'usage des isotopes stables et radioactifs pour évaluer la notion de temps en hydrogéologie et pour délimiter les systèmes d'écoulement dans le bassin de la rivière Eaton. L'étude comporte des analyses de l'oxygène-18, du carbone-14 et du tritium de même que des analyses chimiques.

Origine du tritium et du carbone-14

La curiosité de l'homme, en ce qui a trait aux effets de la radiation cosmique sur la terre et son atmosphère, a conduit à la découverte du tritium et du carbone-14. Les rayons cosmiques produisent des neutrons qui bombardent les deux principales composantes de l'atmosphère terrestre, soit l'oxygène et l'azote. L'oxygène est essentiellement inerte vis-à-vis des neutrons, mais l'azote-14 réagit pour former le carbone-14 et le tritium (hydrogène radioactif de masse 3) de la façon suivante (Libby, 1967):

Le tritium s'introduit dans la molécule d'eau (HTO) et atteint la surface de la terre avec la précipitation. Le carbone-14 se combine à l'oxygène pour former le dioxyde de carbone et s'introduit dans le système atmosphère-biosphère où sa concentration atteint l'équilibre quand la production de carbone-14 fait contrepoids à sa désintégration.

Depuis le début des années 50, la longue série d'essais nucléaires a contaminé l'atmosphère toute entière de tritium artificiel, contamination qui a contribué à augmenter grandement la teneur en tritium de l'eau de pluie et par le fait même à créer un excellent traceur pour les systèmes aquifères.

Loi de la désintégration radioactive

La loi fondamentale de la désintégration radioactive stipule que le nombre d'atomes qui se désintègrent, par unité de temps, est proportionnel au nombre d'atomes radioactifs présents (Moorbath, 1970):

$$-\frac{\partial N}{\partial t} = \lambda N \quad (5.1)$$

qui peut être intégré pour donner:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (5.2)$$

où " λ " est la constante de désintégration " N_0 " le nombre d'atomes radioactifs présents au début et " N " le nombre

number present at time, t . Transforming the equation, we obtain a relation which enables us to compute the time elapsed since the removal of a substance from the atmosphere-biosphere reservoir:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A} \quad (5.3)$$

where t is the age in years, A_0 the original concentration of radioactive element and A the present concentration remaining after natural decay. As the time needed for a radionuclide to lose a certain amount of its radioactivity varies with each radionuclide, the term "half-life" is used to characterize a radionuclide. The half-life (T) is the time required for a particular isotope to lose 50% of its original radioactivity and it is related to the decay constant by the following equation:

$$T = 0.693/\lambda \quad (5.4)$$

The half-lives of tritium and carbon-14 are respectively 12.26 years and 5,568 years. By combining equations (5.3) and (5.4) and the appropriate half-life, two equations are obtained which allow calculation of the age of groundwater (t) by means of tritium and carbon-14 measurements. These expressions are:

$$\text{for tritium } t \text{ (in years)} = 40.69 \log_{10} \frac{A_0}{A} \quad (5.5) = \text{pour le tritium: } t \text{ (en années)}$$

$$\text{for carbon-14 } t \text{ (in years)} = 18,500 \log_{10} \frac{A_0}{A} \quad (5.6) = \text{pour le carbone-14: } t \text{ (en années)}$$

Transit time of groundwater

Due to the relatively short half-life of tritium (12.26 years), this radionuclide is particularly useful for determining the age of groundwater circulation in rapid flow systems. On the other hand carbon-14 with its half-life of 5,568 years is appropriate to date groundwater associated with regional groundwater flow systems or groundwater flowing in low permeability terrain.

The potential limit of application of natural tritium as a dating tool is approximately four half-lives or 50 years, whereas radiocarbon can be used to date events varying from a few hundred years to 40,000 years in the past.

A group of 15 wells and piezometers installed in the various hydrostratigraphic units of the Eaton River basin were selected to study the age of formation waters by means of tritium. The wells and piezometers constituting this network are shown on figure 3. A total of

d'atomes présents au temps " t ". En transformant l'équation, on obtient une relation qui permet de calculer le temps écoulé depuis le prélèvement d'une substance dans le réservoir atmosphère-biosphère.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A} \quad (5.3)$$

dans laquelle " t " indique l'âge en années, " A_0 " la concentration de l'élément radioactif à l'origine et " A " sa concentration actuelle due à l'effet de la désintégration. Le temps requis pour qu'un radionucléide perde une partie de sa radioactivité varie avec chaque radionucléide et se définit sous le terme de "demi-vie"; il sert à caractériser un radionucléide donné. La demi-vie " T " est le temps requis à un isotope pour perdre 50 pour cent de sa radioactivité originelle; elle est reliée à la constante de désintégration par l'équation:

$$T = 0.693/\lambda \quad (5.4)$$

Les demi-vies du tritium et du carbone-14 sont respectivement de 12.26 et de 5,568 années. A l'aide des équations (5.3) et (5.4) et de la demi-vie appropriée, on obtient deux équations qui permettent de calculer l'âge " t " de l'eau souterraine à partir de mesures de la teneur en tritium et en carbone-14. Elles s'expriment ainsi:

Temps de séjour de l'eau souterraine

A cause de la demi-vie relativement courte du tritium (12.26 ans), ce radionucléide est tout indiqué pour déterminer l'âge de l'eau souterraine dans les systèmes à écoulement rapide. D'autre part, le carbone-14 qui possède une demi-vie de 5,568 ans, se prête particulièrement bien à la datation de l'eau souterraine associée aux systèmes d'écoulement régionaux ou aux eaux souterraines qui se déplacent dans des terrains peu perméables.

La limite théorique d'utilisation du tritium naturel comme instrument de datation, est approximativement de quatre demi-vies ou de 50 ans; le carbone radioactif pour sa part sert plutôt à dater des événements dont l'âge varie entre quelques centaines d'années et 40,000 ans.

Nous avons choisi un groupe de 15 puits et piézomètres, aménagés dans les diverses unités hydrostratigraphiques du bassin de la rivière Eaton, pour connaître l'âge de l'eau souterraine à l'aide de tritium. La localisation de ce réseau de puits et piézomètres apparaît

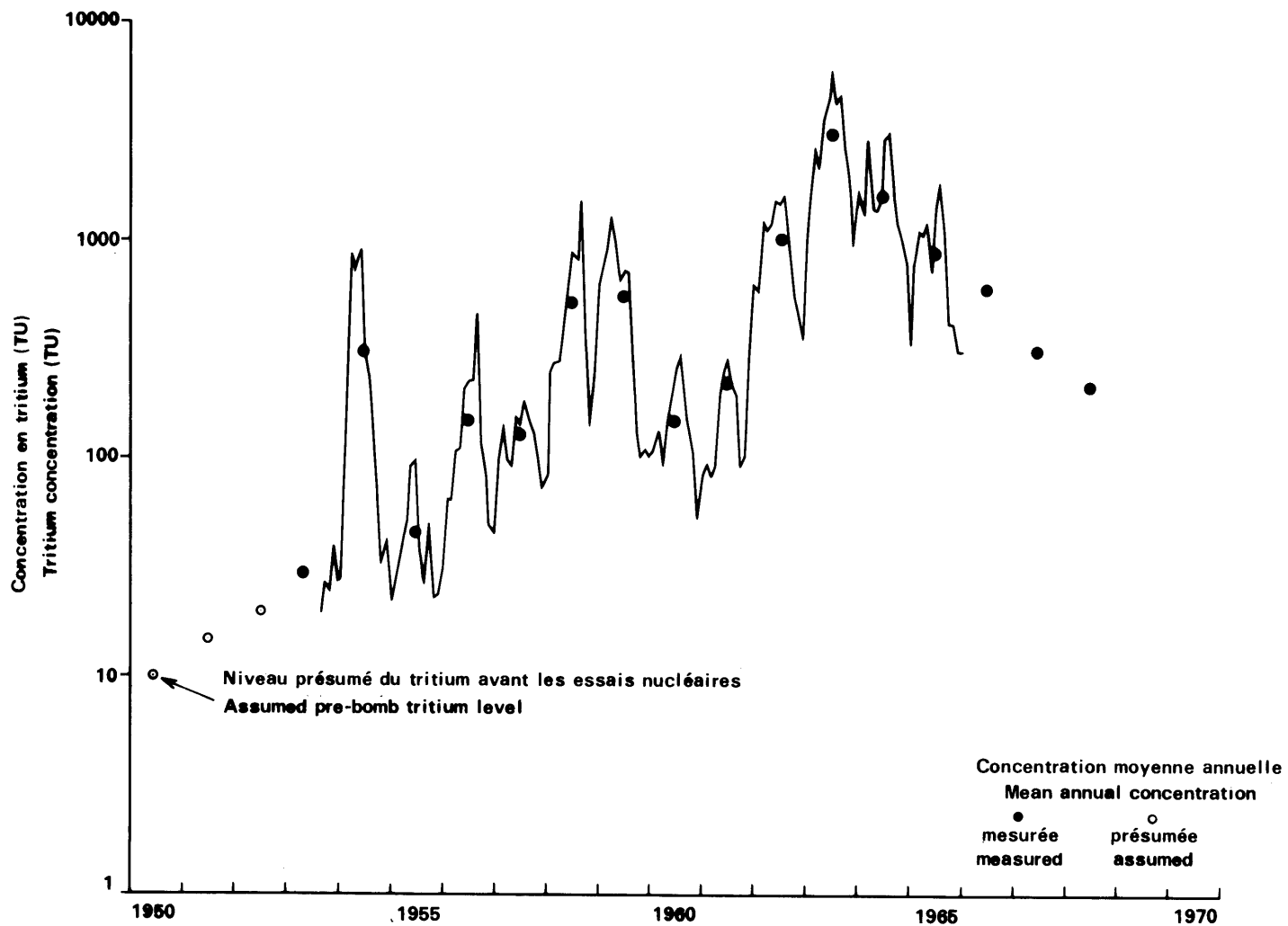


Figure 14 TENEURS MESURÉES OU PRÉSUMÉES EN TRITIUM DES PRÉCIPITATIONS À OTTAWA, ENTRE 1950 ET 1968
OBSERVED OR ASSUMED VALUES OF TRITIUM CONCENTRATION IN OTTAWA PRECIPITATION FROM 1950 TO 1968

(IAEA 1969, 1970 et Brown, 1970)

(IAEA 1969, 1970 and Brown, 1970)

28 tritium determinations and four carbon-14 analyses have been performed, all by Teledyne Isotopes, New Jersey.

a) Tritium dating

The tritium content of precipitation in Canada has been measured continuously in Ottawa since August 1953 (Fig. 14). A maximum fallout peak of 5,817 TU (1 TU = 1 tritium atom per 10^{18} hydrogen atoms) was observed in June 1963. Even the lowest value (19.8 TU) measured in August 1953 is thought to have been contaminated by nuclear tests (Brown, 1961) which raises the question of the natural tritium level in Ottawa before the nuclear tests.

Brown (1961) using correlations with other data chose 15.3 TU as representative of the natural tritium level produced by cosmic rays. The average of 9 rain-water samples collected between October 25 and December 29, 1953 at Palisades New York was 8.4 TU and Gilletti, Bazan and Kulp (1958) considered 8.0 TU as the natural tritium level if cosmic-ray production only is involved. Von Buttlar and Libby (1955) derived a value of 8 TU from 27 samples collected between December 1, 1952 and December 1953 at Chicago. A value of 10 TU was chosen for the natural tritium content of meteoric water prior to 1951 in the Eaton River basin.

With the help of a computer program, present tritium concentrations of groundwater infiltrated between 1920 and 1968 have been calculated by means of equation (5.5) assuming

- 1) a simple exponential decay from the time of the entry of meteoric waters into the ground,
- 2) a piston flow model, rather than the dispersive model, as suggested by Nir (1964), and
- 3) an initial tritium level equal to the observed or assumed mean annual concentration in Ottawa precipitations (Fig. 14).

For example, a groundwater sample assaying 217 TU in 1971 shows undoubtedly that infiltration occurred during the bomb testing period around 1959-1960. In this case water would have been introduced in the flow system 12 years before the sampling year.

à la figure 3. On a eu recours à la firme "Teledyne Isotopes" de New-Jersey pour effectuer au total vingt-huit (28) déterminations du tritium et quatre (4) analyses du carbone-14.

a) Datation au tritium

Depuis août 1953 (Fig. 14) on mesure continuellement à Ottawa, au Canada, la teneur en tritium des précipitations atmosphériques. On a ainsi enregistré en juin 1963 une retombée maximale de 5,817 TU (1 TU = 1 atome de tritium / 10^{18} atomes d'hydrogène). La valeur la plus faible (19.8 TU), mesurée en août 1953, semble due aux essais nucléaires (Brown, 1961); ceci pose alors le problème de la concentration en tritium naturel pour la région d'Ottawa avant les essais nucléaires.

A l'aide de corrélations avec d'autres données, Brown (1961) a choisi la valeur de 15.3 TU comme représentative du niveau de tritium naturel produit par les rayons cosmiques. Se basant sur la moyenne de 8.4 TU obtenue, suite à l'analyse de 9 échantillons prélevés entre les 25 octobre et 29 décembre 1953, à Palisades, New-York, Gilletti, Bazan et Kulp (1958) considèrent 8.0 TU comme le niveau de tritium naturel produit par les rayons cosmiques. Von Buttlar et Libby (1955) en sont arrivés à une valeur identique après avoir mesuré 27 échantillons prélevés entre décembre 1952 et décembre 1953, dans la région de Chicago. Pour les fins de notre étude nous avons choisi la valeur de 10 TU comme représentative de la teneur en tritium naturel de l'eau météorique du bassin de la rivière Eaton avant 1951.

L'informatique a permis de calculer les concentrations actuelles en tritium de l'eau souterraine, dont l'infiltration remonte à l'époque 1920-1968, à l'aide de l'équation (5.5) en se basant sur les hypothèses suivantes:

- 1) la désintégration, à partir du moment de l'infiltration de l'eau météorique dans le sol, suit une fonction purement exponentielle;
- 2) l'utilisation d'une simulation à écoulement non dispersif par Nir (1964);
- 3) enfin le niveau initial de la concentration en tritium est égal à la moyenne annuelle observée ou présumée à partir des précipitations dans la région d'Ottawa (Fig. 14).

Par exemple, un échantillon d'eau souterraine prélevé en 1971, indiqua une teneur de 217 TU, ce qui démontre sans doute que l'infiltration s'est produite pendant la période des essais nucléaires, aux environs de 1959/60. Dans ce cas, l'eau se serait introduite dans le système d'écoulement

Table X shows the tritium content of 17 samples taken in the deep sand and gravel aquifers, 10 in the bedrock lateral flow zone and one in a water table aquifer. The calculated year of infiltration and the transit time of groundwater since its introduction in the flow system are shown for each one. The results can be classified into three distinct groups.

12 ans avant l'année d'échantillonnage.

Le tableau X donne la teneur en tritium de 28 échantillons dont 17 proviennent des aquifères de sables et graviers profonds, 10 de la zone d'écoulement latéral de la roche en place et un d'un aquifère de surface. L'année d'infiltration obtenue par calcul et le temps de séjour de l'eau depuis son introduction dans le système, apparaissent dans chaque cas. On peut classer les résultats en trois groupes distincts.

Well Puits	Sampling Prélèvements y - m - d a - m - j	Tritium concentration (TU) Teneur en tritium	Calendar year of the precipitation Année de calendrier de la précipitation	Apparent age in years Age apparent en années
Municipal well Puits municipal St-Isidore d'Auckland	1970 Oct. 1	18.6 ± 1.1	1955	15
	1970 Oct. 27	25.1 ± 1.6		
	1971 Oct. 28	45.1 ± 1.8	1956-1957	15-16
	1972 Mar. 1	57.4 ± 2.2		
F-2-a	1971 Aug./Août 18	2.0 ± 0.3	1942-1943	28-29
	1972 Mar. 1	3.1 ± 0.3	1950	22
F-2-b	1970 Oct. 1	4.1 ± 0.3	1950-1951	19-20
	1970 Oct. 27	2.8 ± 0.3	1947	23
	1972 Mar. 1	2.8 ± 0.3	1949-1950	22-23
F-13	1971 Oct. 28	1.3 ± 0.3	1935	36
	1972 June/juin 21	4.4 ± 0.3	1950-1951	21-20
F-7	1971 Aug./août 18	50.7 ± 2.2	1955-1956	15-16
	1972 Mar. 1	72.9 ± 2.9	1960	12
F-15	1971 Sep. 23	217 ± 9	1959-1960	11-12
	1972 Mar. 1	208 ± 8	1959-1960	11-12
F-17	1971 May/Mai 10	36.2 ± 1.5		
PP-18	1972 Mar. 1	85.3 ± 3.3	1960-1961	11-12
PP-22	1971 Apr./Avr. 21	9.2 ± 0.4	1952-1953	18-19
F-14	1972 June/Juin 6	1.7 ± 0.2	1941	31
F-3-a	1971 Oct. 20	71.2 ± 2.8	1960	11
	1972 June/Juin 21	68.2 ± 2.7	1957-1958	14-15
F-3-b	1971 Oct. 20	8.5 ± 0.4	1952-1953	18-19
	1972 June/Juin 21	8.7 ± 0.4	1952-1953	19-20
F-4-a	1971 Oct. 28	78.7 ± 3.1	1960	11
	1972 June/Juin 21	61.0 ± 2.5	1957-1958	14-15
F-4-b	1971 Oct. 28	7.9 ± 0.4	1952-1953	18-19
	1972 June/Juin 21	12.8 ± 0.5	1953-1954	18-19
F-6-p	1972 Mar. 1	139 ± 6		

Tableau X - Teneurs en tritium de l'eau souterraine
Table X - Tritium concentrations in groundwater

Group one (less than 5 TU)

The first group has extremely low tritium concentrations, ranging between 1.3 and 4.4 TU from piezometers F-2-a, F-2-b and F-13 tapping the East-Clifton artesian aquifer system and from F-14 intersecting the confined aquifer of Sawyerville. The results clearly indicate that these two aquifers contain water that entered the flow system prior to the bombtesting period. No precise age can be determined on the basis of these background values and the water is older than the calculated age.

Group two (between 5 and 20 TU)

This group comprises groundwater samples from piezometers F-3-b, F-4-b, test well PP-22 and municipal well of Saint-Isidore d'Auckland (first sampling). The values which range between 7.9 and 18.6 TU are considered as marginal values due to the possibility that a very small amount of recent water mixes with older tritium-poor water and increases its initial radioactivity to a post-bomb tritium level.

Group three (more than 20 TU)

This group includes all the remaining samples with concentrations ranging from 25.1 TU to 217 TU. In the Sawyerville area, consistency in the calculated transit times of groundwater circulating in three distinct, hydraulically connected aquifers shows clear evidence of a rapid flow system. The tritium measurements clearly indicate that water circulates from positions of recharge to sampling points (F-15, F-7, F-17 and PP-18) in 15 years or less. These results are compatible with the high permeability of the bedrock in this locality, indicated by the pump testing, which allows rapid movement into the aquifers.

A major problem associated with tritium dating is to evaluate the degree to which a sample represents the groundwater in the reservoir and to weigh the probability that a tritium-free water be contaminated by tritium-rich water (Freeze, 1969a). Such contamination is usually not detectable by ordinary chemical methods because a small percentage of tritium-rich water can contaminate an old water, so that the calculated apparent age is not valid.

Contamination by mixing can occur:

- 1) during the drilling and development of the well by injection in the aquifer of recent meteoric

Groupe 1 (moins de 5 TU)

Le premier groupe des concentrations en tritium extrêmement faibles, se situe entre 1.3 et 4.4 TU. Il concerne les piézomètres F-2-a, F-2-b et F-13 qui recourent l'aquifère artésien Clifton-Est ainsi que F-14, terminé dans l'aquifère captif de Sawyerville. Les résultats indiquent clairement que ces deux aquifères contiennent une eau qui s'est introduite dans le système d'écoulement avant la période des essais nucléaires. On ne peut préciser l'âge en se basant sur ces valeurs, mais tout laisse croire que l'âge de l'eau est plus grand que celui obtenu par calcul.

Groupe 2 (entre 5 et 20 TU)

Ce groupe comprend des échantillons d'eau provenant des piézomètres F-3-b et F-4-b, du puits d'essai PP-22 et du puits municipal de Saint-Isidore d'Auckland (premier échantillonnage). Les teneurs varient entre 7.9 et 18.6 TU. On les considère marginales du fait qu'une très petite quantité d'eau récente se serait mélangée à l'eau plus âgée, pauvre en tritium; ceci aurait accru sa radioactivité initiale à un niveau comparable à la période ultérieure aux essais nucléaires.

Groupe 3 (plus de 20 TU)

Celui-ci concerne le reste des échantillons dont les concentrations varient entre 25.1 et 217 TU. Dans la région de Sawyerville, le temps de parcours calculé de l'eau souterraine dans 3 aquifères distincts hydrauliquement reliés, démontre l'évidence d'un écoulement rapide. Les mesures du tritium indiquent de toute évidence que l'eau prend moins de 15 ans pour parcourir la distance entre les points d'échantillonnage (F-15, F-7, F-17 et PP-18). Ces résultats sont compatibles avec la haute perméabilité de la roche en place de cette localité, favorisant ainsi une circulation rapide dans les aquifères, tel que l'indiquent les essais de pompage.

Evaluer le degré de représentativité d'un échantillon d'eau souterraine dans le réservoir et la probabilité que l'eau riche en tritium contamine l'eau pauvre en tritium demeurent un problème important associé à la datation de l'eau (Freeze, 1969 a). Les méthodes chimiques ordinaires ne réussissent pas à déceler une telle contamination, étant donné qu'un faible pourcentage d'eau riche en tritium peut contaminer une eau plus vieille, on peut donc dire que l'âge apparent reste une probabilité.

La contamination par mélange peut se produire:

- 1) En cours de forage et de développement de puits par percolation dans l'aquifère d'eau météorique

water rich in tritium;

- 2) by percolation of surface water or groundwater from a nearsurface horizon along the casing of an uncemented well. A good example of such mixing is the difference in tritium concentration observed in test well PP-22 (9.2 TU) and in nearby piezometer F-14 (1.7 TU). The first sample was collected in an unsealed test well after 24 hours of pumping and analysis of pumping test data shows evidence of such percolation;
- 3) by leakage of recent water through a confining bed into a deep aquifer. This downward leakage is produced by the reversal of a natural upward hydraulic gradient by pumping. This could explain the presence of tritium in the confined aquifer at Saint-Isidore d'Auckland where over 10 million imperial gallons had been pumped when the first tritium sampling was done in October, 1970. A sample collected in observation well F-6-p installed in the surficial aquifer overlying the confining bed assayed 139 TU in May, 1972;
- 4) by complete dewatering of piezometers set in low permeability fractured rock which allows water from a near-surface horizon to infiltrate into the piezometers through small fractures. This will be discussed later on.

b) Radiocarbon dating

Radiocarbon dating is used extensively in many disciplines and depends on the assumptions

- 1) that the rate of formation of carbon-14 by cosmic rays in the atmosphere is constant
- 2) that the rate of mixing of carbon-14 in the atmosphere-biosphere-hydrosphere reservoir is rapid relative to the rate of decay and
- 3) that once material ceases to exchange, no further carbon-14 is added and decay takes place at a constant rate.

Munnich (1957), as quoted by Tamers (1965), was the first to suggest the use of the radiocarbon method to date groundwater. In the past this technique has been confined to date water in arid regions where the present groundwater potential is believed to be a heritage of the past, when the climatic zones shifted southward in glacial time. However, in recent years radiocarbon has been applied more commonly to date groundwater in humid

récente, riche en tritium;

- 2) Par percolation d'eau superficielle ou souterraine, provenant d'un horizon sub-affleurant, le long du tubage d'un puits non cimenté. Un bon exemple d'un tel mélange est la différence en tritium observée dans le puits d'essai PP-22 (9.2 TU) et dans le piézomètre voisin F-14 (1.7 TU). Le premier échantillon fut prélevé dans un puits d'essai non cimenté après un pompage de 24 heures et l'analyse de l'essai de pompage a révélé l'évidence d'une telle percolation;
- 3) Par suintement d'eau récente à travers un lit imperméable vers un aquifère profond. Ce suintement se produit lorsque par pompage on inverse le gradient hydraulique naturel ascendant. Ainsi pourrait s'expliquer la présence de tritium dans l'aquifère captif de Saint-Isidore d'Auckland d'où on a soutiré au-delà de 10 millions de gallons impériaux avant de commencer le premier échantillonnage du tritium en octobre 1970. En mai 1972 on trouva 139 TU dans un échantillon provenant du puits d'observation F-6-p, aménagé dans l'aquifère superficiel susjacent à une couche imperméable;
- 4) Par l'épuisement de l'eau d'un horizon hypodermique qui se draine par le biais de piézomètres terminés dans la roche de fond, fracturée, peu perméable. On discutera de ce phénomène un peu plus loin.

b) Datation au carbone radioactif

La datation au carbone radioactif, méthode qu'on utilise couramment dans plusieurs disciplines, se fonde sur les hypothèses suivantes:

- 1) le taux de formation du carbone-14 dû aux rayons cosmiques de l'atmosphère est constant;
- 2) le mélange du carbone-14 dans le réservoir atmosphère-biosphère-hydrosphère se fait rapidement par rapport au taux de désintégration;
- 3) une fois les échanges du matériau terminés, l'apport du carbone-14 cesse et la désintégration se continue à un rythme constant.

Munnich (1957) est le premier à avoir suggéré l'utilisation du carbone radioactif pour la datation de l'eau souterraine, tel que le rapporte Tamers (1965). Autrefois, cette technique était réservée à la datation de l'eau des régions arides. On croyait en effet, que le potentiel actuel en eau souterraine était un héritage du passé, lorsque les zones climatiques se sont déplacées vers le sud, au moment de la glaciation. Cependant, tout

climates as well.

Four samples were collected in the deep aquifers laid down in the preglacial valleys in the study area. The extraction and collection of carbonate species were made on the sampling sites according to a procedure described by Tamers (1965). The carbon concentrates in NH_4OH solution were sent in polyethylene bags to the laboratory.

The relative amounts of radiocarbon (δC^{14}) measured and the corresponding carbon-14 ages are listed on table XI. Radiocarbon dating uses 1950 as the reference year or zero age. All the δC^{14} values are reported as deviations from the oxalic acid standard where:

$$\delta \text{C}^{14} = \left(\frac{(\text{C}^{14}) \text{ sample}}{(\text{C}^{14}) \text{ standard}} - 1 \right) \times 1000 \quad (5.7)$$

récemment, on a eu recours de plus en plus au carbone radioactif pour dater l'eau souterraine, même sous des climats humides.

Dans la région à l'étude on a prélevé quatre échantillons dans les aquifères profonds des vallées préglaciaires. On a procédé sur place à la cueillette et à l'extraction du carbone en suivant la méthode de Tamers (1965). Une fois les concentrés de carbone mis dans une solution de NH_4OH , on les véhiculait au laboratoire dans des sacs de polyéthylène.

Le tableau XI donne les quantités relatives de carbone radioactif mesurées (δC^{14}) et leur âge correspondant. Dans cette méthode de datation l'année 1950 correspond à l'année de référence ou à l'âge zéro. On ramène les valeurs δC^{14} par rapport à l'acide oxalique standard à l'aide de l'expression:

$$\delta \text{C}^{14} = \left(\frac{(\text{C}^{14}) \text{ échantillon}}{(\text{C}^{14}) \text{ standard}} - 1 \right) \times 1000 \quad (5.7)$$

Sampling point Point d'échantillonnage	Analysis number Numéro de l'analyse	δC^{14}	Apparent age in years B.P. * Age apparent en années B.P. *
Piezometer F-14 Piézomètre	1 - 6579	526 ± 7	5,990 ± 120
Piezometer F-2-a Piézomètre	1 - 6525	671 ± 6	8,930 ± 150
Piezometer F-2-b Piézomètre	1 - 6218	741 ± 5	10,850 ± 160
Municipal well of/ Puits municipal de St. Isidore d'Auckland	1 - 6527	581 ± 6	6,985 ± 120

* B.P. means before present. To avoid confusion, dates continue to be calculated on the basis of the older value of the half-life (5,568 yr.), the true value being 5,730 years.

* B.P. signifie avant aujourd'hui. Pour éviter toute confusion, les dates continuent d'être calculées en se basant sur la valeur plus ancienne de la demi-vie (5,568 ans); la vraie valeur est 5,730 ans.

Tableau XI - Datation au carbone-14 des eaux souterraines dans les aquifères profonds
Table XI - Radiocarbon age of groundwater in the deep aquifers

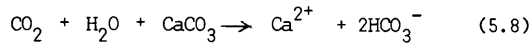
c) The limestone dilution correction

The passage of water through the topsoil increases considerably the carbon dioxide content of rain water. This enrichment, which is caused by the respiration of

c) Dissolution des calcaires: correction

Le passage de l'eau à travers le sol végétal augmente considérablement la teneur en dioxyde de carbone de l'eau de pluie. Cet enrichissement causé par la respiration des

plants and the decomposition of organic matter, enhances the ability of groundwater to dissolve carbonate minerals in the soil zone. The reaction between recent carbon dioxide dissolved in water with a carbonate mineral is commonly written as:



From the above reaction it is seen that, at equilibrium, HCO_3^- should have a theoretical carbon-14 content of 50% and a δC^{13} of -12.5‰ , on half being derived from recent biogenic carbon of $\text{C}^{14}=100\%$ and $\delta \text{C}^{13} = -25\text{‰}$ and the remaining proportion coming from the dissolution of marine carbonate minerals of $\text{C}^{14} = 0\%$ and $\delta \text{C}^{13} = 0\text{‰}$.

Therefore, in order to date groundwater successfully, one must be able to determine which proportion of the total carbon present in groundwater originates from the soil-air interface and which fraction comes from the dissolution of limestone.

Tamers and Scharpenseel (1970) favour a chemical method to correct for the limestone effect. The procedure consists of a comparison of the total carbonate content with the amount of carbonate originating from the soil-air interface. Pearson and Hanshaw (1970) propose a correction factor based on the enrichment in carbon-13 of the water being dated relative to its initial content in the soil zone. The corrected age is calculated from the following equation:

$$\frac{A_{\text{sample}}}{A_0} \cdot \frac{\delta \text{C}^{13}_{\text{initial}} - \delta \text{C}^{13}_{\text{minéral}}}{\delta \text{C}^{13}_j - \delta \text{C}^{13}_{\text{minéral}}} = e^{-\lambda t} \quad (5.9)$$

where A_{sample} = measured carbon-14 content of the sample

A_0 = initial carbon-14 content expressed as percent of modern, assumed to be 100%

$\delta \text{C}^{13}_{\text{initial}}$ = δC^{13} in the soil zone assumed to be equal to -25‰ .

$\delta \text{C}^{13}_{\text{minéral}}$ = δC^{13} content of carbonate mineral of marine origin assumed to be equal to 0‰

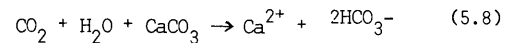
δC^{13}_j = carbon-13 content of the groundwater being dated

$$\delta \text{C}^{13} = \left[\frac{(\text{C}^{13}/\text{C}^{12})_{\text{sample}}}{(\text{C}^{13}/\text{C}^{12})_{\text{standard}}} - 1 \right] 1000 \quad (5.10)$$

A great number of workers use equation (5.6) to compute the true age of water and take A_0 as some fraction of the modern standard, usually 70 to 100%.

In an extensive isotopic study carried out in different environments, Geyh (1972) concludes that:

plantes et la décomposition de la matière organique, améliore le pouvoir de dissolution de l'eau souterraine sur les minéraux carbonatés dans la zone de sol. La réaction entre le dioxyde de carbone récent dissous dans l'eau et un minéral carbonaté s'écrit ainsi:



A l'équilibre HCO_3^- devrait avoir une teneur théorique en carbone-14 de 50 pour cent et une teneur en δC^{13} de -12.5‰ , dont la moitié provient du carbone biogénique récent ($\text{C}^{14}=100$ pour cent et $\delta \text{C}^{13} = -25\text{‰}$) et le reste de la dissolution de minéraux d'origine marine ($\text{C}^{14} = 0$ pour cent et $\delta \text{C}^{13} = 0\text{‰}$).

Donc, pour rendre possible l'interprétation de la datation, il faut être en mesure de déterminer la proportion du carbone total présent dans l'eau qui vient de l'interface sol - air et la fraction qui provient de la dissolution des calcaires, Tamers et Shaarpenseel (1970) favorisent une méthode chimique pour corriger ce que l'on désigne sous le nom "d'effet du calcaire". Celle-ci consiste à comparer la teneur totale au carbonate avec la quantité de carbonate produit à l'interface sol - air. Pearson et Hanshaw (1970) proposent d'autre part un facteur de correction obtenu à partir de l'enrichissement en carbone-13 de l'eau soumise à la datation par rapport à sa valeur initiale dans la zone du sol. L'âge corrigé se calcule d'après l'équation:

$$\frac{A_{\text{échantillon}}}{A_0} \cdot \frac{\delta \text{C}^{13}_{\text{initial}} - \delta \text{C}^{13}_{\text{minéral}}}{\delta \text{C}^{13}_j - \delta \text{C}^{13}_{\text{minéral}}} = e^{-\lambda t} \quad (5.9)$$

où $A_{\text{échantillon}}$ = teneur mesurée du carbone-14 de l'échantillon;

A_0 = teneur initiale en carbone-14 exprimée en pourcentage d'une valeur dite moderne, égale par hypothèse à 100 pour cent;

$\delta \text{C}^{13}_{\text{initial}}$ = δC^{13} dans le sol, égal par hypothèse à -25‰ ;

$\delta \text{C}^{13}_{\text{minéral}}$ = δC^{13} du minéral carbonaté d'origine marine, égal par hypothèse à 0‰ ;

δC^{13}_j = teneur en carbone-13 de l'eau souterraine soumise à la datation;

$$\delta \text{C}^{13} = \left[\frac{(\text{C}^{13}/\text{C}^{12})_{\text{échantillon}}}{(\text{C}^{13}/\text{C}^{12})_{\text{standard}}} - 1 \right] 1000 \quad (5.10)$$

Un grand nombre de chercheurs utilisent l'équation (5.6) pour calculer l'âge vrai de l'eau et considèrent A_0 comme une fraction quelconque du standard moderne, habituellement entre 70 et 100 pour cent.

D'après Geyh (1972) lorsqu'on entreprend une étude isotopique très poussée, dans des environnements différents,

- the initial carbon-14 is greater than the theoretical values derived from equation (5.8),
- both chemical and isotopic corrections (Tamers and Scharpenseel, 1970; Pearson and Hanshaw, 1970) use theoretical rather than real values,
-
- carbon-14 and tritium measurements of young groundwaters demonstrate that the initial carbon-14 ranges from 70 to 100%,
- and the geology of the catchment area as well as the climate in which the groundwater was recharged are important factors to consider.

Table XII lists the ages obtained from various adjustment factors. A good knowledge of the evolution of the carbon-13 along the flow system, from the recharge area to the discharge zone, would be required in order to apply the isotopic correction.

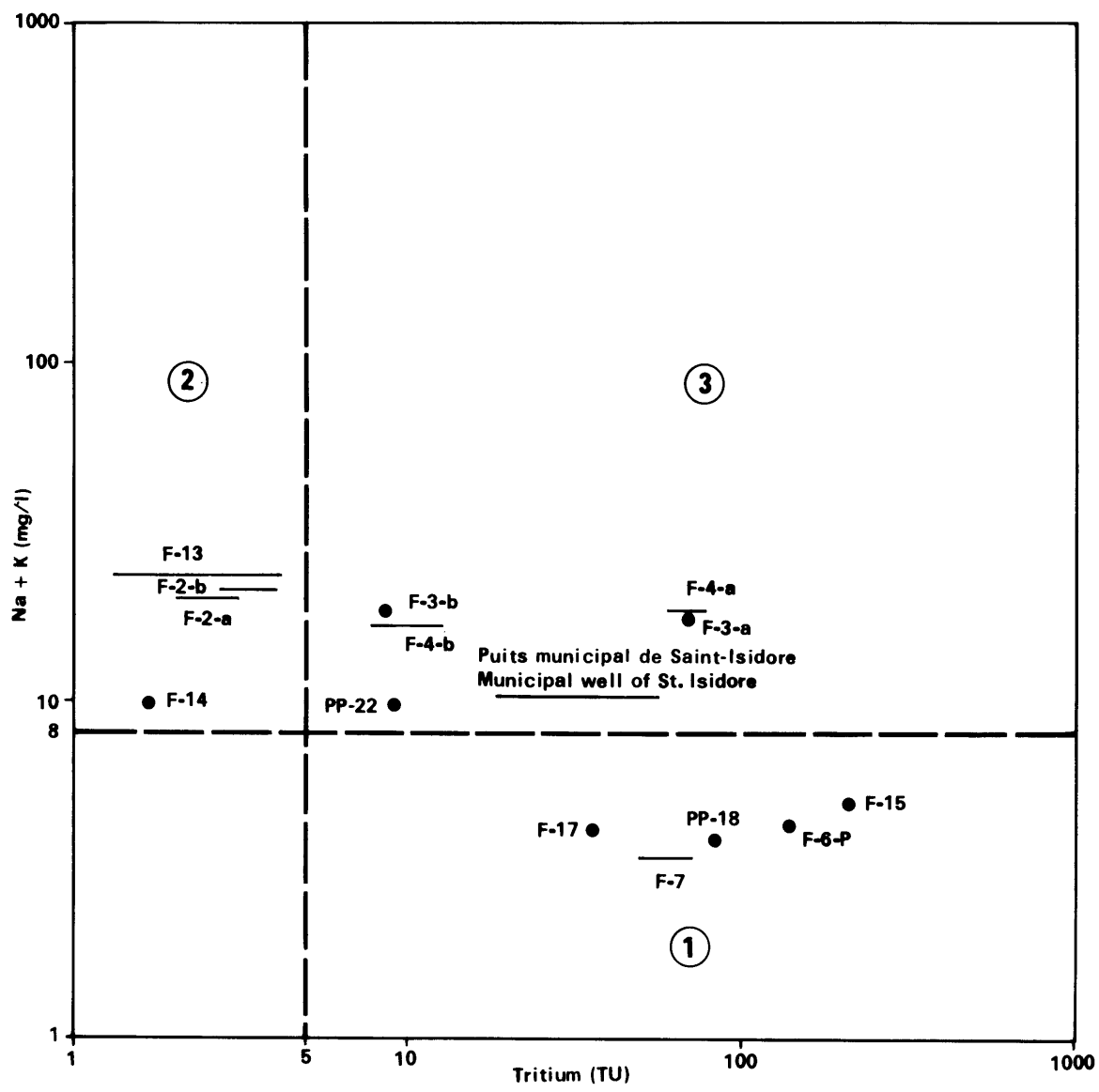
on doit tenir compte de certaines observations à savoir:

- la teneur en carbone-14 excède les valeurs théoriques dérivées de l'équation (5.8);
- les deux corrections chimique et isotopique (Tamers et Scharpenseel, 1970, Pearson et Hanshaw, 1970) sont faites à partir de valeurs plutôt théoriques que réelles;
- des mesures du carbone-14 et du tritium sur des eaux souterraines jeunes démontrent que la teneur initiale en carbone-14 varie entre 70 et 100 pour cent;
- il est important de considérer la géologie de la zone de captage et le climat de la zone de réalimentation.

Le tableau XII résume les âges obtenus à la lumière des différents facteurs de correction. Il est nécessaire de bien connaître l'évolution du carbone-13 dans le système d'écoulement entre le point de réalimentation et l'exutoire, afin d'y apporter une correction isotopique.

WELL - PUIT	(% modern) A (% moderne)	Laboratory C ¹⁴ age (years) Age C ¹⁴ du laboratoire (années)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	Corrected age 1 (years) Age corrigé 1 (années)	Corrected age 2 (years) Age corrigé 2 (années)	Average tritium concentration (TU) Teneur moyenne en tritium
F-14	47.4	5,990	-15.86	2,340	4,690	1.7
F-2-a	32.9	8,930	-14.58	4,600	7,625	2.5
F-2-b	25.9	10,850	-19.22	8,740	9,550	3.2
municipal well of/ Puits municipal de St. Isidore d'Auckland	41.9	6,985	-12.89	1,670	5,680	36.5
Age 1	calculated from equation (5.9) calculé d'après l'équation (5.9)					
Age 2	calculated from equation (5.6) assuming $A_0 = 0.85$ calculé d'après l'équation (5.6), par hypothèse $A_0 = 0.85$					

Tableau XII - Comparaison entre les âges apparents et corrigés
Table XII - Comparison between apparent and corrected age



- Région d'eau souterraine récente ① Region of recent groundwater
- Région d'eau souterraine âgée ② Region of old groundwater
- Région d'échantillons contaminés ③ Region of contaminated samples

FIGURE 15 RELATION ENTRE LA CONCENTRATION EN (Na + K)
ET LA TENEUR EN TRITIUM DE L'EAU SOUTERRAINE

RELATION BETWEEN THE CONCENTRATION IN (Na + K)
AND THE TRITIUM CONTENT OF GROUNDWATER

The value of 85% proposed by Geyh (1972) and used by many workers seems to be representative of the initial carbon-14 content of water when recharged in the Eaton River basin. Using such correction factor, the age of groundwater in the deep aquifers of the Eaton River basin ranges from 5,680 to 9,550 radiocarbon years B.P. From tritium evidence, water from the municipal well of Saint-Isidore d'Auckland seems to be a mixture of approximately 20% recent and 80% old groundwater. The apparent radiocarbon age of this water is probably too low.

The use of sodium and potassium as a tracer

The use of sodium and potassium to indicate the length of the flow path in some groundwater flow systems has been demonstrated in the previous chapter. However the occurrence of extremely low Na + K content in discharge areas seems to be in striking contradiction with the earlier conclusion and suggests that the concentration of these two ions must be dependent on factors other than the distance travelled from the source.

Mifflin (1968) believed that the observed concentrations of Na, K, Cl and SO₄ ions are a function of the duration of contact with their source minerals in the reservoir rock. The increase in concentration of Na + K along the flow path observed both in the arid climate of Nevada by Mifflin and in the cool, humid climate of southeastern Quebec by the present author, suggests that residence time rather than climatic conditions determines the relative abundance of the two constituents.

The dependence upon time is best illustrated by figure 15 where a relation between the Na + K content and the tritium concentration of 15 groundwater samples is established. Significant amounts of tritium were found in samples which contain less than 5 mg/l of Na + K, but no significant amounts of tritium were found in groundwater containing more than 10 mg/l of sodium and potassium except for those samples in region 3 of figure 15. These samples are from the confined aquifer of Sawyerville (test Well PP-22) and the artesian aquifer of Saint-Isidore d'Auckland, which contains old water according to radiocarbon dating. From computations of rates of groundwater movement, tritium was not expected to be present in piezometers F-3-a, F-3-b, F-4-a and F-4-b. This evidence suggests that formation water has been contaminated by recent meteoric water.

La valeur de 85 pour cent que propose Geyh (1972) et qu'utilisent plusieurs chercheurs depuis, semble être représentative de la teneur initiale en carbone-14 de l'eau de réalimentation pour le bassin de la rivière Eaton. Un tel facteur de correction permet d'établir l'âge de l'eau souterraine des aquifères profonds du bassin de la rivière Eaton entre 5,680 et 9,550 années radiocarbone B.P. Les essais au tritium ont fait ressortir que l'eau provenant du puits municipal de Saint-Isidore d'Auckland serait constituée d'environ 20 pour cent d'eau récente et 80 pour cent d'eau souterraine plus ancienne. L'âge radiocarbone apparent de cette eau est probablement trop bas.

Sodium-potassium comme traceur

On a mis en évidence dans le chapitre précédent que le sodium et le potassium servent à indiquer le cheminement de l'eau souterraine dans certains systèmes d'écoulement. Cependant, la teneur extrêmement faible en Na + K dans les régions d'exutoire semble prouver le contraire; en effet la concentration de ces deux ions doit dépendre plutôt de facteurs autres que la distance parcourue par l'eau depuis la source.

Mifflin (1968) est d'avis que les concentrations des ions Na, K, Cl et SO₄ sont fonction du temps de contact avec leurs minéraux d'origine dans la roche réservoir. Mifflin a observé, dans le climat aride du Nevada tout comme l'auteur dans le climat frais et humide du sud du Québec, que la concentration en Na + K augmente le long du trajet souterrain. La quantité relative de ces deux constituants dépendrait donc plutôt du temps de séjour que des conditions climatiques.

La meilleure illustration de l'influence du temps de séjour apparaît à la figure 15 où nous avons établi pour 15 échantillons d'eau souterraine une relation entre la teneur en Na + K et la concentration en tritium. Ainsi on a noté d'importantes quantités de tritium dans les eaux contenant moins de 5 mg/l de Na + K. Mais dans les eaux à teneur excédant 10 mg/l de Na + K on ne détecte aucune quantité significative de tritium, sauf dans les échantillons de la région 3 (Fig. 15). Ceux-ci proviennent de l'aquifère captif de Sawyerville (puits d'essai PP-22) et de l'aquifère artésien de Saint-Isidore d'Auckland qui renferme de l'eau âgée d'après une datation au carbone radioactif. A partir des calculs de la vitesse de déplacement de l'eau souterraine, on s'attendait à ne pas détecter de tritium dans les piézomètres F-3-a, F-3-b, F-4-a et F-4-b, ce qui laisse entrevoir la possibilité d'une contamination de l'eau de la formation par de l'eau météorique récente.

After completion of these piezometers in 1967, they were filled with surface water. In 1971, in order to establish a representative tritium sampling programme, they were pumped dry many times. The dewatering effect in low permeability rocks has created a steep cone of influence which could have caused water from a near-surface horizon to infiltrate into the piezometers through small fractures.

Thus, the slight tritium contents of the deep piezometers F-3-b and F-4-b (ranging from 7.9 to 12.8 TU) are due mainly to the contamination of formation water by tritium-rich surface water introduced in the piezometers after the completion, whereas the high tritium contents of shallow piezometers (F-3-a, F-4-a) are mainly from the dewatering effect. Therefore field evidence and earlier considerations suggest that 8 mg/l of Na + K and 5 TU constitute the demarcation lines for differentiating the following types of water (Fig. 15) in the Eaton River basin: meteoric water recently infiltrated (region 1), old groundwater introduced in the dynamic flow system many hundred years ago (region 2) and old groundwater admixed with recent water (region 3).

Table XIII gives the chemical characteristics of discharging groundwaters in relation to their ages as determined by radiocarbon and tritium dating. It clearly illustrates that, in the Eaton River basin, there is a relation between the Na + K content of groundwater and the time spent in the dynamic flow system.

The concentration of sodium and potassium has been also described by Mifflin (1968) for his study area in Nevada as "a fairly reliable criteria (sic) for predicting absence or presence of significant amounts of tritium in a spring issues from carbonate rock terrane". Moreover the concentration of Na + K is believed to be a sensitive chemical indicator in this area for detecting contamination of old tritium-free water by young, tritium-rich water. Hence, the absolute amount of Na + K can be used:

- 1) to detect the uncertainties associated with tritium dating
- 2) to supplant tritium dating in low permeability units
- 3) to evaluate the mean residence time of groundwater and

Après avoir aménagé ces piézomètres en 1967, on les a remplis d'eau superficielle. En 1971, on les a pompés à sec à plusieurs reprises afin de préparer un programme d'échantillonnage représentatif pour le tritium. L'assèchement dans les formations rocheuses à faible perméabilité a eu pour effet de créer un cône d'influence prononcé, qui aurait occasionné une infiltration d'eau provenant d'un horizon hypodermique et s'écoulant dans les piézomètres à travers un réseau de petites fissures.

Ainsi, la faible teneur en tritium des piézomètres profonds F-3-b et F-4-b (entre 7.9 et 12.8 TU) est due principalement à la contamination de l'eau de la formation par l'eau de surface, riche en tritium, introduite dans les piézomètres après leur mise en place. Par contre, la haute teneur en tritium des piézomètres peu profonds (F-3-a, F-4-a) dépend principalement de l'assèchement de la formation. Donc ces observations sur le terrain et d'autres considérations faites plus tôt permettent d'établir que 8 mg/l de Na + K et 5 TU servent de lignes de démarcation pour différencier les types d'eau suivants dans le bassin de la rivière Eaton (fig. 15): l'eau météorique récente (région 1), l'eau souterraine âgée introduite dans le système dynamique d'écoulement il y a plusieurs centaines d'années (région 2) et enfin l'eau souterraine âgée mélangée à de l'eau plus récente (région 3).

Le tableau XIII donne les caractéristiques chimiques des eaux souterraines à l'exutoire en regard de leur âge, tel que déterminé par la datation au carbone radioactif et au tritium. Il y apparaît un lien évident entre la teneur en Na + K de l'eau souterraine du bassin de la rivière Eaton et le temps de séjour dans le système d'écoulement dynamique.

Dans une étude régionale au Nevada, Mifflin (1968) établit que la concentration en sodium et en potassium est un critère suffisamment fiable (sic) pour prédire l'absence ou la présence d'une quantité significative de tritium dans une source provenant de roches carbonatées. De plus, on croit que la concentration en Na + K est un indicateur chimique sensible dans une telle région pour détecter la contamination de l'eau âgée, libre de tritium, par de l'eau plus jeune riche en tritium. Dès lors, la valeur absolue de Na + K sert à:

- 1) détecter les incertitudes associées à la datation au tritium;
- 2) remplacer la datation au tritium dans les formations à faible perméabilité;
- 3) évaluer le temps de séjour moyen de l'eau souterraine;

4) to delineate the type of groundwater flow system in which the water has moved.

Thus, Na + K content of groundwater is the most sensitive chemical indicator of groundwater movement in the Eaton River basin. In similar hydrologic environments, the cost-advantage of water chemistry over radioisotopes favours the use of these two elements in groundwater dating and in evaluating the residence time of water in well-known flow systems.

4) déterminer le type de système d'écoulement souterrain où l'eau a circulé.

Ainsi, la teneur en Na + K de l'eau souterraine se révèle l'indicateur chimique le plus sensible au mouvement de l'eau souterraine dans le bassin de la rivière Eaton. Dans des milieux hydrologiques semblables, les coûts avantageux de l'analyse chimique, par rapport à ceux des isotopes radioactifs, favorisent l'usage de ces deux éléments pour la datation de l'eau souterraine et pour évaluer le temps de séjour de l'eau dans des systèmes d'écoulement bien connus.

Sampling point Point d'échantillonnage	Milligrams per liter Milligrammes par litre							Specific conductance (micromhos/cm) at 25°C Conductivité spécifique (µmhos/cm) à 25°C	Corrected Age, in years Age corrigé (années)
	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻		
F-2-a	35.0	14.0	20.0	0.6	2.5	0.5	227	339	7,625
F-2-b	35.0	15.0	20.0	0.6	4.0	0.5	225	355	9,550
Municipal well of Puits municipal de St-Isidore d'Auckland	35.0	10.6	10.5	0.3	5.5	1.2	179	292	5,680
F-14	24.0	6.2	9.2	0.7	5.0	0.5	124	233	4,690
F-7	45.0	3.0	1.8	0.8	7.5	2.0	134	251	14
F-17	44.0	7.0	3.7	0.5	6.5	2.5	122	302	12

Tableau XIII – Caractéristiques chimiques des eaux par rapport à leur âge
Table XIII – Chemical characteristics of groundwaters in relation to their ages

Oxygen-18 contents

The stable isotopes of oxygen (oxygen-18) and hydrogen (deuterium) represent a minuscule fraction of the water molecule which is constituted of 99.768% H₂O¹⁶, compared to only 0.032% of HDO¹⁶ and 0.200% of H₂O¹⁸ (Dansgaard, 1964). Nevertheless, the tendency of these isotopes to fractionate to a measurable degree makes them useful in hydrologic studies.

The basic reason for the fractionation of water is that the vapour pressure of H₂O¹⁶ is slightly higher than that of either HDO¹⁶ or H₂O¹⁸ because of the effect of difference in mass. Consequently all the meteorological

Teneur en oxygène-18

L'isotope stable de l'oxygène (oxygène-18) et de l'hydrogène (deutérium) représentent une fraction minuscule de la molécule d'eau, constituée de 99.768 pour cent de H₂O¹⁶, comparé à seulement 0.032 pour cent de HDO¹⁶ et 0.200 pour cent de H₂O¹⁸ (Dansgaard, 1964). Néanmoins, la tendance qu'ont ces isotopes à se séparer en fractions mesurables les rend utiles pour les études hydrologiques.

La raison fondamentale de ce fractionnement de l'eau est que la pression de vapeur de H₂O¹⁶ est légèrement supérieure à celle de HDO¹⁶ ou H₂O¹⁸ à cause de leur différence de masse. En conséquence, tous les processus

processes such as precipitation, evaporation, sublimation, change in fluid phase and change in altitude give rise to a fractionation of the stable isotopes of hydrogen and oxygen in water.

Dansgaard (1964) has established a linear correlation between the mean annual oxygen-18 content (δO_m^{18}) and the mean annual air temperature (t_a) measured at surface and expressed in °C. This relation is described by the following equation:

$$\delta O_m^{18} = 0.695 t_a - 13.6 \text{ ‰} \quad (5.11)$$

A group of 105 water samples from the Eaton River basin was analysed for oxygen-18 content: 73 were taken from wells and piezometers, and the remaining were evenly divided between precipitation and stream samples. The oxygen-18 content was measured with a VARIAN MAT mass spectrometer at the University of Waterloo. The isotopic determinations, which are listed in appendix C, are summarized in figure 16, and the locations of the sampling points are shown on figure 3. The isotopic composition is expressed as the relative deviation δ , of the heaviest isotope of sample from that of a standard as follows:

$$\delta^{18} = \left\{ \frac{\left(\frac{O^{18}/O^{16}}{O^{18}/O^{16}} \right)_{\text{sample}} - 1}{\left(\frac{O^{18}/O^{16}}{O^{18}/O^{16}} \right)_{\text{standard}}} \right\} 1000 \quad (5.12)$$

The reference standard is SMOW (Standard Mean Ocean Water) and results are reported as deviations from SMOW.

The δO^{18} of groundwater varies from -10.16 to -13.41 ‰ with the great majority of samples fluctuating between -11.2 and -12.0 ‰ (Fig. 16), which is less than one per mil deviation from the theoretical value obtained from equation (5.11). The wide range of variation (20 ‰) in the precipitation is reflected in surface water by a mere 4 ‰ variation. This is probably due to the enrichment in oxygen-18 of snow during the crystallization and metamorphic processes (Meiman and Freedman, 1970) and later on, to a further enrichment by sublimation and evaporation during the snow melt period. Furthermore, the contribution of groundwater from various aquifers stabilizes the isotopic content of surface water.

The isotopic data (Fig. 16) suggest that in winter time the Clifton River is fed by discharging artesian waters and surficial aquifers in a proportion of 70% and 30%, while during the summer the contribution of the groundwater component to stream flow represents about

météorologiques tels que précipitation, évaporation, sublimation, changements de phase et d'altitude donnent lieu à un fractionnement de l'isotope stable de l'hydrogène et de l'oxygène dans l'eau.

Dansgaard (1964) a établi une corrélation linéaire entre la teneur annuelle moyenne en oxygène-18 (δO_m^{18}) et la température moyenne annuelle de l'air (t_a), mesurée à la surface du sol et exprimée en °C. Cette relation s'exprime ainsi:

$$\delta O_m^{18} = 0.695 t_a - 13.6 \text{ ‰} \quad (5.11)$$

On a déterminé la teneur en oxygène-18 dans 105 échantillons prélevés dans le bassin de la rivière Eaton. Soixante-treize (73) d'entre eux proviennent de puits et piézomètres et le reste, divisé en deux parties égales, comprend des échantillons de pluie et de ruisseaux. Pour mesurer la teneur en oxygène-18 on a eu recours au spectromètre de masse du type VARIAN MAT de l'université de Waterloo. Les déterminations isotopiques résumées à la figure 16 apparaissent en détail à l'appendice C; la figure 3 fait voir la localisation des points d'échantillonnage. La composition isotopique représente la déviation relative " δ " de l'isotope le plus lourd d'un échantillon, par rapport à une valeur standard:

$$\delta^{18} = \left\{ \frac{\left(\frac{O^{18} / O^{16}}{O^{18} / O^{16}} \right)_{\text{échantillon}} - 1}{\left(\frac{O^{18} / O^{16}}{O^{18} / O^{16}} \right)_{\text{standard}}} \right\} 1000 \quad (5.12)$$

La valeur standard de référence est SMOW (Standard Mean Ocean Water); les résultats sont donnés sous forme de déviations par rapport à SMOW.

La valeur en δO^{18} de l'eau souterraine varie entre - 10.16 et - 13.41 ‰. La plupart des échantillons se situent entre - 11.2 et -12.0 ‰ (Fig. 16), ce qui représente moins d'un par mille de déviation de la valeur théorique obtenue à partir de l'équation (5.11). La variation considérable (20 ‰) dans l'eau de précipitation se reflète dans l'eau de surface par une variation de seulement 4 ‰. On peut probablement expliquer ce phénomène par un enrichissement en oxygène-18 de la neige au cours des processus de cristallisation et de métamorphisme (Meiman et Freedman, 1970) et plus tard, par un nouvel enrichissement dû à la sublimation et à l'évaporation lors de la période de fonte de la neige. De plus, l'apport en eau souterraine de divers aquifères stabilise la teneur en isotope de l'eau de surface.

Les données isotopiques (Fig. 16) indiquent qu'au cours de l'hiver, la rivière Clifton reçoit son alimentation des eaux souterraines en charge et des eaux superficielles dans une proportion respective de 70 et 30 pour cent; durant l'été, la contribution de l'eau

40% of the total runoff. Pinder and Jones (1969), using chemical methods, found that in three small watersheds located in Nova Scotia the groundwater component of peak flow represents 32 to 42% of total runoff. In a study of 38 storms occurred in the Eaton River basin, Carson and Sutton (1971) emphasized the significance of the role of the groundwater reservoir near the stream channel as a source of runoff.

souterraine à l'écoulement de la rivière représente environ 40 pour cent du ruissellement total. Pinder et Jones (1969), à l'aide de méthodes chimiques, ont trouvé que dans 3 petits bassins de la Nouvelle-Ecosse, la composante de l'eau souterraine de l'écoulement de pointe, représente 32 à 42 pour cent du ruissellement total. Dans une étude portant sur 38 orages, dans le bassin de la rivière Eaton, Carson et Sutton (1971) soulignèrent l'importance du rôle du réservoir souterrain, à proximité du chenal de la rivière en tant que source de ruissellement.

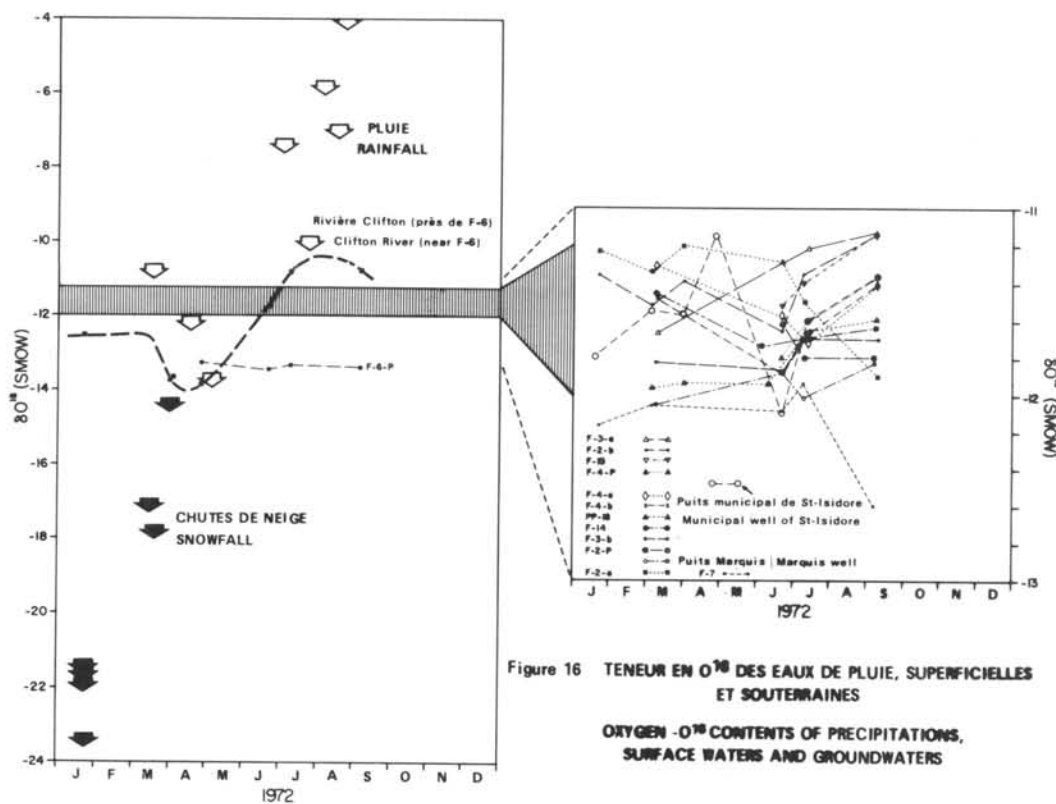


Figure 16 TENEUR EN O^{18} DES EAUX DE PLUIE, SUPERFICIELLES ET SOUTERRAINES
OXYGEN - O^{18} CONTENTS OF PRECIPITATIONS, SURFACE WATERS AND GROUNDWATERS

The depth of the water table, the permeability of the medium, and its storage capacity have an indirect influence on the oxygen-18 content of shallow groundwaters. Water from well F-6-p has a lower O^{18} content than water flow shallow wells completed in low permeability units. The river-terrace sand and gravel in which F-6-p is completed can absorb a large quantity of water in a period of heavy influx like the snow melt period; the aquifer is permeable, has a good storage capacity and the

La profondeur de la nappe phréatique, la perméabilité du milieu et sa capacité d'emmagasinement ont une influence indirecte sur la teneur en oxygène-18 des eaux souterraines peu profondes. L'eau du puits F-6-p possède une teneur en O^{18} plus faible que l'eau de puits moins profonds, complétés dans des formations peu perméables. Les sables et graviers de terrasse de rivière, que recoupe le puits F-6-p, peuvent absorber une grande quantité d'eau en période de hautes eaux, comme lors de la fonte des neiges; l'aquifère est

water table is low. The depletion in O^{18} reflects the seasonal recharge occurring in spring time as demonstrated by the hydrograph of well F-6-p (Fig. 13). The relative stability of the O^{18} content throughout the period studied (Fig. 16) indicates that the aquifer receives little recharge in summer.

In general, old groundwaters in the study area are richer in O^{18} by 0.6 to 0.8 per mil compared to recent groundwaters. A very narrow range in O^{18} content is observed in deep aquifers and along the regional groundwater flow paths. One possible explanation is that all the old waters studied in the Eaton River basin were recharged in Holocene time when the climatic conditions were somewhere similar to the present conditions since the last major climatic change occurred about 10,000 years ago (Dansgaard, et al, 1969).

perméable, possède une bonne capacité d'emmagasinement et la nappe est basse. L'appauvrissement en O^{18} reflète la réalimentation saisonnière du printemps, tel que le démontre l'hydrogramme du puits F-6-p (Fig. 13). La stabilité relative de la teneur en O^{18} , au cours de l'étude (Fig. 16), indique que l'aquifère est peu réalimenté en été.

En général, les eaux âgées de la région sont plus riches en O^{18} de 0.6 à 0.8 par mille, si on les compare aux eaux récentes. On a observé une variation très faible de la teneur O^{18} , dans les aquifères profonds et le long des chenaux d'écoulement régionaux. Une explication possible serait que toutes les eaux âgées étudiées dans le bassin de la rivière Eaton, ont subi une réalimentation au cours de la période de l'Holocène, lorsque les conditions climatiques étaient à peu près semblables à celles que l'on connaît présentement, puisque le dernier changement climatique majeur s'est effectué il y a environ 10,000 ans (Dansgaard et autres, 1969).

Hydrostratigraphic unit Unité hydrostratigraphique	Sampling point Point d'échantillonnage	Isotope	Velocity ft/yr Vitesse pied/an	Hydraulic conductivity gpd/ft ² Conductivité hydraulique gpj/pi ²
Fractured Paleozoic rocks: sandstone, siltstone and slate Roches paléozoïques fissurées: grès, siltstone, schiste ardoisier	F-7	H ³	210	7.2
	F-15	H ³	252	8.6
	F-17	H ³	<u>347</u>	<u>11.8</u>
		Average Moyenne	269	9.2
Moderately fractured Paleozoic rocks: siltstone and fine sandstone Roches paléozoïques modérément fissurées: siltstone et grès fin	F-2-b	C ¹⁴	1.7	0.11
	F-2-a	C ¹⁴	2.1	0.14
	St. Isidore town well	C ¹⁴	1.8	0.12
	Puits de Saint-Isidore	C ¹⁴	<u>1.3</u>	<u>0.09</u>
	F-14	C ¹⁴	<u>1.3</u>	<u>0.09</u>
	Average Moyenne	1.7	0.11	

Tableau XIV – Vitesse de l'eau souterraine et conductivité hydrauliques du bedrock
Table XIV – Velocities of groundwater and hydraulic conductivities of bedrock

Regional permeability

The hydraulic conductivities of the respective bedrock units have been calculated from velocities of groundwater determined from carbon-14 and tritium measurements of water samples taken in the zone of active discharge (table 14) by means of the following equation (Todd, 1959 p. 57):

$$K = \frac{6.24n v_t}{365 i} \quad (5.13)$$

where K = hydraulic conductivity, in gpd/ft²

v_t = average velocity of the tracer, in ft per day

i = hydraulic gradient, in ft/ft

n = porosity, as a decimal fraction

Assuming a porosity of 10% and taking the existing regional hydraulic gradients, the above expression gives values of hydraulic conductivity ranging from 7.2 to 11.8 gpd/ft² for the fractured Paleozoic rocks and values of 0.09 to 0.14 gpd/ft² for the moderately fractured Paleozoic rocks (table XIV).

The results are in close agreement with field permeability measurements and permeabilities derived from steady-state mathematical models as shown on table XV. The hydraulic conductivity of the moderately fractured Paleozoic rocks obtained from radiocarbon determinations (0.11 gpd/ft²) is smaller than the value obtained from mathematical modelling (0.61 gpd/ft²). The isotopic value of permeability reflects the existence of zones of very dense, nearly impervious bedrock within the moderately fractured Paleozoic rocks. These zones have a retarding effect on the movement of groundwater and consequently the permeability of the whole unit is decreased. The three methods give values of hydraulic conductivity within the same order of magnitude. This clearly indicates that radioisotopes are good hydrologic tools to define flow systems and to compute regional rates of groundwater movement and permeability of the medium in which the movement occurs.

Perméabilité régionale

Les conductivités hydrauliques des différentes unités lithologiques ont été calculées d'après les vitesses de l'eau souterraine déterminées à partir de mesures du carbone-14 et du tritium sur des échantillons prélevés dans la zone d'exutoire (tableau XIV), en se servant de l'équation suivante (Todd, 1959, p. 57):

$$K = \frac{6.24 n v_t}{365 i} \quad (5.13)$$

où K = conductivité hydraulique, en gallon par jour par pied carré;

v_t = vitesse moyenne du traceur, en pied par jour;

i = gradient hydraulique, en pied/pied;

n = porosité (fraction décimale).

En supposant une porosité égale à 10 pour cent et à l'aide des gradients hydrauliques régionaux existants, l'équation précédente donne, pour la conductivité hydraulique, des valeurs qui varient entre 7.2 et 11.8 g.p.j./pi² pour les roches paléozoïques fracturées et des valeurs de 0.09 à 0.14 g.p.j./pi² pour les roches paléozoïques modérément fracturées (tableau XIV).

Les résultats s'apparentent presque aux mesures de perméabilité obtenues sur le terrain et aux valeurs dérivées de modèles mathématiques en régime permanent, tel qu'illustré au tableau XV. Le carbone radioactif donne à la conductivité hydraulique des roches paléozoïques modérément fracturées une valeur plus faible (0.11 gpj/pi²) que le modèle mathématique (0.61 gpj/pi²). La valeur isotopique de la perméabilité reflète l'existence de zones rocheuses très denses et quasi imperméables à l'intérieur des roches paléozoïques modérément fracturées. Ces zones retardent le mouvement de l'eau souterraine et réduisent en conséquence la perméabilité de l'unité toute entière. Les trois méthodes donnent pour la conductivité hydraulique des valeurs du même ordre de grandeur. Ceci indique clairement que les radioisotopes s'avèrent de bons outils hydrologiques pour définir les systèmes d'écoulement et calculer les taux du mouvement de l'eau souterraine sur une base régionale et la perméabilité du milieu où se produit le mouvement.

Geological material Formation géologique	Permeability, in gpd/ft ² - Perméabilité, en gpj/pi ²		
	from radioisotopes d'après les isotopes radioactifs	from mathematical modelling d'après modèle mathématique	from pump tests d'après les essais de pompage
Deep sand and gravel Sable et gravier profond			125-700
Glacial till Till glaciaire		0.02-0.12	
Paleozoic rocks Roches paléozoïques			
fractured fissurées	7.2 - 11.8	3.0 - 6.2	4.5-9.0
moderately fractured modérément fissurées	0.09 - 0.14	0.60- 0.62	
dense - denses		0.003	

Tableau XV – Valeurs de perméabilité déterminées par isotopes radioactifs, modèle mathématique et essais de pompage
Table XV – Permeability values determined by radioisotopes, mathematical modelling and pump test analyses

Hydrologic response to long term pumping

In order to assure the permanence of the groundwater resource and to guarantee a steady supply of water to the users, a long term hydrologic equilibrium must exist between the gross annual pumpage and the influx into the deep aquifer system. Todd (1959) defined the safe yield in a groundwater basin as "the amount of water which can be withdrawn without producing an undesired result".

In a deep aquifer system subjected to pumping, water is derived from storage, influx from the groundwater flow system and leakage through the confining bed.

Due to the lenticular nature of these water-bearing horizons, the amount of water in storage is generally small, ranging from a few million gallons to less than 100 million gallons for the largest of these aquifers. The groundwater resource would become exhausted after a short time if water was derived exclusively from storage.

The contribution of the groundwater flow system is a constant input which is slightly increased by the depressurization of the aquifer. The daily input is minor in the

Comportement hydrologique vs pompage prolongé

Pour assurer la permanence de la ressource eau et garantir un approvisionnement régulier aux utilisateurs, un équilibre hydrologique à long terme doit exister entre le pompage annuel et l'apport au système aquifère profond. Todd (1959) définit le débit sécuritaire d'un réservoir souterrain comme "la quantité d'eau qui peut être soutirée sans effet néfaste".

Dans un système aquifère profond soumis au pompage, l'eau provient de l'emmagasinement, de l'apport du système d'écoulement souterrain lui-même et du suintement à travers le toit de l'aquifère.

A cause de la nature lenticulaire de ces horizons aquifères, la réserve en eau est généralement petite, variant de quelques millions de gallons à moins de 100 millions de gallons pour les plus grands aquifères. La ressource eau souterraine s'épuiserait assez rapidement si l'eau ne provenait que de l'emmagasinement.

L'apport du système d'écoulement lui-même est une constante qui s'accroît légèrement au fur et à mesure que l'aquifère se décomprime. L'apport journalier ne

in the case of the deep flow system where the moderately fractured Paleozoic rocks supply around five gallons per vertical linear foot of aquifer, while in fractured rocks the influx is about 90 gallons.

Finally the depressurization of the deep aquifer caused by the pumpage can create a reversal of the upward gradient. This effect creates a leakage into the deep aquifer whose magnitude is a function of the permeability of the confining bed (glacial till) and the difference in head between the water-table and the potentiometric surface generated by pumping.

Therefore the problem of the replenishment of the deep aquifer system is uniquely related to the contribution of the groundwater flow system and to the leakage effect. The case of Saint-Isidore d'Auckland is particularly well documented and illustrates well the behaviour of a deep aquifer system in response to long term pumping.

The fluctuations of the potentiometric surface were recorded in piezometric F-6-a and are shown on figure 17. The piezometer is installed in the deep aquifer, some 180 feet from the pumping well of the municipality of Saint-Isidore d'Auckland. The general trend of the potentiometric surface shows a pause in the rate of decline after the first year of exploitation with a gross total pumpage of 15 million of gallons resulting in 30 feet of drawdown.

From this time, the cone of influence continues to expand at a moderate rate and reaches an equilibrium level. This equilibrium is produced by the leakage from water-table aquifer through the glacial till. This effect is particularly well illustrated by the steady increase in the tritium concentration which raised from 18.6 to 57.4 TU between August 1970 and March 1972.

Thus the component of recent water pumped increases with time and a new carbon-14 determination will certainly yield a younger age than the one obtained in April 1972 with an apparent age of 6,930 carbon-14 years. The increase in conductivity of the water pumped seems to be the result of the passage of the younger component throughout the glacial till and this effect is concordant with previous observation.

Summary

Evidence gathered in this research watershed indicates the existence of two types of flow system: the deep flow system and the rapid flow system (Fig. 18). The conceptual models explain the recharge of the confined

compte pas pour beaucoup si le système d'écoulement profond comprend des roches paléozoïques modérément fracturées qui ne cèdent qu'environ 5 gallons par pied linéaire vertical de l'aquifère, tandis que pour les roches fracturées, l'apport grimpe à 90 gallons.

Enfin, la décompression de l'aquifère profond due au pompage peut créer un renversement du gradient ascendant. Cet effet crée un suintement vers l'aquifère profond dont l'intensité varie avec la perméabilité du toit (till glaciaire) et la différence de tête entre la nappe phréatique et la surface potentiométrique engendrée par pompage.

Ainsi, le problème de la réalimentation du système aquifère profond dépend uniquement de l'apport du système d'écoulement profond lui-même et de l'effet de suintement. Le cas de Saint-Isidore d'Auckland illustre bien le comportement de l'aquifère profond en réponse à un pompage prolongé.

Les données sur les fluctuations de la surface potentiométrique du piézomètre F-6-a apparaissent à la figure 17. Le piézomètre, terminé dans l'aquifère profond, se trouve à quelque 180 pieds du puits de pompage de la municipalité de Saint-Isidore d'Auckland. La surface potentiométrique atteint un palier, après la première année d'exploitation; au cours de cette période on a pompé 15 millions de gallons pour un rabattement total de 30 pieds.

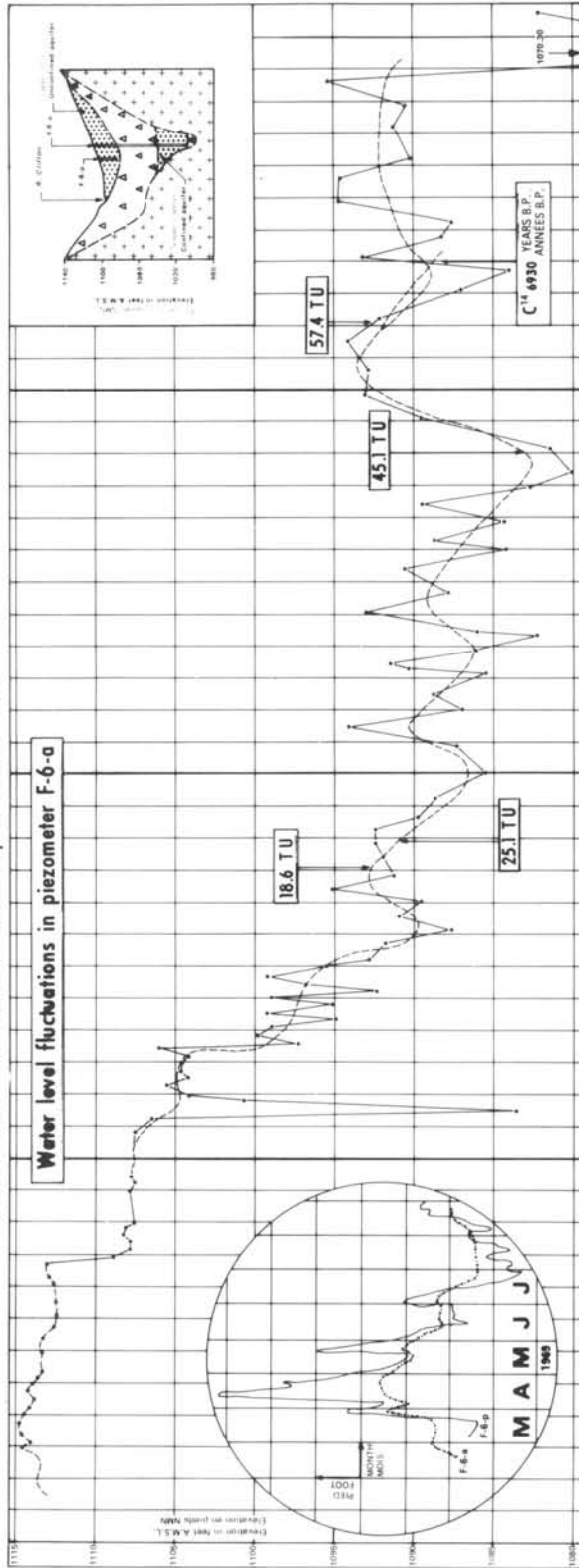
Depuis lors, le rayon d'influence continue à s'étendre à un taux modéré pour atteindre un niveau d'équilibre. Cet équilibre est dû au suintement de l'aquifère de nappe libre à travers le till glaciaire. Ce phénomène est bien mis en évidence si on considère l'accroissement constant de la concentration en tritium qui a passé de 18.6 à 57.4 TU entre août 1970 et mars 1972.

Ainsi la composante de l'eau récente puisée s'accroît avec le temps et une nouvelle détermination du carbone-14 indiquera sûrement un âge plus récent que celui obtenu en avril 1972, où on avait enregistré 6,930 années carbone-14. L'accroissement de la conductivité de l'eau pompée semble être le résultat du passage de l'eau plus jeune à travers le till glaciaire; les observations précédentes confirment ce phénomène.

Résumé

Les données recueillies dans ce bassin mettent en évidence l'existence de deux types de système d'écoulement: profond et rapide (Fig. 18). Les simulations conceptuelles expliquent la réalimentation des aquifères captifs dans les

Fluctuation du niveau de l'eau dans le piezomètre F-6-a

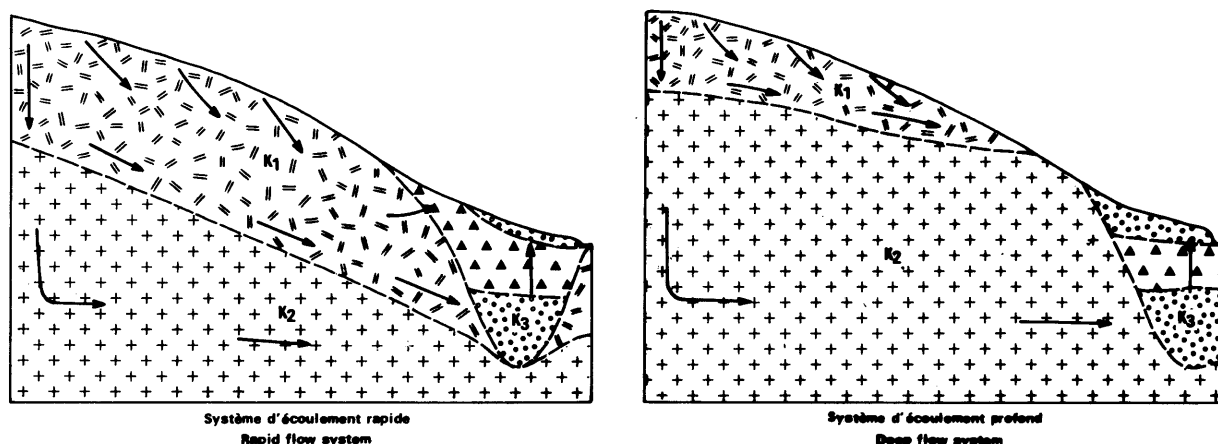


aquifers laid down in preglacial valleys of Southeastern Québec.

Geologically the general flow profile consists of Paleozoic rocks overlain by a layer of fractured rocks of the same formation in the upslope valley sides and by a sequence of Quaternary sediments filling the preglacial channel. The type of groundwater flow pattern is controlled mainly by the geometry of the upper bedrock layer (unit 1) which has a hydraulic conductivity 10 times greater than that of the moderately fractured rocks (unit 2). In the rapid flow system the artesian aquifer is hydraulically connected to the upper bedrock layer through which nearly all the recharge occurs, while in the deep flow system water has to move in bedrock of extremely low permeability in order to reach the aquifer.

vallées préglaciaires du sud-est québécois.

Du point de vue géologique, le profil d'écoulement général laisse voir des roches paléozoïques sous-jacentes à une couche de roches fracturées de même type, sur les côtés de la vallée et surmontées de sédiments quaternaires dans le chenal préglaciaire. Ce qui contrôle effectivement le type de modèle d'écoulement c'est la géométrie de la partie supérieure du bedrock (unité 1) dont la conductivité hydraulique dépasse 10 fois celle des roches modérément fracturées (unité 2). Dans le système d'écoulement rapide, l'aquifère artésien est relié hydrauliquement à la partie supérieure de la roche de fond, à travers laquelle s'effectue presque toute la réalimentation. Par contre dans le système d'écoulement profond, l'eau doit voyager dans la roche en place de perméabilité extrêmement faible avant d'atteindre l'aquifère.



$K_1 : K_2 : K_3 = 10 : 1 : 1000$

Figure 18 MODÈLES CONCEPTUELS DES SYSTÈMES D'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN DU SUD-EST QUÉBÉCOIS
CONCEPTUAL MODELS OF GROUNDWATER FLOW SYSTEMS IN SOUTHEASTERN QUEBEC

Piezometers constructed in the prime transmitting zones of the buried valleys in the zone of active

Les piézomètres aménagés dans les principales zones d'écoulement des vallées enfouies au droit d'exutoires

groundwater discharge are used to study groundwater flow systems by indirect methods such as isotopic determinations and water chemistry.

The deep flow system is characterized by:

- 1) discharge water very low in tritium and low to moderately low in carbon-14;
- 2) discharge water assaying more than 8 mg/l of (Na + K);
- 3) deep aquifer recharged by long horizontal flow paths in low permeability bedrock;
- 4) very little change in groundwater storage with time in the deep aquifer and in the moderately fractured rock.

The rapid flow system is characterized by:

- 1) discharge water rich in tritium;
- 2) insignificant amount of Na + K (less than 5 mg/l) in the zone of active discharge;
- 3) artesian aquifer hydraulically connected with the upper fractured bedrock unit;
- 4) major piezometric fluctuations observed in the deep aquifers.

Of five groundwater flow profiles studied in the Eaton River basin, three are apparently the first type with age of discharging water ranging between 4,700 and 9,500 radiocarbon years.

Tritium and carbon-14 can be advantageously used to identify the type of flow system (deep flow system or rapid flow system) recharging a buried valley aquifer.

These natural isotopes can also served to predict the hydrologic response of a groundwater reservoir to long term pumping and in conjunction with other hydrogeological methods, to assure the optimum utilisation of the groundwater resource.

actifs, permettent l'étude des systèmes d'écoulement souterrain par des méthodes indirectes telles que les déterminations isotopiques et la chimie de l'eau.

Voici ce qui caractérise le système d'écoulement profond;

- 1) A l'exutoire l'eau est très pauvre en tritium et sa teneur en carbone va de faible à modérément faible;
- 2) A l'exutoire la concentration en Na + K de l'eau excède 8 mg/l;
- 3) L'eau qui alimente l'aquifère parcourt horizontalement de longues distances dans la roche en place peu perméable;
- 4) L'emmagasinement varie très peu en fonction du temps dans l'aquifère profond et la roche en place modérément fracturée.

Le système d'écoulement rapide a les caractéristiques suivantes:

- 1) L'eau à l'exutoire est riche en tritium;
- 2) La teneur très faible de l'eau en Na + K, moins de 5 mg/l, à l'exutoire;
- 3) L'aquifère artésien est relié hydrauliquement à la partie supérieure du bedrock fracturé;
- 4) Les fluctuations piézométriques sont importantes dans les aquifères profonds.

Sur les cinq profils d'écoulement souterrain étudiés dans le bassin de la rivière Eaton, trois appartiennent vraisemblablement au premier type; l'âge de l'eau à l'exutoire varie entre 4,700 et 9,500 années radiocarbones.

Le tritium et le carbone-14 peuvent aider avantageusement à identifier le type de système d'écoulement (écoulement profond ou rapide) qui réalimente une vallée enfouie.

Ces isotopes naturels peuvent permettre aussi de prédire la réponse hydrologique d'un réservoir souterrain soumis à un pompage prolongé et, à l'aide d'autres méthodes hydrogéologiques, assurer l'usage optimal de la ressource eau souterraine.

CONCLUSIONS

- 1- In Southeastern Québec, the preglacial valleys commonly contain lenticular water-bearing horizons comprised of Quaternary sand and gravel. The buried-valley aquifers tested have an average transmissivity of 8,200 gpd/ft and an average storage coefficient of 2×10^{-4} .
- 2- The regional groundwater flow system is mainly controlled by the fracture flow occurring in the Paleozoic rocks. The deep Quaternary sand and gravel aquifers act as big drains, collecting water from the bedrock, and the overlying glacial till regulates the upward discharge flow.
- 3- Tritium and carbon-14 dating indicate a rapid turnover when the deep aquifer is hydraulically connected with highly fractured rocks. However when the recharge occurs through moderately fractured rocks, water takes many hundreds of years to reach the aquifer. The regional rate of groundwater motion is 1.7 ft/yr in the moderately fractured rocks and over 250 ft/yr in the highly fractured rocks.
- 4- Carbon-14 and oxygen-18 reveal that all water of the groundwater flow system studied was recharged in Holocene time when the temperature was somewhat similar to the present.
- 5- The geochemistry of the groundwater is entirely controlled by the lithology of the deposits through which the water flows and by the residence time.
- 6- Sodium is the most sensitive hydrochemical indicator of the groundwater movement in the Eaton River basin. The absolute concentration of (Na + K) reflects the time elapsed since water has been introduced in the dynamic flow system; content of less than 5 mg/l indicates recent water while old groundwater has a concentration over 10 mg/l.
- 7- Radioisotopes like tritium and carbon-14 are powerful tools to define subsurface flow systems and to determine the hydraulic conductivities of Paleozoic rocks. The conductivity values derived from mathematical modelling, radioisotopes and field measurements range as follow:

CONCLUSIONS

- 1- Dans le sud-est québécois, les vallées préglaciaires contiennent habituellement des horizons aquifères de forme lenticulaire constitués de sables et graviers quaternaires. La moyenne de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement des aquifères des vallées fossiles se situe respectivement à 8200 g.p.j./pi. et à 2×10^{-4} .
- 2- Le contrôle du système d'écoulement souterrain régional se fait principalement par le biais de fractures dans les roches paléozoïques. Les aquifères profonds de sables et graviers quaternaires font office de drains énormes, récupérant l'eau de la roche en place; le till glaciaire sus-jacent régularise l'écoulement ascendant.
- 3- La datation au tritium et au carbone-14 indique un temps d'infiltration rapide dans l'aquifère profond si celui-ci est relié aux roches très fissurées. Lorsque la réalimentation se fait à travers les roches peu fissurées, l'eau prend plusieurs centaines d'années avant d'atteindre l'aquifère. La vitesse régionale d'écoulement souterrain est de 1.7 pied/an, comparée à 250 pieds/an dans les roches très fissurées.
- 4- Le carbone-14 et l'oxygène-18 révèlent que toute l'eau du système d'écoulement souterrain s'est infiltrée au cours de la période de l'Holocène, alors que la température s'apparentait à celle qui prévaut aujourd'hui.
- 5- La géochimie de l'eau souterraine dépend entièrement de la lithologie des dépôts à travers lesquels elle circule et du temps de séjour.
- 6- Le sodium est l'indicateur hydrochimique par excellence pour l'étude du mouvement de l'eau souterraine dans le bassin de la rivière Eaton. La concentration absolue en Na + K reflète le temps écoulé depuis que l'eau s'est introduite dans le système d'écoulement dynamique; une teneur inférieure à 5 mg/l indique une eau récente, tandis que l'eau plus âgée a une concentration supérieure à 10 mg/l.
- 7- Les radioisotopes tels le tritium et le carbone-14, s'avèrent des outils de travail très valables pour définir les systèmes d'écoulement souterrain et déterminer les conductivités hydrauliques des roches paléozoïques. Les valeurs de la conductivité, calculées à partir des modèles mathématiques, des radioisotopes et des mesures

7-

glacial till	0.01 - 0.12	gpj/pi ²
deep sand and gravel	125 - 700	"
fractured rock	3.0 - 11.8	"
moderately fractured rock	0.09 - 0.89	"
dense rock	0.003	"

8- Piezometers set in low permeability units are poor hydrologic tools to study flow systems by indirect methods and results may be misleading if prime transmitting zones are not considered.

9- Regarding the safe yield of the deep buried-valley aquifers the prime factor is the degree of permeability of the valley wall bedrock by which the natural replenishment occurs. A small lens of sand and gravel interconnected with fractured rocks might yield the same long term supply as a very extensive aquifer surrounded by low permeability bedrock and glacial till.

sur le terrain varient de la façon suivante:

till glaciaire	0.01 - 0.12	gpj/pi ²
sables et graviers profonds ..	125 - 700	"
roche fissurée	3.0 - 11.8	"
roche modérément fissurée	0.09 - 0.89	"
roche dense	0.003	"

8- Les piézomètres mis en place dans les unités à faible perméabilité ne sont pas d'une grande aide dans l'étude des systèmes d'écoulement par les méthodes indirectes; les résultats risquent même d'être trompeurs si on néglige de considérer les zones principales de transmission de l'eau.

9- Le facteur primordial, à considérer pour le débit de production assuré des aquifères profonds de vallées fossiles, est le degré de perméabilité de la paroi de la vallée par laquelle se fait la réalimentation naturelle. Une petite lentille de sable et gravier reliée à la roche fissurée peut fournir, à long terme, le même débit qu'un aquifère grande dimension entouré de roche à faible perméabilité et de till glaciaire.

In these appendix, the following nomenclature has been adopted to identify the type of construction:

borehole
piezometer nest
four inch diameter piezometer
six inch diameter observation well
(shallow well)
six inch diameter test well
(pumping well)
four inch diameter observation well set for
aquifer test evaluation.

S
F
a,b,c
P
PP
PO

Dans ces appendices la nomenclature suivante a été adoptée pour identifier le type d'ouvrage:

forage
nid de piézomètres
piézomètre de 4 pouces de diamètre
puits d'observation de six pouces de diamètre
(peu profond)
puits d'essai de 6 pouces de diamètre
(puits de pompage)
puits d'observation de 4 pouces de diamètre
installé pour l'évaluation d'un essai d'aquifère.

APPENDICE "A" APPENDIX

JOURNAL DES SONDAGES

DRILL-HOLES LOGS

Saint-Isidore d'Auckland

F-6-a et	0 - 36'	: sable et gravier silteux - <i>silty sand and gravel</i>
S-6	36' - 75'	: till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux et blocs en abondance - <i>till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders</i>
	75' - 96'	: sable et gravier argileux et silteux - <i>sand and gravel, clayed and silty</i>
	96' - 108'	: sable et gravier silteux - <i>silty sand and gravel</i>
	108' - 117'	: argile grise, cailloux et blocs (till?) - <i>clay grey, with pebbles and boulders (till?)</i>
	117' - 123'	: roche en place - <i>bedrock</i>

Clifton-Est - East-Clifton

F-2	0 - 3'	: remplissage - <i>fill</i>
	3' - 16'	: sable et gravier silteux - <i>silty sand and gravel</i>
	16' - 57'	: till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux et blocs en abondance - <i>till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders</i>
	57' - 63'	: sable - <i>sand</i>
	63' - 92'	: silt compact et sable - <i>compact silt and sand</i>
	92' - 121'	: gravier - <i>gravel</i>
	121' - 160'	: roche en place: siltstone gris - <i>bedrock: grey siltstone</i>
F-3	0 - 13'	: till brun, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux - <i>till brown, sandy and silty clay with abundant pebbles</i>
	13' - 16'	: gravier - <i>gravel</i>
	16' - 90'	: siltstone gris et schiste argileux pyritifère - <i>grey siltstone with pyritized shale</i>
	90' - 150'	: siltstone gris - <i>grey siltstone</i>
F-4	0 - 2'	: sol - <i>soil</i>
	2' - 132'	: grès fin, légèrement calcaireux - <i>sandstone fine and slightly calcareous</i>
F-13	0 - 7'	: sable et gravier - <i>sand and gravel</i>
	7' - 23'	: sable et gravier silteux - <i>silty sand and gravel</i>
	23' - 60'	: till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - <i>till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders</i>
	60' - 69'	: sable et gravier - <i>sand and gravel</i>
	69' - 98'	: silt et sable - <i>silt and sand</i>
	98' - 127'	: gravier - <i>gravel</i>
	127' - 130'	: roche en place - <i>bedrock</i>
PP-14	0 - 5'	: sable et gravier - <i>sand and gravel</i>
	5' - 60'	: till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - <i>till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders</i>
	60' - 70'	: sable et gravier - <i>sand and gravel</i>
	70' - 93'	: silt et sable - <i>silt and sand</i>
	93' - 117'	: sable et gravier - <i>sand and gravel</i>
	117' - 119'	: roche en place - <i>bedrock</i>

- S-64 0 - 35' : sable et gravier - *sand and gravel*
 35' - 58' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 58' - 68' : sable et gravier - *sand and gravel*
 68' - 73' : roche en place - *bedrock*
- S-65 0 - 15' : gravier silteux - *silty gravel*
 15' - 36' : sable et gravier - *sand and gravel*
 36' - 60' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 60' - 72' : sable et gravier - *sand and gravel*
 72' - 94' : silt et sable - *silt and sand*
 94' - 121' : gravier - *gravel*
 121' - 126' : roche en place - *bedrock*
- Sawyerville
- F-7 0' - 7' : sable et gravier - *sand and gravel*
 7' - 60' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 60' - 82' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*
 82' - 91' : till gris compact, cailloux - *till grey compact, with pebbles*
 91' - 95' : roche en place - *bedrock*
- F-14 et
S-14 0 - 76' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 76' - 88' : argile - *clay*
 88' - 102' : gravier - *gravel*
 102' - 114' : argile silteuse, caillouteuse (till?) - *silty clay with pebbles (till?)*
 114' - 120' : roche en place - *bedrock*
- F-15 0 - 18' : till gris brunâtre, sablonneux et silteux, abondance de cailloux - *till brownish grey, sandy and silty with abundant pebbles*
 18' - 80' : roche en place: schiste ardoisier - *bedrock: slate*
- F-17 0 - 70' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 70' - 76' : sable silteux et blocs - *silty sand and boulders*
 76' - 98' : gravier - *gravel*
- PP-18 et
S-128 0 - 72' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 72' - 76' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*
 76' - 101' : sable et gravier - *sand and gravel*
 101' - 111' : argile - *clay*
 111' - 114' : silt et sable - *silt and sand*
 114' - 119' : sable et gravier - *sand and gravel*
 119' - 139' : argile brune sablonneuse - *brown sandy clay*
 139' - 155' : till compact, argile sablonneuse silteuse, cailloux - *till compact, sandy and silty clay with pebbles*
 155' - 157' : roche en place - *bedrock*
- PP-22 0 - 1' : sol - *soil*
 1' - 77' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*

PP-22 77' - 88' : argile - *clay*
 88' - 104' : gravier - *gravel*
 104' - 105' : argile silteuse et cailloux (till?) - *silty clay with pebbles (till?)*

PP-24 0 - 10' : sable et gravier - *sand and gravel*
 10' - 60' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 60' - 85' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*

S-23 0 - 9' : sable fin - *fine sand*
 9' - 11' : gravier - *gravel*
 11' - 90' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 90' - 100' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*
 100' - 131' : till, argile silteuse et sablonneuse, cailloux et petits blocs - *till silty and sandy clay with pebbles and small boulders*
 131' - 139' : roche en place - *bedrock*

S-24 0 - 100' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 100' - 107' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*
 107' - 117' : argile compacte, caillouteuse (till?) - *clay, compact with pebbles (till?)*
 117' - 123' : roche en place - *bedrock*

S-51 0 - 66' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 66' - 78' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*
 78' - 110' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux et de blocs - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles and boulders*
 110' - 135' : gravier - *gravel*
 135' - 141' : roche en place - *bedrock*

S-52 0 - 63' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux - *till grey, sandy and silty clay with pebbles*
 63' - 69' : roche en place - *bedrock*

S-53 0 - 63' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux et lits de sable - *till grey, sandy and silty clay with pebbles and sand beds*
 63' - 68' : roche en place - *bedrock*

S-55 0 - 8' : sable - *sand*
 8' - 56' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux - *till grey, sandy and silty clay with pebbles*
 56' - 62' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*
 62' - 83' : argile caillouteuse (till?) - *clay with pebbles (till?)*
 83' - 108' : gravier - *gravel*
 108' - 114' : roche en place - *bedrock*

S-56 0 - 3' : sol - *soil*
 3' - 11' : sable - *sand*
 11' - 96' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, abondance de cailloux - *till grey, sandy and silty clay with abundant pebbles*
 96' - 108' : gravier - *gravel*
 108' - 114' : roche en place - *bedrock*

S-60 0 - 5' : argile - *clay*
 5' - 11' : sable gris - *grey sand*

S-60 11' - 40' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux - *till grey, sandy and silty clay with pebbles*

 40' - 52' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*

 52' - 70' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux - *till grey, sandy and silty clay with pebbles*

 70' - 82' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*

 82' - 97' : till compact, argile sablonneuse et silteuse, cailloux - *till compact, sandy and silty clay with pebbles*

 97' - 105' : roche en place - *bedrock*

S-61 0 - 5' : remplissage - *fill*

 5' - 40' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux - *till grey, sandy and silty clay with pebbles*

 40' - 60' : sable et gravier silteux - *silty sand and gravel*

 60' - 97' : till gris, argile sablonneuse et silteuse, cailloux - *till grey, sandy and silty clay with pebbles*

 97' - 119' : till compact, argile brune caillouteuse - *till compact, brown clay with pebbles*

 119' - 125' : roche en place - *bedrock*

APPENDICE "B" APPENDIX

ANALYSES CHIMIQUES

CHEMICAL ANALYSIS

Sampling point Point d'échantillonnage	Selected constituents in mg/l - Paramètres choisis en mg/l								Specif. conduct. (micromhos/cm) 25°C Conduct. spécif. (unités/cm)	Collection date Date d'échantillonnage
	Ca	Mg	Na	K	(Na + K)	SO ₄	Cl	(SO ₄ + Cl)		
Municipal well of Puits municipal de St. Isidore	35.0	11.5	10.5	0.3	10.8	3.0	1.0	4.0	288	1971 Nov. 8
do	35.0	10.6	10.5	0.3	10.8	5.5	1.2	6.7	292	1972 Jan. 12
do	35.0	10.8	10.5	0.3	10.8	8.0	1.0	9.0	286	1972 Feb./Fév. 15
do	34.0	10.4	10.5	0.3	10.8	7.0	1.1	8.1	281	1972 Mar. 8
do	34.0	10.8	10.5	0.3	10.8	8.0	1.2	9.2	286	1972 Apr./Avril 26
do	35.5	10.6	10.5	0.3	10.8	8.0	1.1	9.1	292	1972 June/Juin 20
do	36.0	10.0	7.0	0.4	7.4	7.0	1.3	8.3	286	1972 Dec./Déc. 8
do	35.2	10.0	7.2	0.4	7.6	7.0	1.1	8.1	282	1972 Aug./Août 18
do	32.5	6.0	12.4	0.3	12.7	4.0	0.5	4.5	268	1968 Nov. 13
F-6-p	11.0	3.0	2.9	1.6	4.5	5.5	4.5	10.0	106	1972 Apr./Avril 26
F-6-p	12.5	3.3	2.7	1.4	4.1	6.5	4.9	11.4	112	1972 June/Juin 20
Clifton River near Rivière Clifton près	F-6 10.5	1.5	3.4	1.1	4.5	4.0	5.0	9.0	92	1968 Nov. 21
do	10.0	2.6	1.1	1.4	2.5	7.0	3.0	10.0	84	1971 Dec./Déc.
do	10.0	2.6	1.8	1.6	3.4	8.0	2.5	10.5	90	1971 Nov. 10
do	15.5	3.3	2.0	1.6	3.6	5.0	2.2	7.2	114	1972 June/Juin 21
do	7.5	1.8	1.1	1.8	2.9	5.0	1.5	6.5	66	1972 Apr./Avril 26
Clifton River near Rivière Clifton près	F-2 20.0	4.0	2.7	1.5	4.2	5.0	3.5	8.5	148	1972 June/Juin 21
F-2-p	60.0	20.0	33.0	3.6	36.6	3.5	86.0	89.5	636	1972 June/Juin 21
F-2-a	35.0	14.0	20.0	0.6	20.6	2.5	0.5	3.0	337	1972 Dec./Déc. 10
do	35.0	14.0	20.0	0.6	20.6	2.5	0.5	3.0	339	1972 Jan. 13
do	35.0	14.0	20.0	0.6	20.6	2.5	0.5	3.0	340	1972 Apr./Avril 28
do	34.0	14.0	20.0	0.6	20.6	3.0	0.5	3.5	341	1972 June/Juin 20
F-2-b	35.0	15.0	20.0	0.6	20.6	4.0	0.5	4.5	355	1971 Dec./Déc. 9
do	26.5	15.0	20.5	0.6	21.1	1.0	0.5	1.5	313	1972 Jan. 13
do	36.0	16.0	20.0	0.6	20.6	5.5	0.5	6.0	363	1972 Feb./Fév. 16
do	35.0	15.0	20.0	0.6	20.6	3.5	0.5	4.0	358	1972 Mar. 8
do	10.0	15.0	20.0	0.6	20.6	4.0	0.5	4.5	360	1972 Apr./Avril 28
do	6.5	15.0	20.0	0.7	20.7	5.0	0.5	5.5	360	1972 June/Juin 20
F-13	24.5	12.0	22.5	0.6	23.1	3.0	0.5	3.5	329	1972 June/Juin 20
F-3-p	9.0	9.2	4.4	3.0	7.4	6.5	0.5	0.5	295	1972 June/Juin 21
F-3-a	26.0	0.3	9.8	4.7	14.5	13.5	0.8	14.3	364	1972 May/Mai 8
do	9.0	14.0	19.8	1.3	21.1	5.0	2.0	7.0	238	1972 June/Juin 21
do	12.9	14.4	15.7	1.2	16.9	9.5	3.5	13.0	266	-----
F-3-b	31.0	16.5	10.5	2.2	12.7	7.0	0.7	7.7	205	1972 Mar. 8
do	4.0	14.0	23.0	1.8	24.8	9.0	0.5	9.5	228	1972 June/Juin 21
do	5.8	6.0	16.0	2.0	18.0	10.5	0.7	11.2	187	-----
F-4-p	35.5	11.0	2.8	0.7	3.5	11.5	2.5	14.0	383	1972 June/Juin 21
F-4-a	40.0	14.0	20.0	1.1	21.1	8.0	2.4	10.4	233	1972 Mar. 8
do	22.0	0.2	10.0	4.5	14.5	12.5	0.5	13.0	318	1972 June/Juin 21
do	13.6	3.0	9.2	5.0	14.2	10.0	4.7	14.7	177	1971 Oct. 28

Sampling point Point d'échantillonnage	Selected constituents in mg/l - Paramètres choisis en mg/l								Spec. conduct. (microhmhos/cm) 25°C Conduct. spéc. (microhmhos/cm)	Collection date Date d'échantillonnage
	Ca	Mg	Na	K	(Na + K)	SO ₄	Cl	(SO ₄ + Cl)		
F-4-b	8.0	6.5	13.0	3.8	16.8	7.0	4.3	11.3	178	1971 Oct. 28
do	5.0	14.0	22.5	1.6	24.1	15.5	0.5	15.5	239	1972 May/Mai 8
do	7.0	17.5	10.5	2.5	13.0	5.0	0.6	5.6	237	1972 June/Juin 21
Marquis well Puits Marquis	28.0	8.2	11.5	5.0	16.5	20.0	30.0	50.0	445	1972 June/Juin 21
PP-18	48.0	6.4	3.5	0.4	3.9	4.0	2.0	6.0	284	1971 Nov. 8
do	46.0	6.3	3.4	0.4	3.8	5.5	1.8	7.3	278	1972 Jan. 14
do	48.0	6.5	3.5	0.4	3.9	5.0	1.9	6.9	286	1972 Apr./Avril 15
do	46.0	6.3	3.5	0.4	3.9	5.0	1.8	6.8	286	1972 Apr./Avril 25
PP-18	48.0	6.4	3.5	0.4	3.9	3.5	1.8	5.3	286	1972 June/Juin 26
do	45.0	6.5	2.7	0.5	3.2	6.0	2.4	8.4	291	1971 Dec./Déc. 8
do	46.8	6.4	3.7	0.6	4.3	6.5	2.8	9.3	308	1971 Apr./Avril 8
do	40.0	5.9	3.7	0.7	4.4	5.5	2.7	8.2	296	1971 May/Mai 10
F-17	44.0	7.0	3.7	0.5	4.2	6.5	2.5	9.0	302	1971 Apr./Avril 8
F-15	29.4	6.8	2.9	0.5	3.4	4.5	0.5	5.0	210	1971 Sept. 23
do	26.5	6.8	3.8	0.6	4.4	5.5	0.7	6.2	207	1972 Apr./Avril 27
do	28.5	6.8	3.8	0.6	4.4	5.0	0.6	5.6	207	1972 June/Juin 20
F-7	32.0	3.0	2.7	0.9	3.4	5.5	1.8	7.3	251	1971 Nov. 10
do	45.0	3.0	1.8	0.8	2.6	7.5	2.0	9.5	251	1971 Dec./Déc. 10
do	35.0	3.0	2.7	0.9	3.6	6.5	1.8	8.3	212	1972 Jan. 12
do	30.0	3.3	2.9	0.9	3.8	8.0	1.5	9.5	244	1972 Feb./Fév. 17
do	30.0	2.3	2.1	0.6	2.7	5.0	1.3	6.3	180	1972 Mar. 9
do	44.0	3.0	2.8	0.9	3.7	6.5	1.6	8.1	244	1972 Apr./Avril 26
do	46.0	2.9	2.7	0.8	3.5	5.5	1.7	7.2	249	1972 June/Juin 20
F-14	24.0	6.2	9.2	0.7	9.9	5.0	0.5	5.5	233	1972 Apr./Avril 8
do	29.5	6.4	9.2	0.6	9.8	3.0	0.5	3.5	233	1972 June/Juin 19
PP-22	32.8	6.0	9.6	0.4	10.0	1.5	1.0	2.5	259	1972 Apr./Avril 21
do	32.8	6.0	9.2	0.4	9.6	1.5	1.0	2.5	259	1972 Apr./Avril 20

APPENDICE "C" APPENDIX

TENEURS EN OXYGÈNE -18

OXYGEN -18 CONTENTS

Sampling point Point d'échantillonnage	Preparation number Numéro de préparation	Collection date Date d'échantillonnage	(snow) δ^{18} (neige)	Mean value Valeur moyenne
EAU SOUTERRAINE				
F-2-p	W-1058	1972 June/Juin	21	-11.62
	W-1059	1972 July/juil.	11	-11.80
	W-1170	1972 Sept.	8	-11.80
F-2-a	W-98	1972 Jan.	21	-11.23
	W-342	1972 Mar.	4	-11.34
	W-345	1972 Mar.	31	-11.20
	W-1060	1972 June/Juin	20	-11.29
	W-1061	1972 July/Juil.	11	-11.50
	W-1185	1972 Sept.	8	-11.90
F-2-b	W-99	1972 Jan.	21	-11.36
	W-341	1972 Mar.	4	-11.52
	W-344	1972 Mar.	31	-11.39
	W-1062	1972 June/Juin	20	-11.66
	W-1063	1972 July/Juil.	11	-11.35
	W-1186	1972 Sept.	8	-11.14
F-3-p	W-1194	1972 June/Juin	21	-11.22
	W-1068	1972 July/Juil.	12	-10.16
	W-1173	1972 Sept.	8	-10.63
F-3-a	W-333	1972 Mar.	3	-11.67
	W-1069	1972 June/Juin	21	-11.29
	W-1070	1972 July/Juil.	12	-11.21
	W-1187	1972 Sept.	8	-11.13
F-3-b	W-334	1972 Mar.	8	-11.83
	W-1071	1972 June/Juin	21	-11.87
	W-1072	1972 July/Juil.	12	-11.70
	W-1403	1972 Sept.	8	-11.70
F-4-p	W-1073	1972 June/Juin	21	-11.80
	W-1074	1972 July/Juil.	11	-11.61
	W-1174	1972 Sept.	8	-11.37
F-4-a	W-335	1972 Mar.	8	-11.31
	W-1075	1972 June/Juin	21	-11.58
	W-1076	1972 July/Juil.	11	-11.72
	W-1189	1972 Sept.	8	-11.41
F-4-b	W-336	1972 Mar.	8	-11.48
	W-1078	1972 June/Juin	21	-11.88
	W-1079	1972 July/juil.	11	-11.69
	W-1189	1972 Sept.	8	-11.41
Marquis well Puits Marquis	W-337	1972 Mar.	8	-12.06
	W-1080	1972 June/Juin	21	-11.88
	W-1081	1972 July/Juil.	12	-12.02
	W-1175	1972 Sept.	8	-11.83
F-14	W-332	1972 Mar.	8	-11.46
	W-1086	1972 June/Juin	6	-11.74
	W-1087	1972 July/Juil.	11	-11.70
	W-1178	1972 Sept.	7	-11.64
F-7	W-100	1972 Jan.	21	-12.17
	W-340	1972 Mar.	4	-12.06
	W-1088	1972 June/Juin	20	-12.09
	W-1149	1972 July/Juil.	11	-11.94
	W-1193	1972 Sept.	7	-12.60
F-15	W-1161	1972 Apr./Avril	27	-11.22
	W-1400	1972 June/Juin	20	-13.73
	W-1401	1972 July/Juil.	11	-11.41
	W-1193	1972 Sept.	7	-12.60
PP-18	W-398	1972 Mar.	4	-11.97
	W-397	1972 Mar.	31	-11.94
	W-1152	1972 June/Juin	8	-11.94
	W-1153	1972 July/Juil.	11	-11.66
	W-1191	1972 Sept.	7	-11.60

Sampling point	Preparation number	Collection date	(smow)	Mean value
Point d'échantillonnage	Numéro de préparation	Date d'échantillonnage	δ O ¹⁸ (smow)	Valeur moyenne
GROUNDWATER SAMPLES - EAU SOUTERRAINE				
F-6-p	W-1162	1972 Apr./Avril 26	-13.23	-13.31
	W-1082	1972 June/Juin 20	-13.41	
	W-1083	1972 July/Juil. 11	-13.30	
	W-1176	1972 Sept. 7	-13.35	
Municipal weel of St.Isidore d'Auckland				
Puits municipal de St-Isidore d'Auckland				
	W-101	1972 Jan. 21	-11.80	-11.59
	W-339	1972 Mar. 4	-11.55	
	W-346	1972 Mar. 31	-11.57	
	W-1159	1972 Apr./Avril 26	-11.15	
	W-1084	1972 June/Juin 20	-12.10	
	W-1085	1972 July/Juil. 11	-11.60	
	W-1177	1972 Sept. 7	-11.36	
F-13	W-1064	1972 June/Juin 21	-11.52	-11.35
	W-1066	1972 July/Juil. 11	-11.40	
	W-1171	1972 Sept. 8	-11.14	
STREAM SAMPLES - EAU SUPERFICIELLE				
Eaton River at Sawyerville	W-102	1972 Jan. 21	-12.58	Rivière Eaton
	W-348	1972 Apr./Avril 3	-13.78	à Sawyerville
Clifton River near F-2	W-103	1972 Jan. 21	-12.17	Rivière Clifton
	W-1164	1972 Mar. 31	-13.26	près de F-2
	W-1054	1972 June/Juin 21	-11.75	
	W-1055	1972 July/Juil 11	-10.72	
	W-1168	1972 Sept. 8	-10.19	
Clifton River near F-6	W-104	1972 Jan. 21	-12.53	Rivière Clifton
	W-396	1972 Mar. 31	-13.72	près de F-6
	W-349	1972 Apr./Avril 3	-13.68	
	W-1163	1972 Apr./Avril 26	-13.87	
	W-1056	1972 June/Juin 21	-11.73	
	W-1057	1972 July/Juil. 11	-10.80	
	W-1169	1972 Sept. 7	-10.80	-12.44
Clifton River (1340')	W-105	1972 Jan. 21	-12.55	Rivière Clifton
	W-350	1972 Apr./Avril 3	-13.33	(1340')
PRECIPITATION SAMPLES - EAU DE PLUIE				
snow, near F-2	W-107	1972 Jan. 21	-22.17	neige, près de F-2
snow, near F-6	W-108	1972 Jan. 21	-23.66	neige, près de F-6
snow, near F-1	W-106	1972 Jan. 21	-21.87	neige, près de F-1
snow (1340')	W-109	1972 Jan. 21	-21.69	neige (1340')
snowpack (38.2%)	W-1154	1972 Mar. 14	-17.35	banc de neige (38.2%)
Meteorological station of Sawyerville Nord				
Station météorologique à Sawyerville-Nord				
rain water	W-1165	1972 Mar. 17	-11.03	eau de pluie
snow	W-1166	1972 Mar. 18	-18.05	neige
snow?	W-1167	1972 Mar. 31	-14.61	neige?
rain water	W-1156	1972 Apr./Avril 19	-12.42	eau de pluie
rain water	W-1157	1972 May/Mai 4	-13.95	eau de pluie
rain water	W-1404	1972 May/Mai 11	-18.70?	eau de pluie
rain water	W-1179	1972 July/Juil. 3	- 7.66	eau de pluie
rain water	W-1180	1972 July/Juil. 24	-10.30	eau de pluie
rain water	W-1181	1972 Aug./août 6	- 6.06	eau de pluie
rain water	W-1182	1972 Aug./août 18	- 7.23	eau de pluie
rain water	W-1183	1972 Aug./août 23	- 4.29	eau de pluie

BIBLIOGRAPHIE**REFERENCES**

- Back, W., 1966. Hydrochemical facies and groundwater flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain; U.S. Geol. Survey Prof. Paper 498-A.
- Beswick, B.T., 1971. A multi-component hydrogeologic evaluation of a shallow groundwater flow system in glacial drift; MS: thesis, University of Manitoba.
- Brown, R.M., 1961. Hydrology of tritium in the Ottawa Valley; *Geoch. et Cosmochim. Acta*, vol. 21, Nos 3 and 4, p. 199-216.
- Brown, R.M., 1970. Distribution of hydrogen isotopes in Canadian waters; *Isotope Hydrology 1970*, IAEA, p. 3-21.
- Bruin, J. and Hudson, H.E., 1955. Selected methods for pumping test analysis; Report on Investigation 25, Illinois State Water Survey.
- Canadian National committee for the International Hydrologic Decade, 1966. Proceeding of the National Workshop Seminar on "Research Basin Studies", Ottawa, January, 12-14, 1966.
- Carson, M.A. and Sutton, E.A., 1971. The hydrologic response of the Eaton River basin, Québec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, p. 102-115.
- Cooke, H.C., 1950. Geology of a southwestern part of the Eastern Townships of Québec; *Geol. Survey of Canada, Memoir no. 257*.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation; *Tellus* 16, p. 436-468.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J. and Møller J., 1969. One thousand centuries of climatic record from camp century on the Greenland Ice Sheet; *Science*, vol. 166, p. 377-380.
- Dessureault, R., 1970. Hydrogéologie des Iles-de-la-Madeleine. I. - Inventaire des eaux souterraines; rapport H.G.-1, Ministère des Richesses naturelles du Québec.
- Ferris, J.G., Knowles, D.B., Brown, R.H., and Stallman, R.W., 1962. Theory of aquifer tests, groundwater hydraulics. USGS Water supply Paper 1536-E.
- Freeze, R.A., 1969a. Hydrogeology and groundwater resources of the Gravelbourg aquifer; Scientific Series No. 6, Inland Waters Branch, Dept. of Energy, Mines and Resources.
- Freeze, R.A., 1969b. Theoretical analysis of regional groundwater flow; Scientific Series no. 3, Inland Waters Branch, Dept. of Energy, Mines and Resources.
- Geyh, M.A., 1972. Basic studies in Hydrology and ^{14}C and ^3H measurements, XXIV Int. Geol. Congres, Montreal, Hydrogeology, p. 227-234.
- Gilotti, B.J., Bazen, F. and Kulp, J.L., 1958. The geochemistry of tritium; *AM. Geophys. Union Trans.* vol. 39, p. 807-818.
- Haurwitz, B. and Austin, J.M., 1944. *Climatology*; McGraw-Hill Book Company Inc., New York.
- Hitchon, B. and Friedman, I., 1969. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin. I-Stable isotopes of hydrogen and oxygen; *Geochim, et Cosmochim. Acta.* vol. 33, p. 1321-1349.
- Hvorslev, M.J., 1951. Time lag and soil permeability in ground-water observations; Waterways experiment station; Corps of Engineers U.S. Army, Bulletin no. 36, Vicksburg, Mississippi.
- Hubbert, M.K., 1940. The theory of ground-water motion; *Journal of Geology*, vol. 48, p. 785-944.
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 1963. *Radioisotopes in Hydrology*: Vienna.

- International Atomic Energy Agency (IAEA), 1969. Environmental Isotope Data No. 1: World Survey of isotope concentration in precipitation (1953-1963); technical reports series no. 96.
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 1970. Environmental Isotope Data No. 2: World Survey of isotope concentration in precipitation (1964-1965); technical reports series no. 117.
- Johnson, E.E., Inc., 1966. Ground-water and Wells; Saint Paul, Minnesota.
- Kaufmann, S. and Libby, W.F., 1954. The natural distribution of tritium; Phys. Rev. vol. 93, p. 1337-1344.
- Laurin, A., 1969. Carte géologique du Québec; Ministère des Richesses naturelles du Québec.
- Lewis, D.W., 1964. General summary of geology of region centered on Sawyerville, Compton County; unpublished manuscript and field notes, Quebec Department of Natural Resources.
- Libby, W.F., 1967. History of radiocarbon dating; Symposium on radioactive dating and methods of low-level counting, Monaco, IAEA, p. 3-25.
- Lissey, A., 1967. The use of reducers to increase the sensitivity of piezometers; Journal of Hydrology, vol. 5, p. 197-205.
- MacLay, R.W. and Winter, T.C., 1967. Geochemistry and ground-water movement in Northwestern Minnesota; Ground-water, vol 5, no. 1, p. 11-19.
- Maxey, G.B., 1968. Hydrogeology of desert basins; Ground-water, vol. 6, no. 5, p. 10-22.
- McDonald, B.C., 1969. Surficial geology of La Patrie-Sherbrooke area, Québec, including Eaton River watershed; Geol. Survey of Canada, Paper 67-52.
- McDonald, B.C. and Shilts, W.W., 1971. Quaternary stratigraphy and events in southeastern Québec; Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 82, p. 683-698.
- Meiman, J.C. and Friedman, I., 1970. Deuterium variations in an annual snowpack; Water Resour. Res., vol. 6, no. p. 125-129.
- Mifflin, M.D., 1968. Delineation of Ground-water flow systems in Nevada; Desert Research Institute, University of Nevada System, technical report series H-W, no. 4, Reno, Nevada.
- Moorbath, S., 1970. Dating by radioisotopes, Sigma Series of Sciences Surveys.
- Nind, T.E.W., 1965. Influence of absolute and partial hydrologic barriers on pump test results; Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 2, p. 309-323.
- Nir, A., 1964. On the interpretation of tritium "age" measurements of groundwater; Journal of Geoph. Res., vol. 69, no. 12, p. 2589-2595.
- Pearson, F.J. Jr and Fisher, D.W., 1971. Chemical composition of atmospheric precipitation in the Northeastern United States; Geological Survey Water-Supply Paper 1535-p.
- Pearson, F.J. and Hanshaw, B.B., 1970. Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating; Isotopes Hydrology 1970, IAEA, p. 271-286.
- Pinder, G.F., 1968. Hydrogeology of the lower Musquodoboit River Valley, Nova Scotia; report 68-2, Dept. of Mines, Nova Scotia.
- Pinder, G.F. and Jones, J.F., 1969. Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff; Water Resour. Res., Vol. 5, no. 2, p. 438-445.
- Pinder, G.F. and Frind, E.O., 1972. Application of Galerkin's procedure to aquifer analysis; Water Resour. Res., vol. 8, no. 1, p. 108-120.
- Quebec Department of Natural Resources. Bulletin météorologique; Service de la Météorologie (1962-1972).
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums; Physics, vol. 1, no. 5, p. 318-333.
- Saines, M., 1968. Map interpretation and classification of buried valleys; Ground-water, vol. 6, no. 4, p. 32-37.
- Simard, G., 1970. Etude hydrogéologique du bassin de la Rivière Eaton, Ministère des Richesses naturelles du Québec, HG-2.

- Smoor, P.B., 1967. Hydrochemical facies study of ground-water in the Tuscon basin; unpublished Ph. D. dissertation, University of Arizona.
- Stiff, H.A., Jr., 1951. The interpretation of chemical water analysis by means of patterns; Jour. Petroleum Tech., sec. 1, p. 15-16.
- Summers, W.K., 1972. Specific capacities of wells in crytalline rocks; Ground-water, vol. 10, no. 6, p. 37-47.
- Tamers, M.A., 1965. Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone unconfined aquifer; Isotopes techniques in the Hydrologic Cycle, Geophysical Monograph Series, no. 11, a Symposium at the University of Illinois, p. 143-152.
- Tamers, M.A. and Scharpenseel, H.W., 1970. Sequential sampling of radio-carbon in groundwater; Isotope Hydrology 1970, IAEA, p. 241-258.
- Theis, C.V., 1935. Relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage; AM. Geophys. Union trans., vol. 16, p. 519-524.
- Todd, D.K., 1959. Groundwater Hydrology; John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Von Butlar, H. and Libby, W.F., 1955. Natural distribution of cosmicray produced tritium; Journal Inorganic and Nuclear chemistry, vol. 1, p. 75-91.
- Walton, W.C., 1962. Selected analytical methods for well and aquifer evaluation; Bulletin 49, Illinois state Water Survey, Dept. of Registration and Education.
- Walton, W.C., 1970. Groundwater Resource Evaluation; McGraw-Hill Book Co., New York.