

50376
1984
2

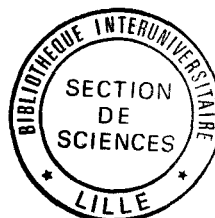
LILLE

no d'ordre 1136

50376
1984
2

**THESE présentée à l'Université des Sciences et
Techniques de Lille pour obtenir le titre de**

DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE
mention géologie appliquée



par Jean-Louis BERT

**Etude et modélisation
d'un aquifère basaltique fissuré :
le plateau de Pukekohe
(Nouvelle-Zélande)**

soutenu le 20 janvier 1984 devant la commission d'examen

MM. N. CRAMPON

P. WILLIAMS

J. MANIA

A. TALBOT

M. WATERLOT

President Rapporteur

Examineurs

Travail effectué au Département de Géographie
de l'UNIVERSITE d'AUCKLAND (NOUVELLE-ZELANDE) et à l'UER des Sciences
de la Terre de l'Université des Sciences et Techniques de LILLE
avec l'aide du GOUVERNEMENT NEO-ZELANDAIS

A WALHA , MON ÉPOUSE

AVANT - PROPOS

Ce mémoire est le point final de sept années d'études et de recherche. Durant cette longue période, j'ai souvent bénéficié de l'appui et des encouragements de certains :

Monsieur le Professeur PAQUET, bien avant de m'accueillir dans son laboratoire, m'a consacré personnellement de nombreuses heures de son temps afin de m'initier, au sortir d'un DEUG A, aux sciences géologiques. Je suis heureux de pouvoir lui exprimer ici ma sincère reconnaissance.

Monsieur le Professeur WILLIAMS, de l'Université d'Auckland, Nouvelle-Zélande, a accepté de prendre en charge la direction scientifique de cette étude, effectuée pendant une année dans son unité de recherche. Je lui exprime ma cordiale gratitude tant pour son aide précieuse que pour les marques de sympathie dont il a fait preuve à mon égard.

Monsieur le Professeur CRAMPON, à mon retour en France, m'a de nouveau accueilli dans son laboratoire. Avec le Professeur MANIA, de l'Université de Besançon, il a assuré le suivi scientifique de ce travail. En me faisant part de leurs critiques fructueuses et de conseils avisés, ils ont éclairé ma recherche et permis d'améliorer ce mémoire. M'ayant suivi tous deux depuis plusieurs années, je leur fais part de mes sincères remerciements.

Monsieur le Professeur WATERLOT a non seulement été l'initiateur de cette étude en Nouvelle-Zélande, mais il a également su créer, pour ma famille et moi-même, un maximum de conditions favorables à la réussite d'une expérience plus qu'enrichissante. En m'accueillant dans ses locaux dès mon retour, il m'a permis de bénéficier de l'ambiance d'un laboratoire sympathique. Qu'il reçoive mes plus vifs remerciements et les marques de ma profonde reconnaissance.

Monsieur Alain TALBOT, ingénieur géologue du B.R.G.M. de Lille (Lezennes), a accepté de faire partie de mon jury et de juger ce mémoire. Je lui adresse des remerciements sincères pour le temps précieux qu'il m'a ainsi accordé.

A Monsieur l'Ambassadeur de Nouvelle Zélande à Paris et à M. BARRETT, Attaché culturel à l'Ambassade, ainsi qu'à M. CARBONATTO, Attaché culturel à l'Ambassade de France à Auckland, j'adresse des remerciements sincères. Grâce à leurs initiatives dans le domaine des échanges scientifiques et culturels, j'ai pu bénéficier de l'octroi d'une bourse de recherche du gouvernement néo-zélandais.

Je leur dois une année merveilleuse aux multiples implications futures, professionnelles et humaines notamment.

Il est devenu traditionnel, en ce type de circonstance, de remercier ses parents. Pour ma part, je leur dois plus que des formules d'usage. En éveillant très tôt ma curiosité aux aspects scientifiques et techniques du monde qui nous entoure, ils ont contribué de façon réelle à l'aboutissement de ce travail. Qu'ils reçoivent tous deux ma profonde affection.

De nombreux collègues et amis ont suivi l'éclosion laborieuse de ce mémoire. Leur sympathie, leurs conseils m'ont souvent aidé. Qu'ils sachent tous, et en particulier P. de HEDOUVILLE, E. CARLIER et E. MERCIER, l'amitié que je leur porte.

Enfin, je voudrais remercier également ceux qui ont participé à la réalisation pratique de ce mémoire et de sa soutenance : Madame BREBION pour le tirage, Madame MASSINON pour la frappe, Monsieur PLUQUIN pour l'assemblage et Monsieur CARPENTIER pour les travaux photographiques. Leurs compétences techniques, leurs conseils m'ont réellement facilité la tâche.

ACKNOWLEDGMENT

First of all, I wish to express my sincere gratitude to my supervisor, Professor P.W. WILLIAMS, for his help and guidance. To accept the charge of a foreign student is a challenge he took up with sympathy and patience. During my stay in New Zealand, and even afterwards, he was for my family and I much more than an academic advisor, which is a role many others may have limited themselves to.

Professors J.A. GRANT-MACKIE and M. WATERLOT initiated scientific cooperation and student exchanges between New Zealand and France. This study would not have even existed without their numerous contacts and long term acting. To both of them, I would like to express my sincere thanks.

Gratitude is due also to Peter CROSLY, not only for most helpful assistance on dye tracing procedures in the field or in the lab, but for numerous hours of fruitful discussions.

Wayne RUSSEL (Auckland Regional Water Board) supplied me with most of the hydrological, geological and chemical data, and provided much valuable advice. I indeed appreciate his kind assistance.

The Ministry of Agriculture and Fishery gave me access to its bore of the Pukekohe Horticultural Station for dye tracing, despite pollution hazards. I would like to tell them how grateful I am for their understanding.

I want to thank here too all the local authorities : the Pukekohe Borough Council, the Franklin County Council, the Waikato Valley Authority and especially the Auckland Regional Water Board who also provided financial support.

For their precious help and for a thousand and one little things that make everyday life easier, I would like to express my sincere sympathy to all academic and staff members of the University of Auckland Geography Department, and especially to Dr. Peter HOSKING, Professors Ross COCHRANE, Christopher de FREITAS, Warren MORAN, to Brian HURST, Brian MARSHALL, David HAWCKE, and last but not least, Sue and Maureen, the secretaries.

Finally I would like to thank too all the students of the Department for the kind and humourous atmosphere they created around the two "froggies", with a special mention to Ruth WEST for her sympathy.

NOTE TO ENGLISH READERS

Although this thesis field work was completed in New Zealand, most of the writing up is in french. I apologize for this to New Zealanders who would try to decipher that modest contribution to Pukekohe Plateau aquifer systems understanding. As a french student, I remember myself working hard on english papers (sometimes even written by zealous french fellow countrymen) and I do understand how frustrating such a situation can be.

Nevertheless, I have tried to facilitate the access to the main results by adding a short summary in english at the end of each chapter. Two appendices ("Annexes" 8 and 9), corresponding to reports for the Auckland Regional Water Board, are proposed too, and give an overall idea of this work. Furthermore, an abstract can be found in the following pages.

In each case, red pages have been used for the english text.

RESUME

L'utilisation de l'électrode spécifique des nitrates a permis de mettre en évidence des concentrations anormalement hautes en cet élément dans les eaux des sources de l'aquifère supérieur de Pukekohe. L'apport principal en nitrates est lié à l'utilisation intensive d'engrais azotés.

L'exploitation d'enregistrements piézométriques obtenus sur une quinzaine de puits du plateau de Pukekohe permet de distinguer deux aquifères différents, tant du point de vue des amplitudes piézométriques que de celui du niveau statique moyen. L'existence de logs stratigraphiques pour certains de ces puits amène à envisager une superposition de ces deux aquifères et à les situer dans les formations basaltiques de Bombay et de Franklin.

L'étude des caractéristiques chimiques des deux aquifères ainsi définis ne présente pas de différenciation nette, reflétant probablement d'une part des similitudes d'apport en eau et d'autre part un mélange des eaux des aquifères supérieur et inférieur dans certains puits échantillonnés.

Les tracages effectués dans l'aquifère supérieur ont permis de modifier ou de préciser les limites des bassins hydrologiques des principales sources du plateau. Malgré des vitesses de circulation aquifère de quelques centaines de mètres par jour, la loi de Darcy reste applicable tant en milieu poreux qu'en milieu fissuré.

Un modèle mathématique simple a été proposé pour simuler le comportement de la nappe et celui du débit des sources. Plusieurs hypothèses de pompages supplémentaires sont également simulées et un doublement des pompages actuels peut être proposé sans dégradation notable des ressources en eau de l'aquifère supérieur de Pukekohe.

ABSTRACT

Excessively high nitrate content values have been shown in the Pukekohe Plateau upper aquifer springwaters by the use of a nitrate electrode. Utilisation of large quantities of fertilizer accounts for most of the nitrate pollution.

Water level records of more than fifteen bores all over the Plateau have allowed to separate two different aquifers, on both mean water level and total amplitude aspects. Where present, bore logs suggest the existence of two superposed aquifers corresponding with the Bombay and Franklin basalts.

Chemical characteristics do not match the previous aquifer separation. This presumably reflects a water supply common origin and possibly mixing of both aquifers waters in lower aquifer bores.

Water tracing in the upper aquifer provided new informations about the main springs catchment divides, and despite an underground water circulation speed of some hundreds of meters a day, Darcy's law is still valid, as well in porous as in fissured media.

A computerized mathematical model has been developed to simulate both water table and spring discharge fluctuations. Different additional pumping simulations have been computed, and a doubling of the present pumping situation can be proposed without leading to any over-exploitation of the Pukekohe Plateau upper aquifer water resources.

INTRODUCTION

La circulation aquifère au sein de formations basaltiques fissurées et de dépôts volcano-sédimentaires associés a parfois posé des problèmes d'interprétation et de modélisation. Les vitesses effectives de déplacement des eaux dans ces formations, souvent importantes, ont conduit à remettre en doute la validité de l'application de la loi de Darcy. L'existence de fractures contrarie parfois localement les directions principales de circulation, et donne à ces formations un caractère hydrodynamique particulier. Enfin, la richesse des sols dérivés de ces dépôts volcaniques les destine par excellence à une culture intensive qui peut nécessiter d'importants apports en eau d'irrigation mais également, par l'utilisation d'engrais azotés, poser des problèmes de pollution des nappes.

L'étude de l'aquifère supérieur de Pukekohe s'inscrit tout à fait dans le cadre décrit précédemment. A ces aspects généraux liés à la nature volcanique du plateau s'ajoutaient également des caractères plus spécifiques concernant notamment :

- des études aux résultats contradictoires pour les directions de circulation de l'eau dans cet aquifère,
- l'existence d'un éventuel second aquifère, sous-jacent au premier, dont l'individualité n'était pas établie,
- des restrictions dans l'emploi de traceur en raison d'une densité importante de puits à usage domestique,
- l'existence de sources dont une partie des eaux étaient utilisée pour l'approvisionnement de la collectivité urbaine,

- l'absence d'étude de bilan ou de modèle de l'aquifère supérieur qui aurait permis une exploitation plus rationnelle du stock d'eau utilisable.

L'étude qui a été entreprise se situe donc dans ce contexte général des nappes en aquifère basaltique fissuré et a tenté de mettre en évidence les caractères propres de l'aquifère supérieur du plateau de Pukekohe.

CHAPITRE I

CHAPITRE I

CADRE DE L'ETUDE

1.1. UNE IDEE DE LA NOUVELLE-ZELANDE

Située dans le Pacifique Sud, à mi-chemin entre l'équateur et le pôle Sud, la Nouvelle-Zélande a une superficie égale à près de la moitié de celle de la France. Les deux îles principales, longues et étroites, s'étendent sur près de 1800 km du Nord au Sud. Le continent le plus proche, l'Australie, est situé à 1500 km au Nord-Ouest (cf. figure 1-1).

Le centre de l'Ile du Nord est dominé par trois sommets volcaniques et l'activité éruptive et thermique est devenue l'une des attractions touristiques de la région. L'Ile du Sud est parcourue par une chaîne de montagnes aux fjords et glaciers spectaculaires, et qui culmine au Mont Cook à 3764 m. Le climat est varié, passant de subtropical à subarctique, mais il reste tempéré dans la plus grande partie du pays. La flore et la faune de Nouvelle-Zélande, à la faveur d'un long isolement, sont caractéristiques. Près de 75 % des fleurs originaires du pays sont uniques au monde. Les forêts couvrent plus de 6 millions d'hectares, les fougères arborescentes y abondent; le kauri, conifère géant, peut y atteindre près de 40 mètres. De nombreuses espèces d'oiseaux (près de 250) y vivent, dont le kiwi nocturne, qui ne vole pas. Les seuls mammifères terrestres originaires de Nouvelle-Zélande sont deux espèces de chauve-souris.

L'implantation humaine en Nouvelle-Zélande commence il y a plus de mille ans avec l'établissement d'une race de souche polynésienne, les Maoris, provenant du centre du Pacifique et dont les origines sont probablement asiatiques. Une deuxième vague d'implantation maorie, la "Grande Migration", balaie au 13^e et 14^e siècle les tribus précédemment installées. En 1642, le navigateur hollandais Abel TASMAN découvre le pays et lui donne le nom de Staten Landt, modifié ensuite en Nieuw Zeeland. A partir de 1769, le Capitaine James COOK entreprend une exploration complète des côtes, ouvrant ainsi la voie aux premiers colons européens. Le Traité de Waitangi est signé en 1840 par les principaux chefs maoris et les représentants de la Couronne, accordant à ce pays la souveraineté britannique.

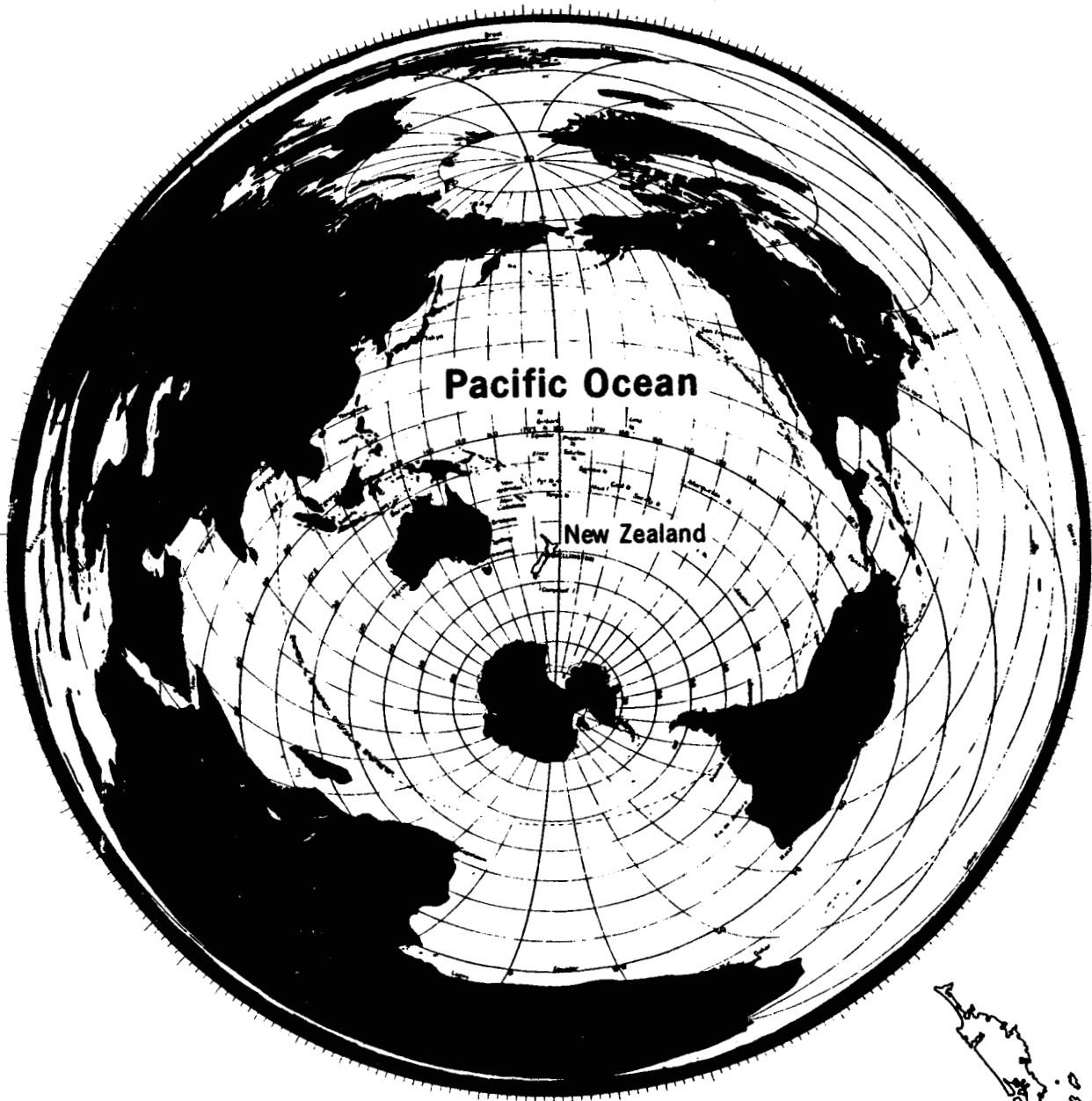
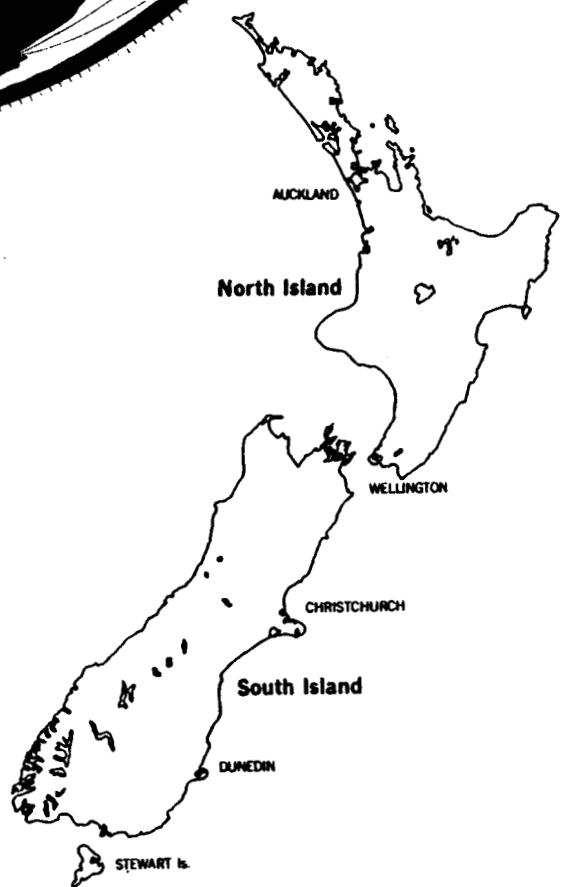


Fig. 1-1. - La Nouvelle-Zélande
et le Pacifique



De nos jours, la Nouvelle-Zélande est une monarchie constitutionnelle dotée d'un régime parlementaire à une seule chambre. La population qui s'élève à environ 3 millions d'habitants, possède un haut niveau de vie et dispose d'un système social qui fut longtemps l'un des plus évolués des pays développés. Le niveau d'instruction des Néo-Zélandais reflète l'importance accordée à l'éducation (le nombre de livres achetés, par personne, est l'un des plus élevé du monde). Six universités à travers le pays assurent la formation supérieure de plus de 30.000 étudiants. Le sport tient une place de choix dans l'art de vivre du Néo-Zélandais; pratiqué par des joueurs des deux sexes, il s'étend à toutes les couches sociales et culturelles.

La croissance et la prospérité de la Nouvelle-Zélande ont largement été fondées sur la production et l'exportation de produits agricoles, bien que l'on assiste ces dernières années à une expansion considérable de l'industrie. Principal exportateur mondial de produits laitiers et de viande d'agneau, second pour la laine, la Nouvelle-Zélande a dû chercher et développer de nouveaux débouchés pour ses produits lors de l'entrée de la Grande-Bretagne dans le marché commun. Les industries néo-zélandaises satisfont une part importante de la consommation intérieure du pays : industries lourdes, manufacturières, textiles, industries du bâtiment et du meuble, ainsi que celles du bois et de la pâte à papier.

On ne pourrait terminer ce rapide tour d'horizon sans mentionner la place de la littérature et des arts, et le public français n'a jamais été insensible au talent d'un grand auteur de nouvelles comme Katherine MANSFIELD, décédée en France en 1923.

1.2. CADRE GEOLOGIQUE

Un aperçu rapide de la géologie de Nouvelle-Zélande sera d'abord donné dans ce paragraphe, pour ensuite mieux situer le contexte géologique de la zone étudiée.

1.2.1. Eléments de géologie de Nouvelle-Zélande

Pendant de nombreuses années, il était admis que la Nouvelle-Zélande avait été formée à partir de sédiments récents (post-carbonifères) et le problème de son statut, soit continental, soit intermédiaire entre continental et océanique était longtemps resté en suspens. Les études géophysiques, cependant, ont montré que la structure de la Nouvelle-Zélande était réellement continentale.

1.2.1.1. La Nouvelle-Zélande et le Gondwana

Des datations récentes ont montré que le Précambrien est présent en affleurements localisés le long de la côte Ouest de l'Ile du Sud (gneiss de Charleston). Jusqu'en 1976-1977, on pensait que les sédiments siluriens et carbonifères étaient manquants en Nouvelle-Zélande (STEVENS, 1980). En fait, il n'en est rien, et tous les étages sont représentés, bien que parfois, surtout au Paléozoïque, à l'état de fragments.

Pendant tout le Paléozoïque et une partie du Mésozoïque, des fragments de croûte continentale, maintenant imbriqués dans les structures complexes et déformées de Nouvelle-Zélande, existaient en bordure du super-continent gondwanien, quelque part entre les côtes de l'actuelle province de Victoria, en Australie, et celles de la terre de Victoria, en Antarctique (cf. fig.1-2).

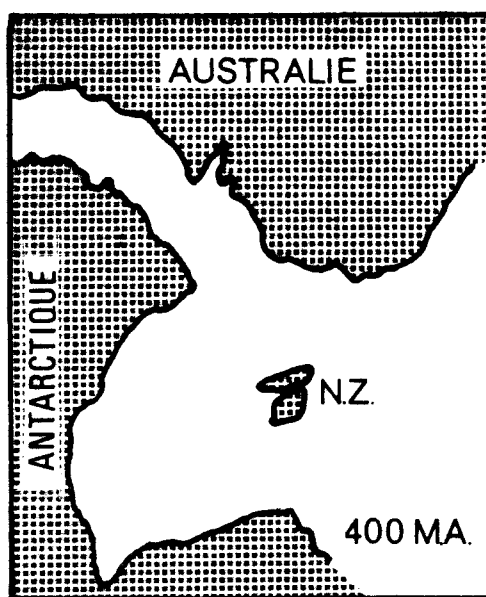


Fig. 1-2. - Position paléogéographique de la Nouvelle-Zélande au Paléozoïque moyen (d'après STEVENS , 1980)

1.2.1.2. Le géosynclinal néo-zélandais

Le géosynclinal néo-zélandais, successeur de structures similaires mais probablement de plus faibles envergures au Paléozoïque, devient actif au Carbonifère (cf. fig.1-3). Au Permien inférieur, un système d'arc insulaire, lié à une zone de subduction active, existe à l'emplacement

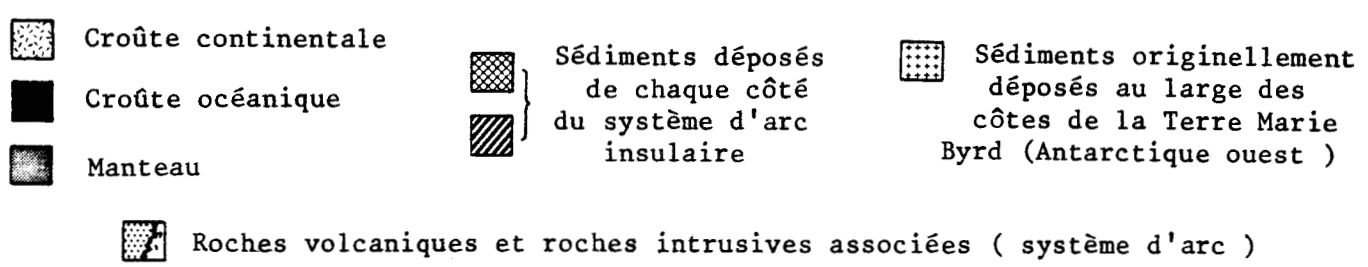
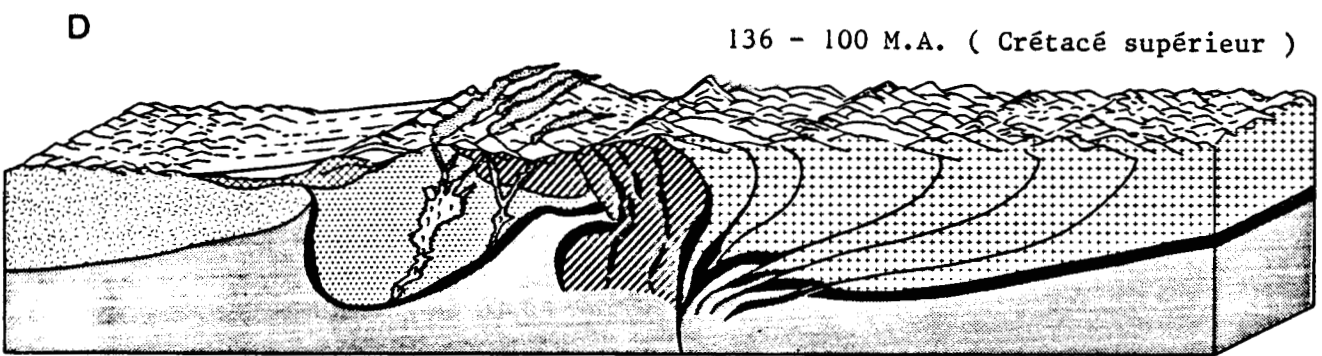
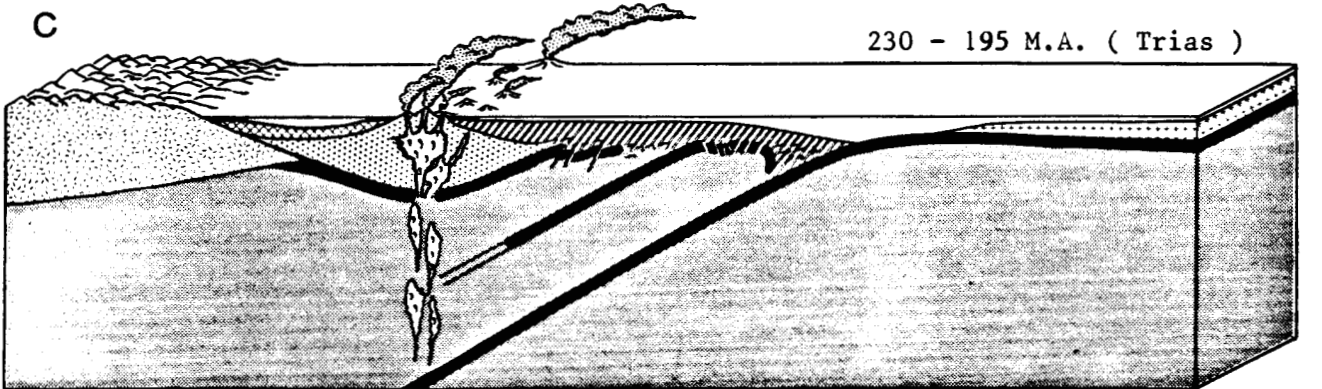
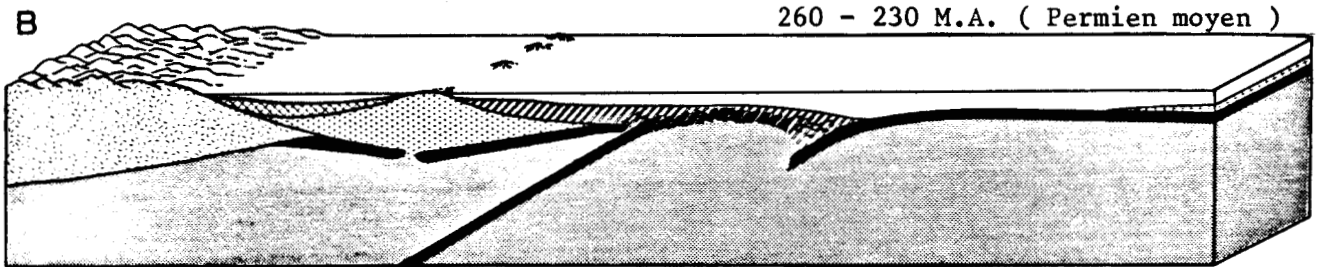
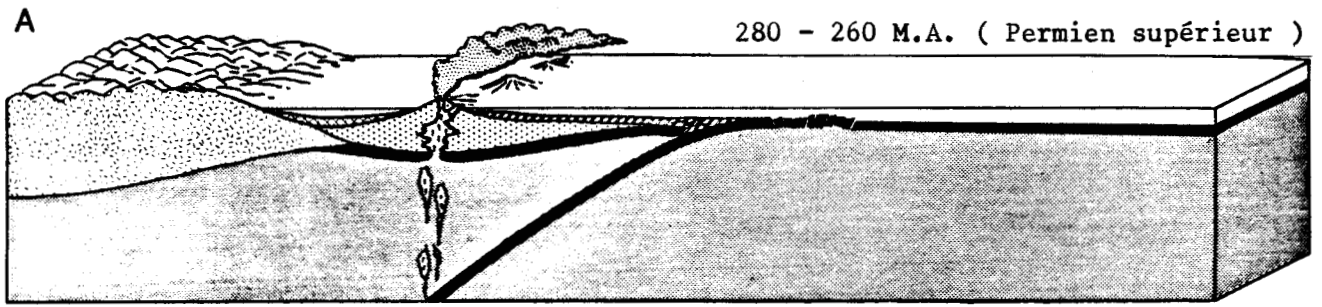


Fig. 1-3. - Evolution paléotectonique du géosynclinal néo-zélandais (d'après STEVENS, 1980).

futur de la Nouvelle-Zélande. A la fin du Permien et au Trias (diagramme B et C), la zone de subduction précédemment active est relayée par une seconde formée plus à l'Est, tandis que la résorption de croûte océanique apporte vers cette zone de subduction des sédiments originaires de l'Antarctique Ouest (Terre de Marie Byrd).

A la fin Jurassique-début Crétacé (diagramme D), la zone de subduction disparaît et les deux masses sédimentaires, dérivant de l'arc volcanique d'une part, et de l'Antarctique d'autre part, sont mises en contact; sous l'action combinée des mouvements tectoniques et des réajustements isostatiques, l'orogénèse Rangitata se développe.

A la fin du Crétacé, la masse continentale du haut fond de Lord Howe et l'Australie se séparent, laissant isolé un morceau de croûte continentale, la future Nouvelle-Zélande.

1.2.1.3. La faille alpine

Au début du Tertiaire (65-35 MA), l'ancienne masse continentale néo-zélandaise est graduellement réduite par pénépléation, pour ne laisser subsister qu'une série d'archipels. A la fin du Miocène cependant, des mouvements tectoniques puissants ravivent les reliefs (orogénèse Kaikoura). La "faille alpine" (un système de failles encore actif actuellement, qui découpe NE-SO la Nouvelle-Zélande et connecte la fosse des Macquarie à celle de Tonga-Kermadec, cf. fig. 1-4) qui datait probablement de l'orogénèse Rangitata, est réactivée par l'orogénèse Kaikoura pendant tout le Pliocène. Les Alpes du Sud vont accuser un rejet vertical important de la fin du Pliocène jusqu'à l'Actuel (plus de 1 m par siècle pour les derniers 10.000 ans) tout au long de la faille alpine; des mouvements de décrochement de très grande ampleur ont également lieu le long de cette faille, à un rythme de déplacement de 3 à 5 m par millénaire depuis les temps post-glaciaires.

Ainsi, dans les 12 derniers millions d'années, le rejet vertical des Alpes du Sud est estimé, au minimum, à 18500 m (60.000 ft) tandis que les décrochements horizontaux ont atteint 480 km (300 miles), pliant et découpant littéralement l'Ile du Sud le long de la faille alpine (cf. fig. 1-5)

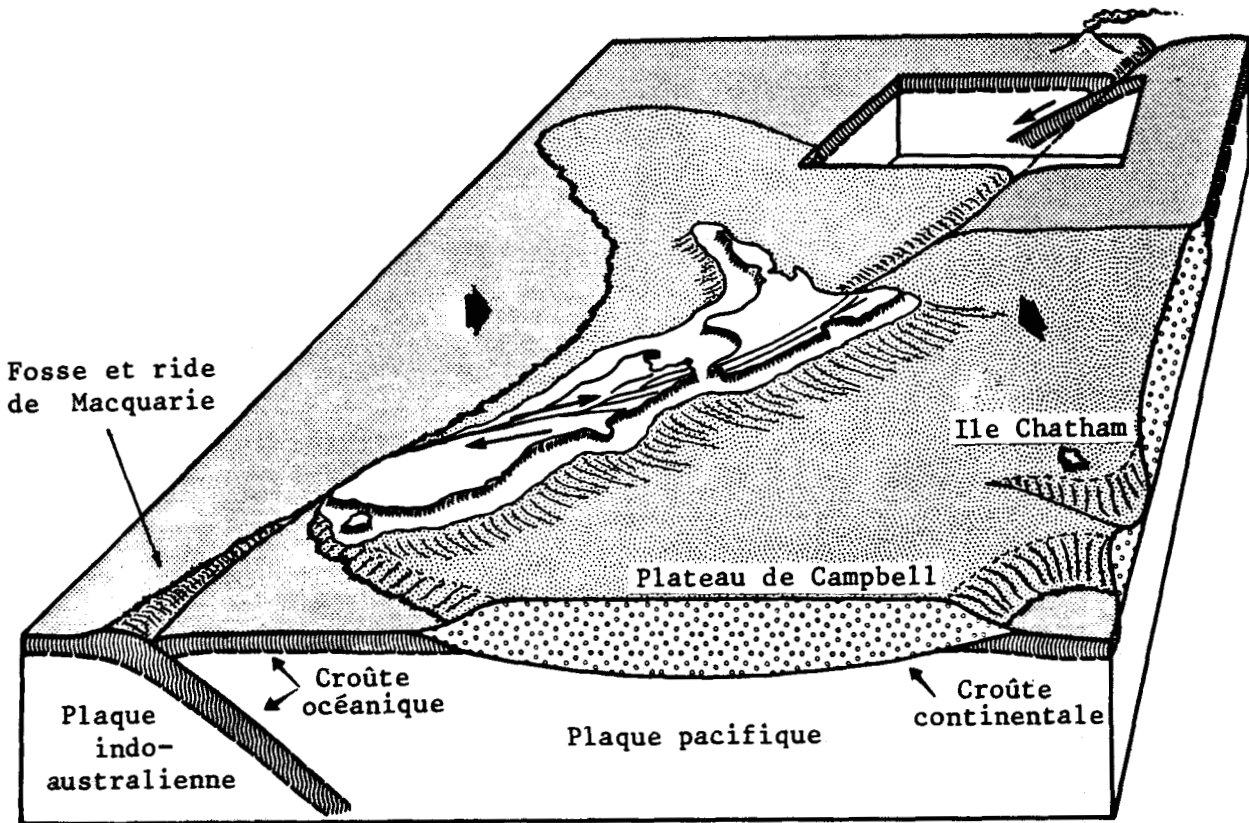


Fig. 1-4. - La Nouvelle-Zélande et la faille alpine liant les systèmes de subduction de Macquarie et de Tonga-Kermadec (d'après STEVENS , 1980)

1.2.1.4. Volcanisme et activité sismique actuels

Deux systèmes de subduction, celui de Tonga-Kermadec au Nord, celui de Macquarie au Sud, se poursuivent dans la masse continentale de Nouvelle-Zélande, qui chevauche ainsi la limite entre le plaque pacifique et la plaque indo-australienne. La Nouvelle-Zélande se voit donc affectée des mouvements de rotation et de coulissage de ces deux plaques, bien que ses réactions soient compliquées par la présence d'une croûte continentale épaissie et rigide.

L'activité volcanique de l'arc de Kermadec se continue donc, bien que de façon affaiblie, en Nouvelle-Zélande, avec les volcans andésitiques actifs du Mont Egmont, du Ruapehu, du Tongariro et du Ngauruhoe, ainsi que d'autres volcans de la région Rotorua-Taupo (cf. figure 1-6).

Un tel système de séismes, révélateur d'un plan de Benioff, existe également dans l'Ile du Sud. La Nouvelle-Zélande reste donc volcaniquement et sismiquement particulièrement active.

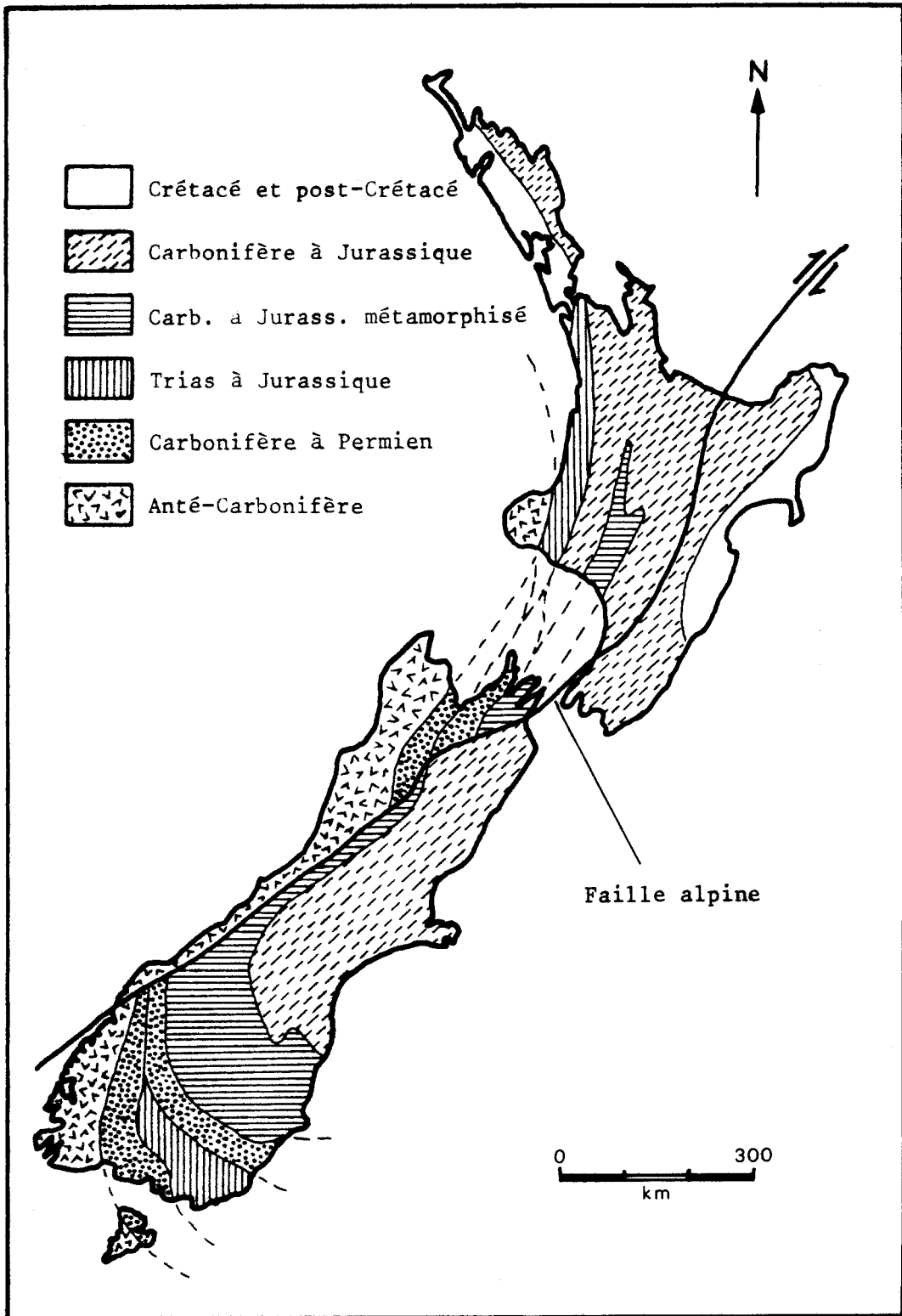


Fig. 1-5. - Carte structurale des sédiments anté-crétacés du synclinal de Nouvelle-Zélande (d'après BROWN et al.,1968 , GRINDLEY,1963 et STEVENS, 1980).

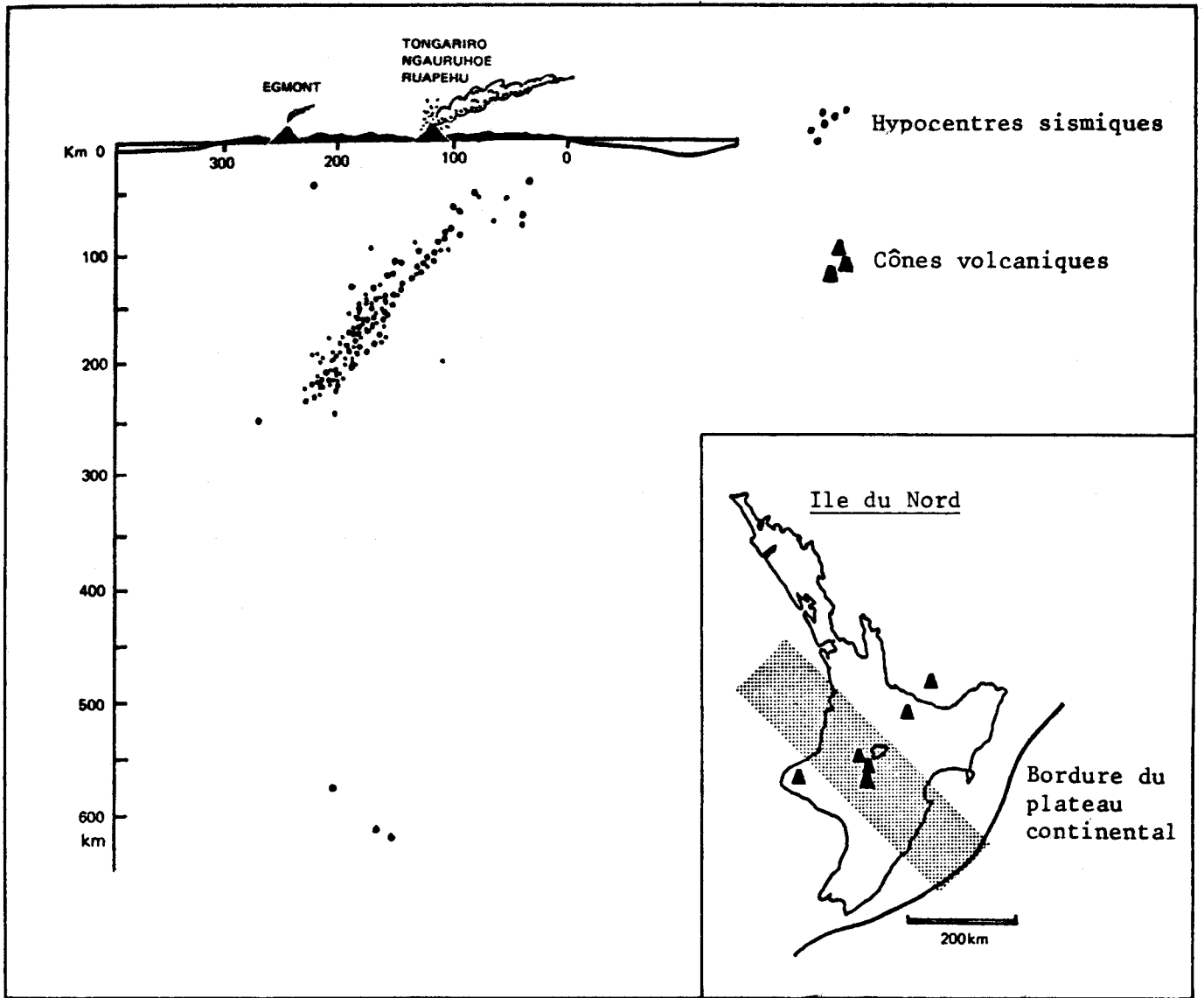


Fig. 1-6. - Localisation des hypocentres sismiques dans l'Ile du Nord, Nouvelle-Zélande (d'après STEVENS, 1980). Les hypocentres représentés sur la figure sont ceux ayant été enregistrés dans la zone grisée de l'encart de droite.

1.2.2. Cadre géologique de l'étude

La zone étudiée, le plateau de Pukekohe, fait partie d'une unité structurale plus large, le Comté de Franklin.

1.2.2.1. Le Comté de Franklin (partie centrale)

Le Comté de Franklin, situé au Sud d'Auckland, couvre une surface d'environ 1500 km². Sa partie centrale, limitée au Nord par le Manukau Harbour et au Sud par la rivière Waikato (cf. figure 1-7), a fait l'objet d'études tant géologiques qu'hydrologiques.

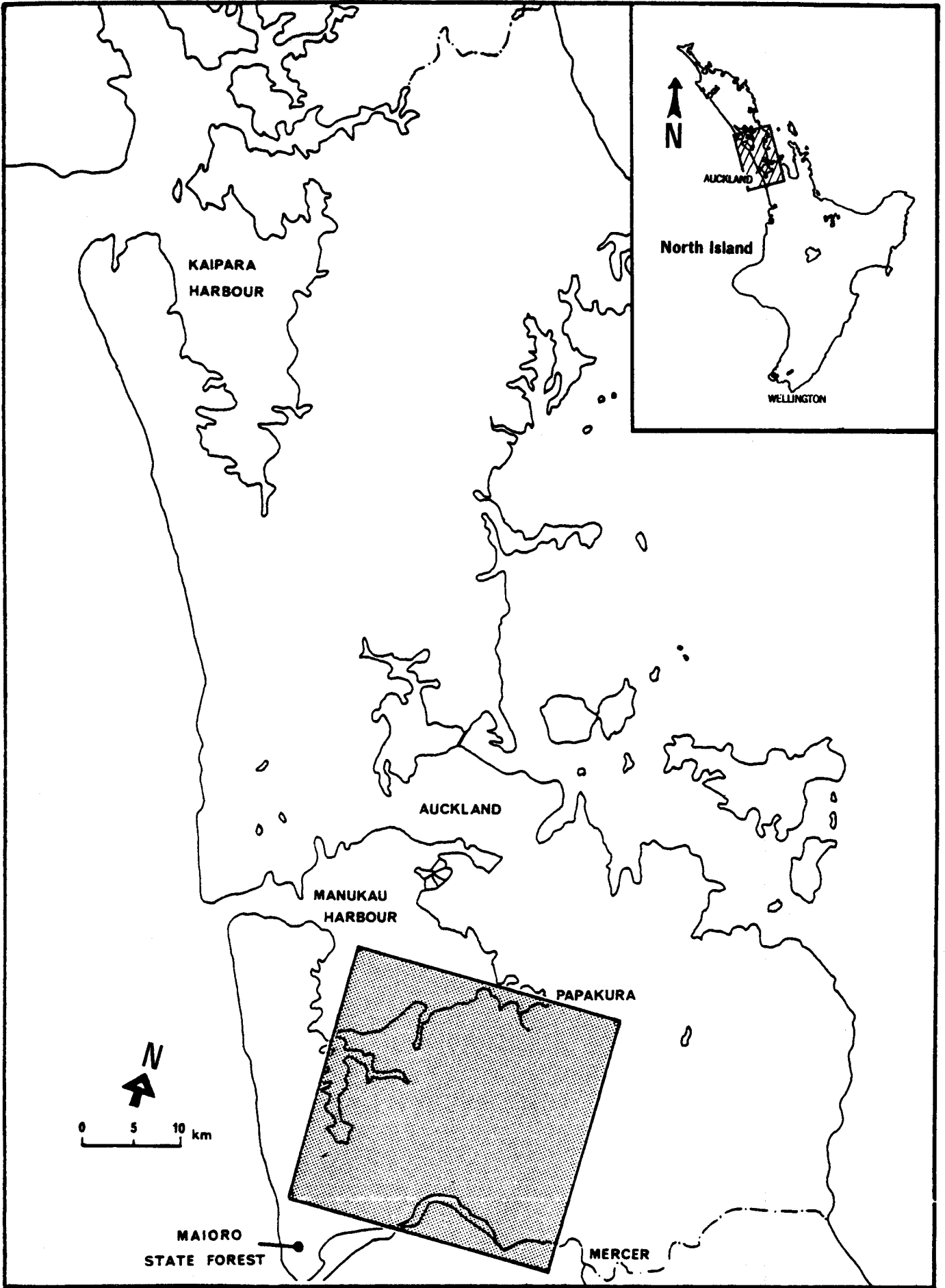


Fig. 1-7. - Localisation du Comté de Franklin, région centrale (A.R.W.B., 1977).

Le substratum régional est formé de grauwackes et d'argilites mésozoïques du géosynclinal néo-zélandais, recouvertes en discordance par les sédiments oligocènes transgressifs des formations de Te Kuiti (cf. figures 1-8 et 1-9). Au Miocène, les formations de Waitemata, discordantes sur les précédentes, sont essentiellement formées de grès calcaires, avec intercalations de turbidites. L'orogénèse Kaikoura établit les principaux traits structuraux de la région, avec de nouvelles phases de fracturation. Au Pliocène et au Pléistocène, des sédiments représentant des facies peu profonds et des sédiments fluviatiles, recouvrent en discordance les formations précédentes (grès de Kaawa, formation "à arbustes marins" (seagrove formation). Au Pléistocène moyen, un volcanisme basaltique se développe, associant des tuffs "en anneaux" (explosions en zone phréatique) à des coulées de laves, et formant parfois des cônes de scories. L'aspect important de cette couverture de dépôts volcaniques a d'abord été signalé par HOCHSTETTER (1864) qui nota la présence de basaltes à olivine dans des affleurements s'étendant de Bombay à Waiuku. HUTTON (1870) mentionna des basaltes dans des puits à la base de la faille de Drury et LAWS (1924), confirmant ces observations tout au long de la faille, suggéra deux périodes d'activité explosive séparées par une phase d'effusion basaltique. BRANCH (1927) lia le volcanisme à la période de fracturation, tandis que les premières analyses pétrographiques sont citées par HENDERSON et GRANGES (1926). BATRUM et BRANCH (1936) datèrent les laves du Plio-Pléistocène et suggérèrent que le volcanisme post-datait largement la faille de Drury. HEARLY (1935) fit une étude plus détaillée du volcanisme le long de cette faille et BATTEY (1945) fut le premier à postuler, au vu des stratifications entrecroisées des dépôts pyroclastiques, une origine sub-aérienne du volcanisme. DAY (1948) étudia les dépôts volcaniques de la région de Pukekohe et de Waiuku, tandis que SCHOFIELD (1958) présentait le premier rapport sur le volcanisme sur l'ensemble de la région, localisant tous les centres volcaniques et présentant une subdivision chronostratigraphique des dépôts volcaniques en basaltes de Bombay et de Franklin, basée sur leur degré d'altération et les relations les liant aux précédentes terrasses d'origine marine. Les premières datations radiométriques sont dues à STIPP (1968) suivies de celles de ROBERTSON (1976) et sont en accord avec l'âge pléistocène donné à ces basaltes par les études antérieures. Finalement, RAFFERTY (1977) présentait une étude détaillée du volcanisme et de la pétrologie de cette zone.



AGE (M.A.)	ETAGE	STRATIGRAPHIE	EVENEMENTS TECTONIQUES
0,005	Holocène	Série de Tauranga (Alluvions)	<p>Episodes mineurs de fracturation entre périodes volcaniques</p> <p style="text-align: center;">↑</p> <p>Mouvements intermittents le long des failles majeures du Sud de Manukau</p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>Orogenèse Kaikoura</p> <p>Abaissement lent des bassins de sédimentation</p> <p>Période orogénique majeure Orogenèse Rangitata</p>
	Pléistocène supérieur		
0,6	Pléistocène moyen	Basaltes de Franklin	
		Argile, silt, tourbe	
1	Pléistocène inférieur	Basaltes de Bombay	
		"Seagroove formation" Ponces, silts et tourbes	
1,8	Pliocène supérieur	Aquifère supérieur des "Shellbeds"	
		Grès de Kaawa	
3	Pliocène inférieur	Aquifère inférieur des "Shellbeds"	
6	Miocène	Alternances de grès grossiers à fins Conglomérat de base	
25	Oligocène	Grès, calcaires, et niveaux charbonneux	
65	Crétacé		
135	Jurassique	Arénites et Argilites Conglomérats épisodiques	

Fig. 1-8. - Stratigraphie et chronologie tectonique du secteur étudié (d'après A.R.W.B., 1977.)

Une carte géologique de la région centrale du Comté de Franklin est présenté en figure 1-9.

1.2.2.2. Le plateau de Pukekohe

Situé au centre du Comté de Franklin, le plateau de Pukekohe présente une couverture volcanique pratiquement continue, formée essentiellement de basaltes à microlites peu développés (RAFFERTY, 1977), en partie issus du cône volcanique de Pukekohe qui forme la principale structure morphologique du plateau. D'autres cônes de moindre importance et des structures de tuffs en anneaux sont également présents. Les épanchements basaltiques du cône de Pukekohe sont probablement parmi les plus récents de toute la zone volcanique du centre du Comté de Franklin et sont datés de 0,75 à 0,50 millions d'années (STIPP, 1968; ROBERTSON, 1976).

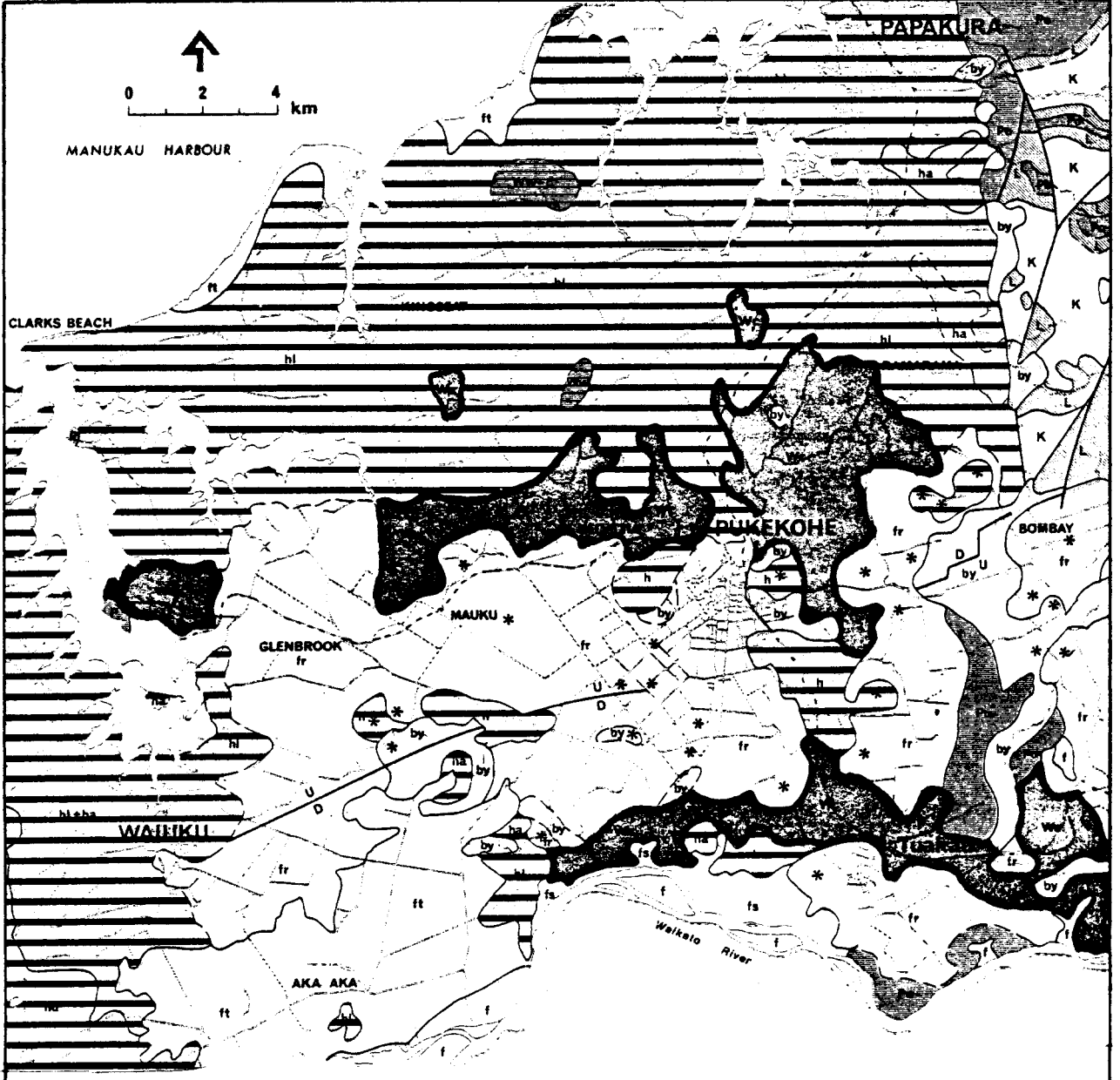
Sous cette couverture basaltique, d'autres dépôts volcaniques présentent des intercalations de cendres fines, de tuffs grossiers et de coulées basaltiques. Les données de forage montrent que sur une grande partie du plateau, une couche composée d'argiles, de silts et de tourbe est rencontrée à des profondeurs pouvant varier entre 30 et 90 m, recouvrant à nouveau des épisodes basaltiques. A partir de ces données de forage et de la géologie de surface, RUSSEL (1977) a proposé un diagramme schématique des relations stratigraphiques entre les différents types de basaltes et le substratum sédimentaire (cf. fig. 1-14).

Morphologiquement, le Plateau de Pukekohe correspond grossièrement à la surface limitée par la cote altimétrique des 200 pieds (66m) englobant ainsi les domaines de Puni, Mauku et Patumahoe (cf. fig. 1-10).

1.3. CADRE HYDROLOGIQUE

Bien qu'un grand nombre de recherches aient été entreprises assez tôt en Nouvelle-Zélande, la plus grande partie des premiers travaux ont été de nature plus qualitative que quantitative (COLLINS, 1953) et ne faisaient pas appel à des enregistrements piézométriques dans les puits. Seule exception notable, les travaux de HUTTON (1896) relatifs aux puits artésiens de la région de Christchurch, repris et approfondis par SPEIGHT (1911), HILGENDORF (1912, 1917, 1926) et SYMES (1917).

Une revue de ces travaux précurseurs est présentée par THORPE et SCOTT (1979).



f	Alluvions indifférenciées	}	HOLOCENE
fs	Dépôts de marécage, tourbes		
ft	Dépôts d'estuaire ou fluviatiles		
hd	Dunes fixées	}	PLEISTOCENE
h	FORMATION DE HINUERA: sables et gravelles		
ha	Sédiments côtiers et fluviatiles		
hl	Sédiments fluviatiles		
Wc	Sédiments côtiers et fluviatiles	}	PLIOCENE
Ww	Grès formés en eau peu profonde		
Wp	GRUPE DE WAITEMATA: grès grossiers à fins	}	MIOCENE
Wc	GRUPE DE TE KUITI: grès calcaireux		
K	GRUPE DE WAIHEKE : grauwackes	}	MESOZOIQUE
fr	BASALTES DE FRANKLIN		
by	BASALTES DE BOMBAY		

Fig. 1-9. - Carte géologique de la partie centrale du Comté de Franklin
(d'après SCHOFIELD, 1967 in A.R.W.B., 1977).

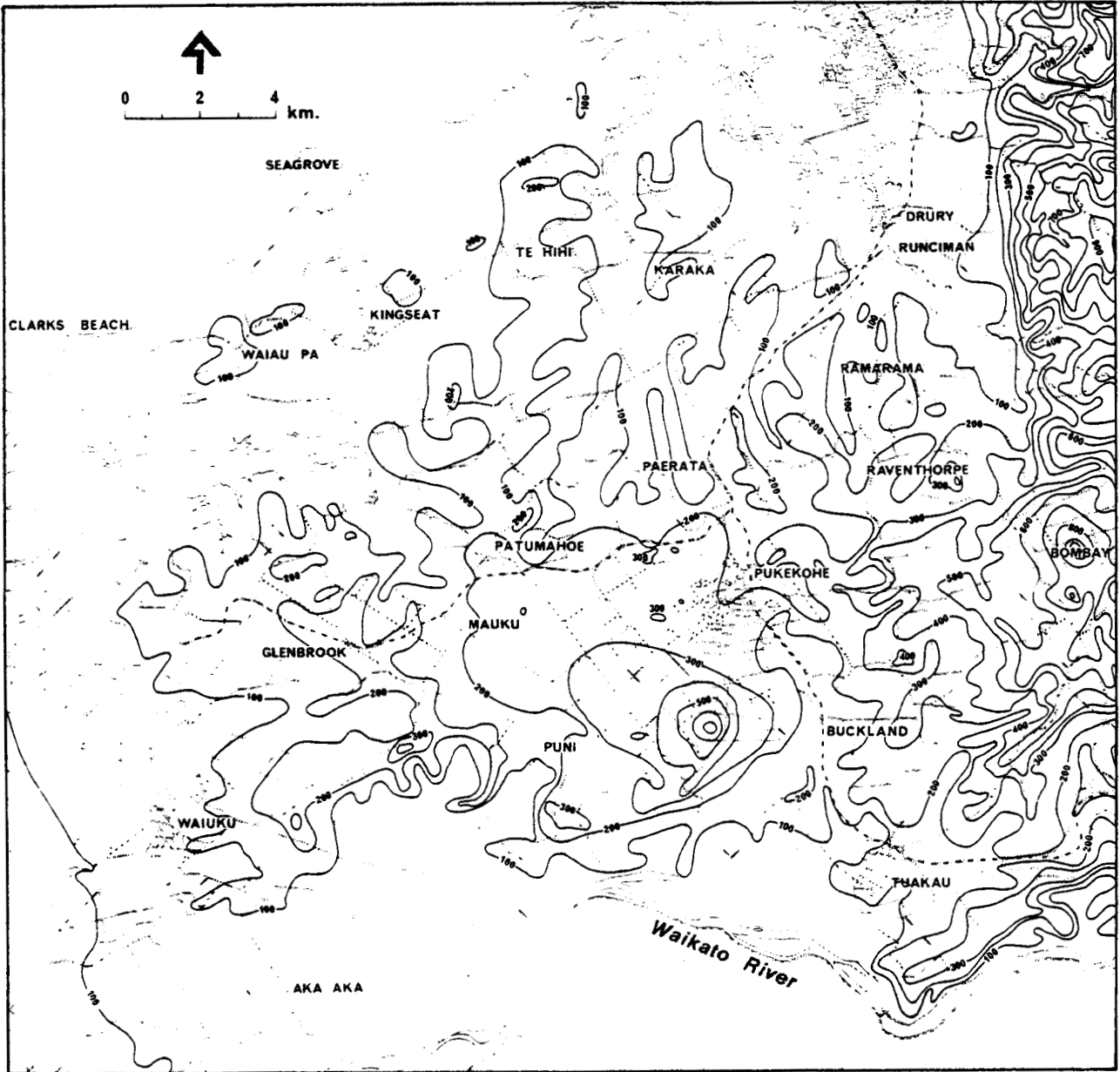


Fig. 1-10. - Carte topographique de la région centrale du Comté de Franklin; niveaux exprimés en pieds (A.R.W.B., 1977)

Dans le comté de Franklin, en dehors des premiers travaux entrepris par SCHOFIELD (1953, 1956, 1958 a,b), la plupart des études hydrologiques se situent dans les années 70, reflétant une préoccupation croissante pour l'exploitation (ou la surexploitation) des ressources en eau, principalement dans les aquifères supérieurs peu profonds.

1.3.1. Situation géographique, économique et administrative de la zone étudiée

La région centrale du Comté de Franklin se situe de part et d'autre de la limite entre deux unités administratives, le Auckland Regional Water Board (A.R.W.B.) au Nord et le Waikato Valley Authority (W.V.A.) au Sud (cf. fig. 1-12). Au centre de cette zone, le plateau de Pukekohe présente des ressources hydrologiques d'un intérêt économique important. Sa situation est présentée dans la figure 1-11.

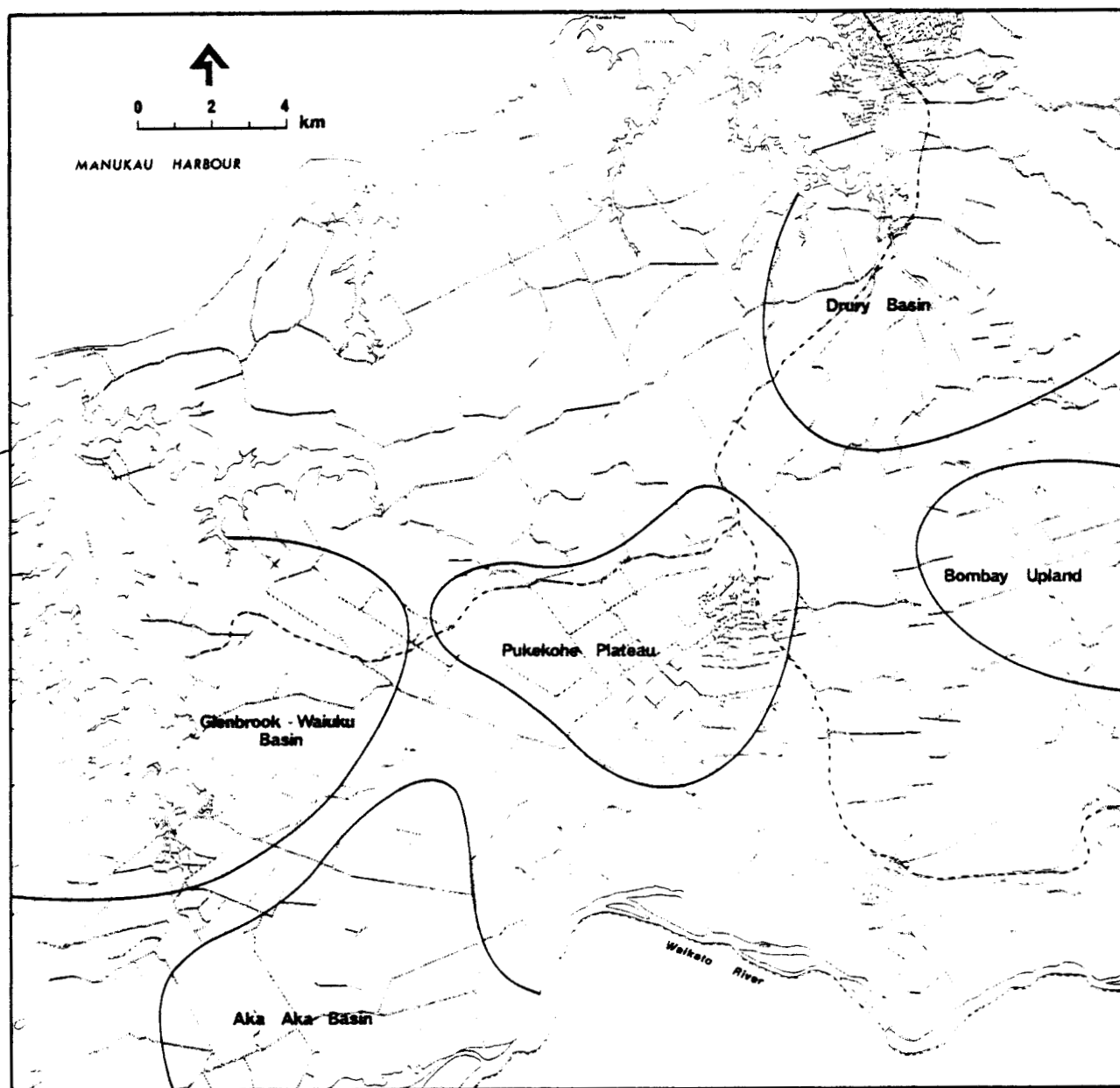


Fig. 1-11. - Situation géographique du Plateau de Pukekohe (A.R.W.B., 1977).

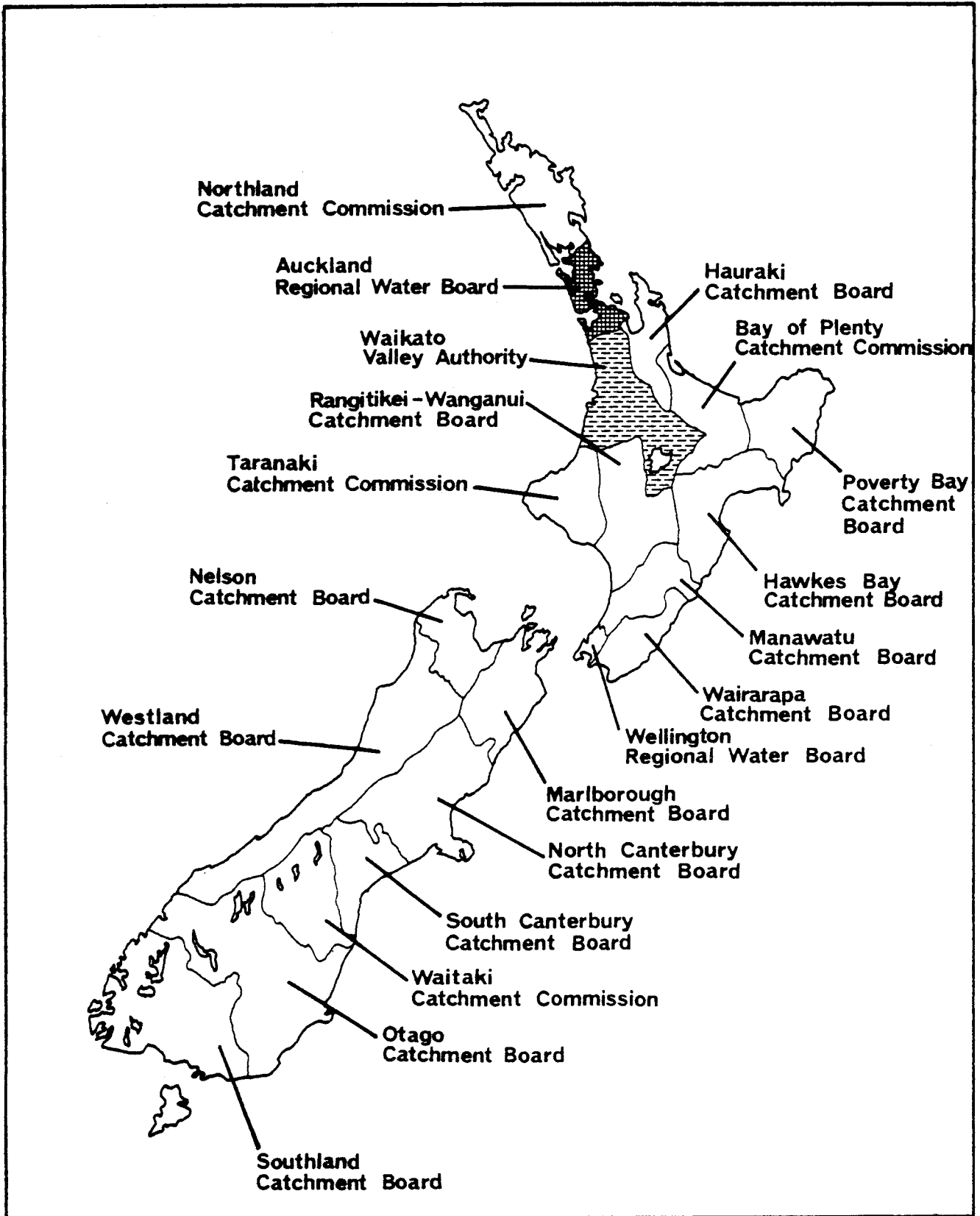


Fig. 1-12. - Unités administratives de gestion de l'eau en Nouvelle-Zélande. La région centrale du Comté de Franklin chevauche le " Auckland Regional Water Board " (A.R.W.B.) au Nord, et le " Waikato Valley Authority " (W.V.A.) au Sud (A.R.W.B., 1977).



Le Plateau de Pukekohe représente en effet une région de cultures vivrières importantes, dues à des sols fertiles, bien drainés, en pente douce et à l'abri du gel (cf. figure 1-13). L'irrigation estivale représente la principale utilisation en eau du plateau.

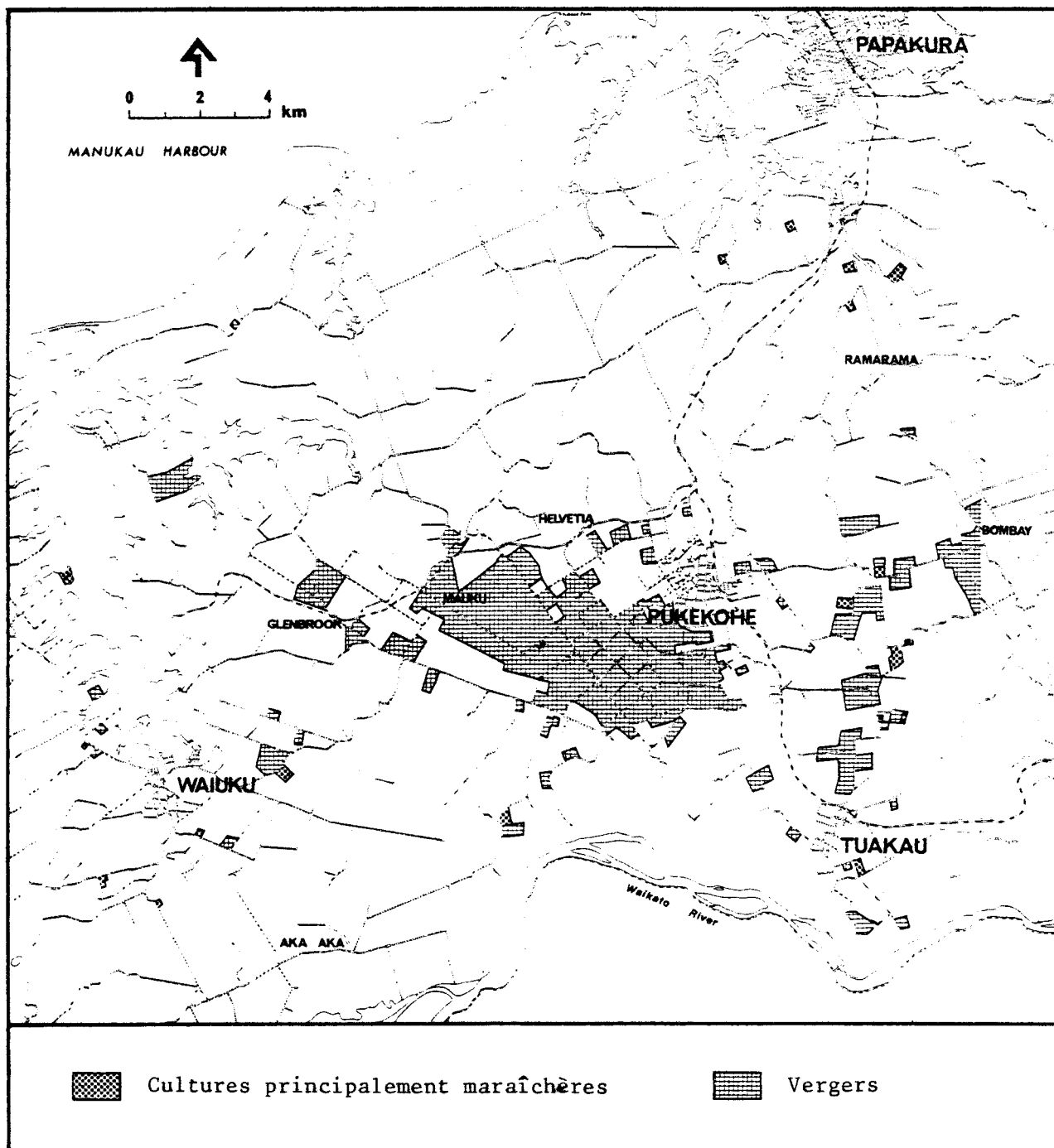


Fig. 1-13. - Carte de situation des principales cultures dans la région centrale du Comté de Franklin (A.R.W.B., 1977).

1.3.2. Relations structurales entre la géologie et l'hydrologie du Plateau de Pukekohe

A partir des données de forage et des niveaux piézométriques enregistrés dans les puits (cf. Annexe 4), RUSSEL (1977) a proposé l'existence de deux aquifères superposés dans la zone du Plateau de Pukekohe. Une discussion de la différenciation des deux aquifères est proposée au chapitre 3. Les relations structurales entre ces deux aquifères et les niveaux piézométriques qui s'y attachent sont présentés dans un diagramme schématique en figure 1-14. Sur cette figure, la colline de Pukekohe (un volcan de type strombolien) et les coulées basaltiques intercalées de cendres et scories qui s'y attachent, forment l'aquifère supérieur. Cet ensemble doit être considéré comme appartenant à la formation des basaltes de Franklin; un second aquifère, séparé du précédent par un niveau d'argiles, de silts et de tourbe dont l'épaisseur varie de 10 à 40 m environ, est formé par les basaltes de Bombay, plus anciens et plus altérés.

L'ensemble reposerait, par l'intermédiaire d'un nouvel épisode à argiles, silts et tourbe, sur la formation de Kaawa au sein de laquelle des niveaux coquilliers (shell beds) forment un aquifère d'intérêt régional. L'étude de cet aquifère n'est pas envisagée dans ce travail.

Une carte de la localisation de tous les puits des aquifères supérieur et inférieur ainsi que des sources du Plateau de Pukekohe est présentée à la figure 1-15.

La morphologie particulière du plateau, avec une rupture de pente accentuée entre les cotes 65 et 70 m (cf. figure 1-10), gouverne l'hydrologie de surface ainsi que la surface piézométrique de l'aquifère supérieur. De nombreuses sources de périphérie de plateau alimentent un réseau hydrographique absent de la surface du plateau lui-même (cf. figure 1-16), tandis que l'aquifère supérieur affecte la forme d'un dôme aplati (cf. figure 1-17).

1.3.3. Climatologie

Le New Zealand Meteorological Service (N.Z.M.S.) recueille et centralise les données climatiques sur l'ensemble du territoire. La station forestière de Maioro (20 km au S-W de Pukekohe) et la station de recherche en horticulture de Pukekohe (P.H.R.S.) sont les deux stations météorologiques ou pluviométriques les plus proches du site d'étude.

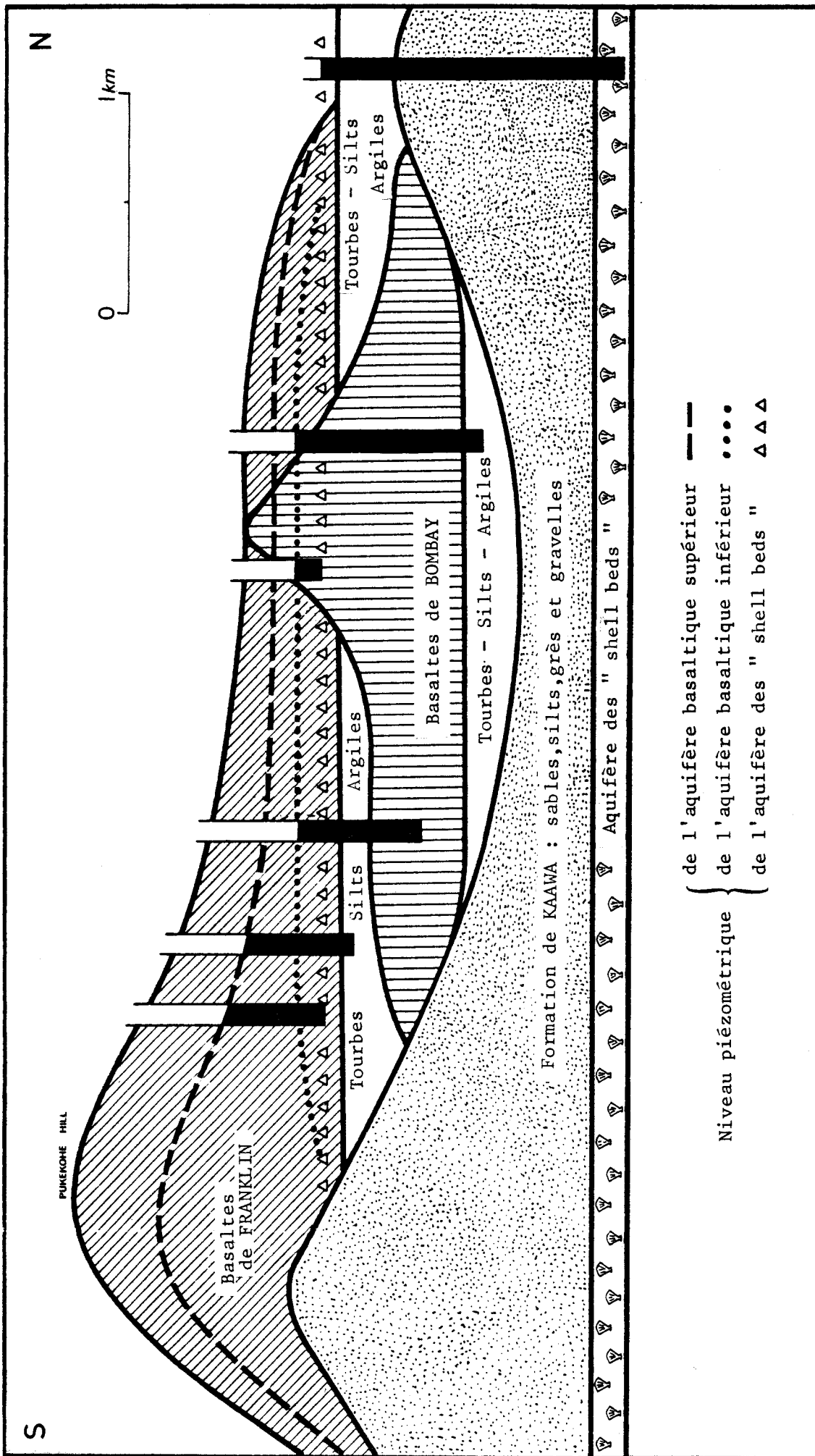


Fig. 1-14. - Diagramme schématique des relations entre la géologie et les aquifères du Plateau de Pukekohe (d'après A.R.W.B., 1977).

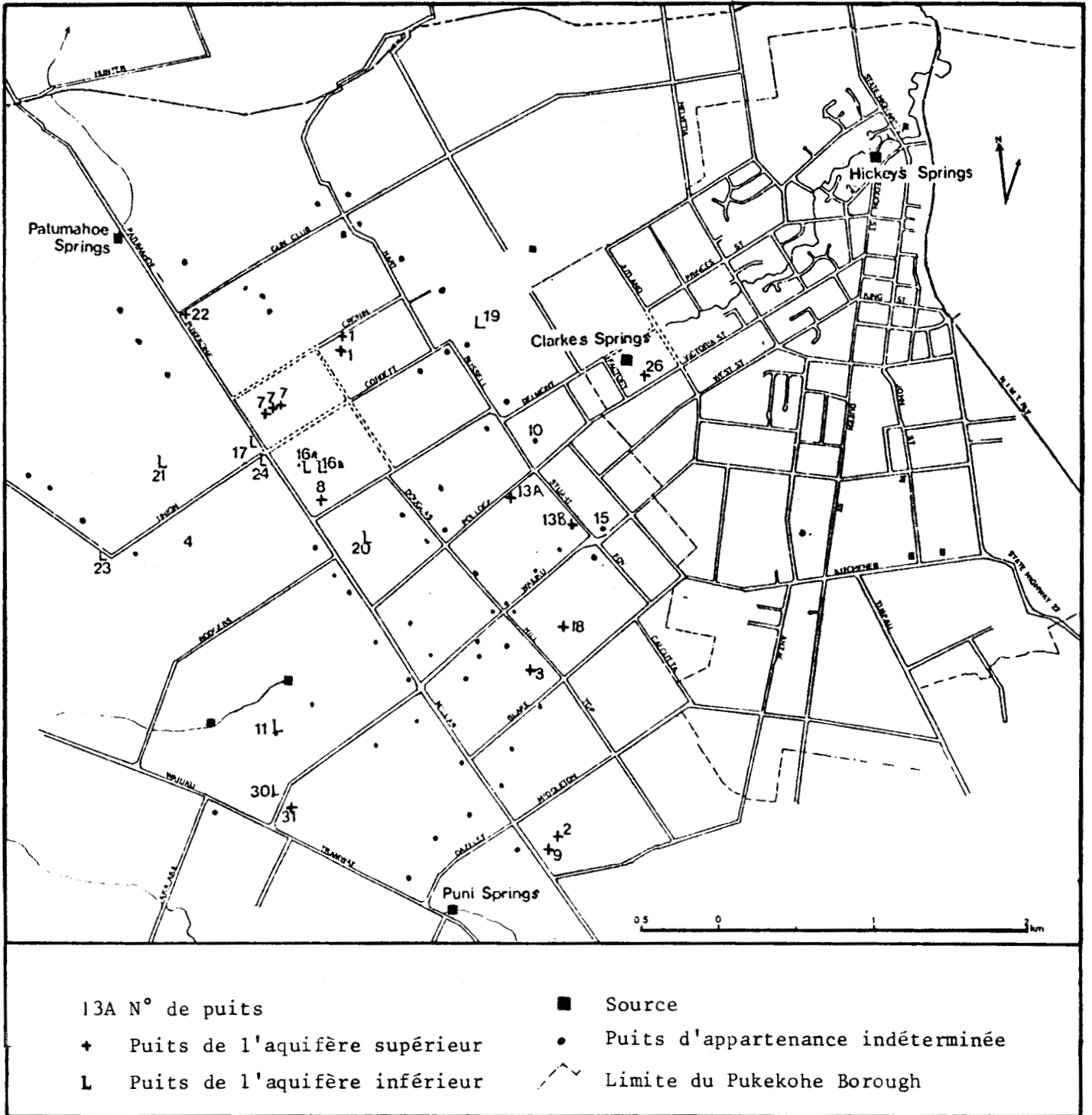


Fig. 1-15. - Localisation de tous les puits et sources répertoriés dans la zone d'étude (d'après DOWDLE, 1980).

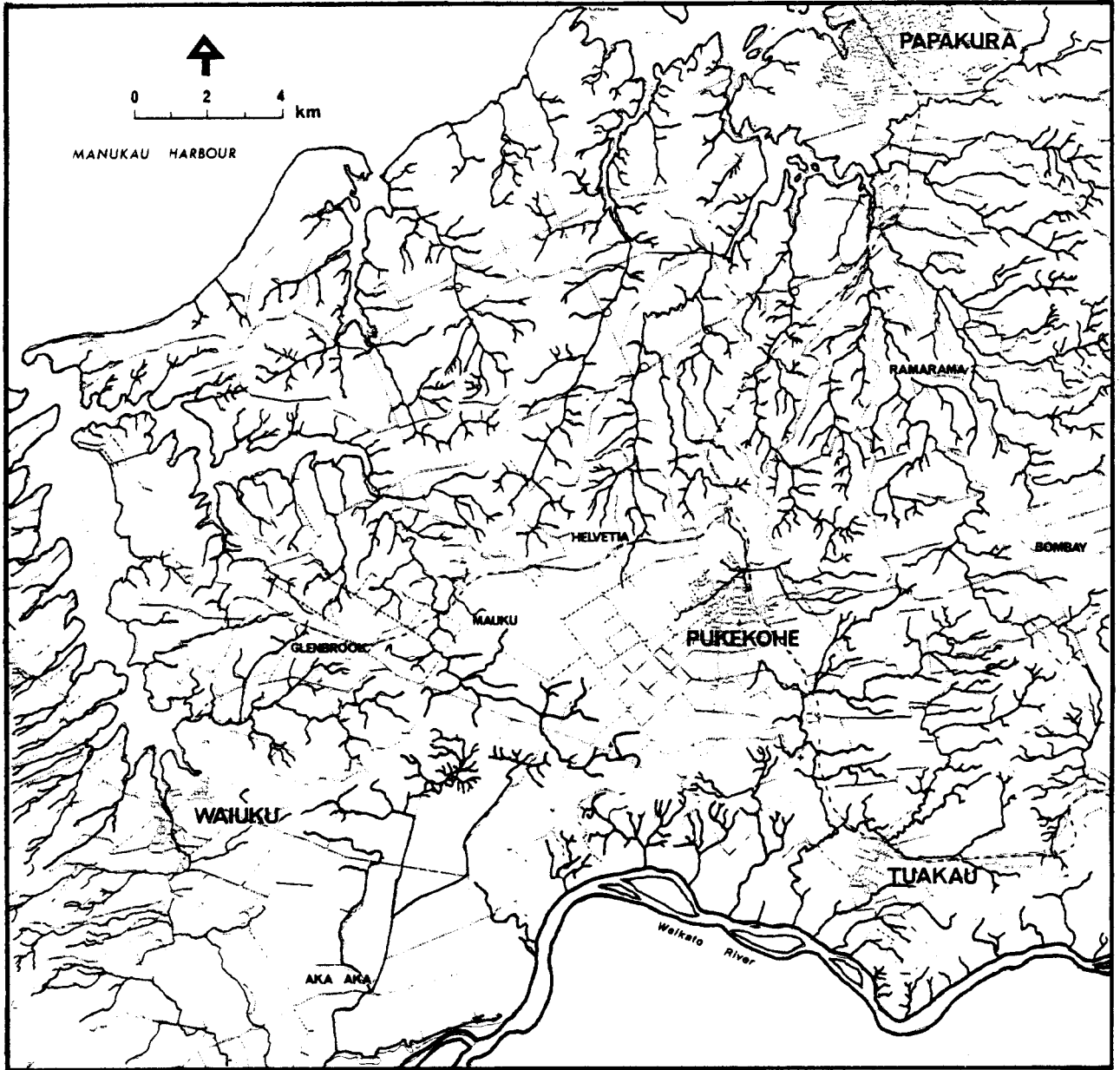


Fig. 1-16. - Réseau hydrographique de la partie centrale du Comté de Franklin (d'après A.R.W.B., 1977).

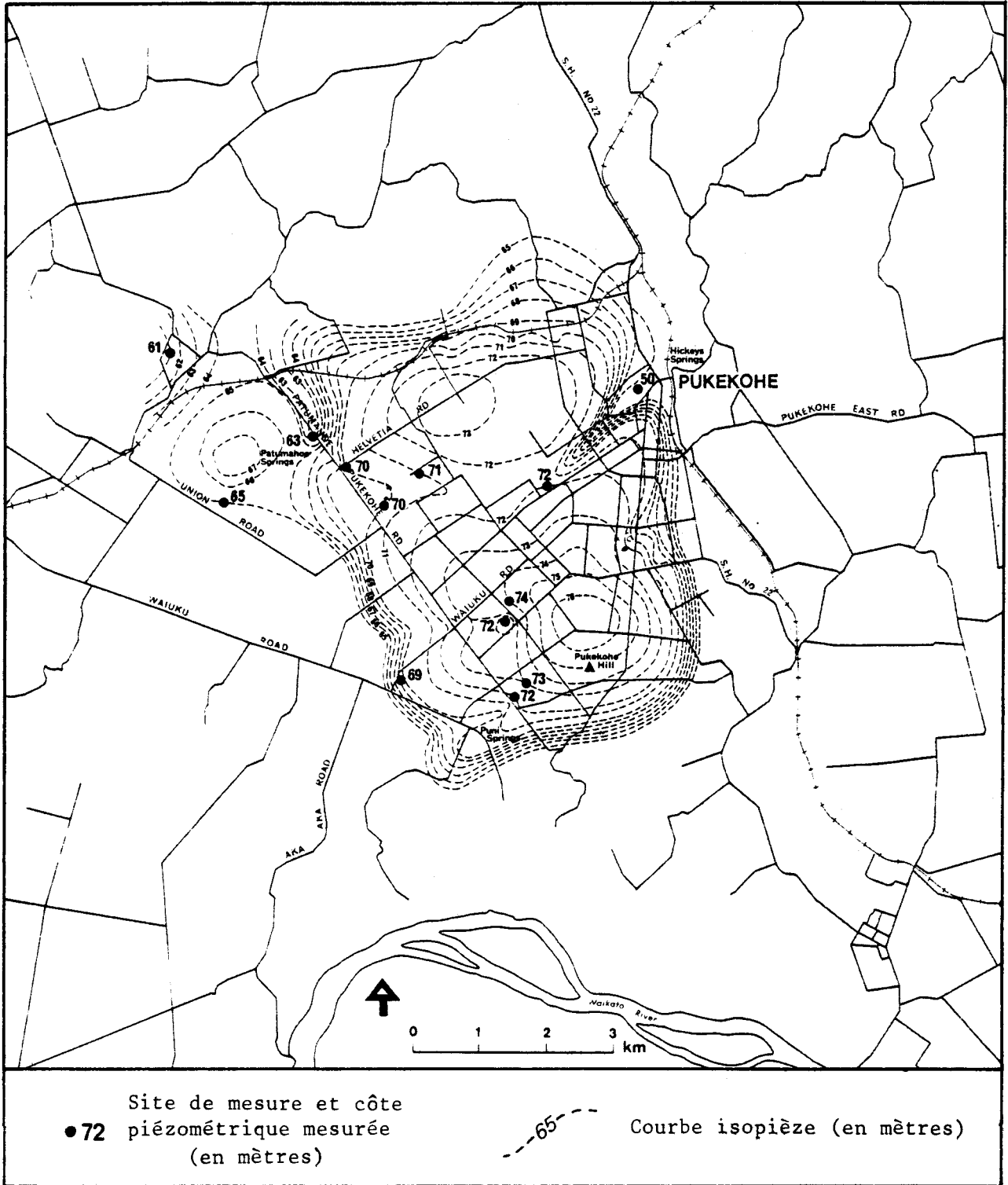


Fig. 1-17. - Carte piézométrique de l'aquifère supérieur (A.R.W.B.,1977).

1.3.3.1. Précipitations

La partie centrale du Comté de Franklin est soumise à un régime de précipitations relativement bien réparties au long de l'année sur 150 à 200 jours. Le mois de janvier présente la plus basse moyenne de précipitation, tandis que le mois de juin est en moyenne le mois le plus humide.

Les précipitations moyennes annuelles s'élèvent à environ 1400 mm dans la région de Pukekohe tandis que les moyennes de novembre à avril sont de l'ordre de 570 mm (cf, figure 1-18).

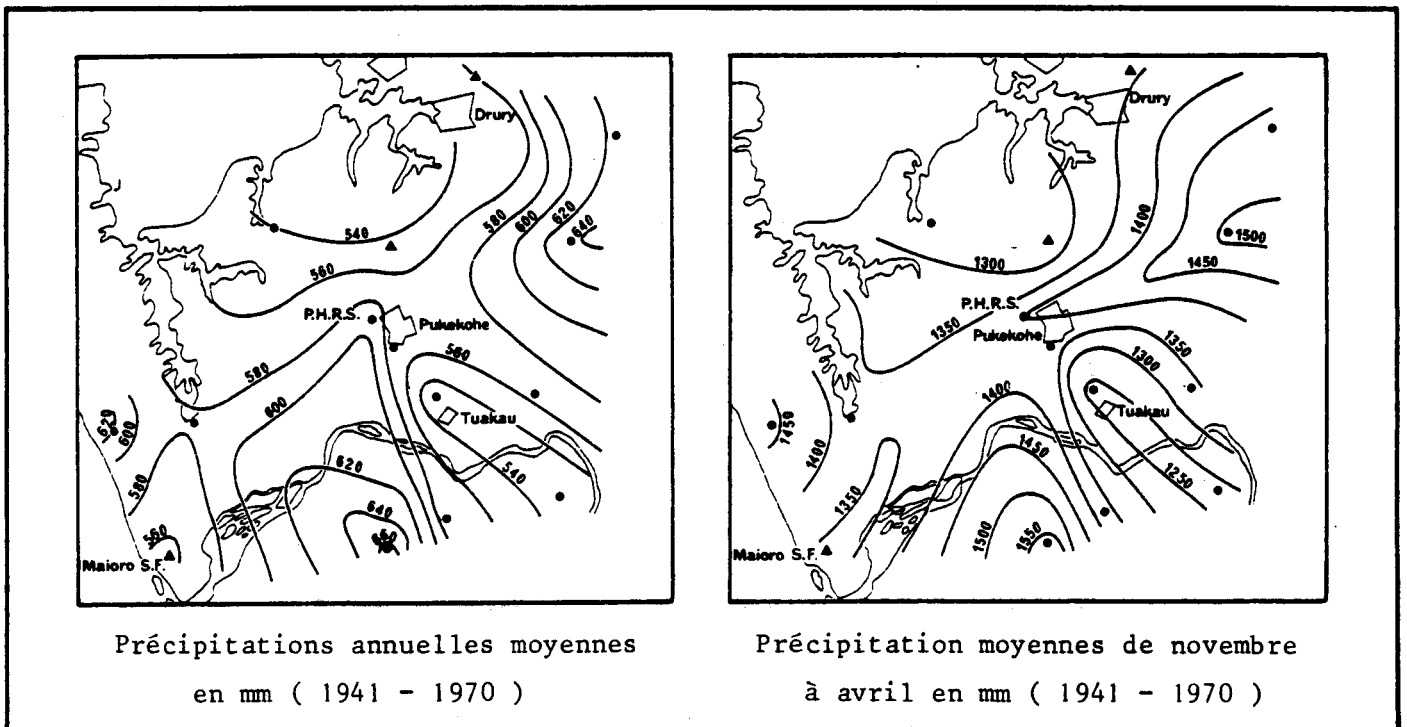


Fig. 1-18. - Cartes des précipitations dans le secteur étudié (A.R.W.B., 1977).

La précipitation annuelle à la station forestière de Maioro varie de façon importante d'année en année. Ces fluctuations, lissées par un procédé de moyenne mobile à 5 termes, indiquent qu'une tendance à long terme pourrait également influencer les précipitations (cf, fig. 1-19).

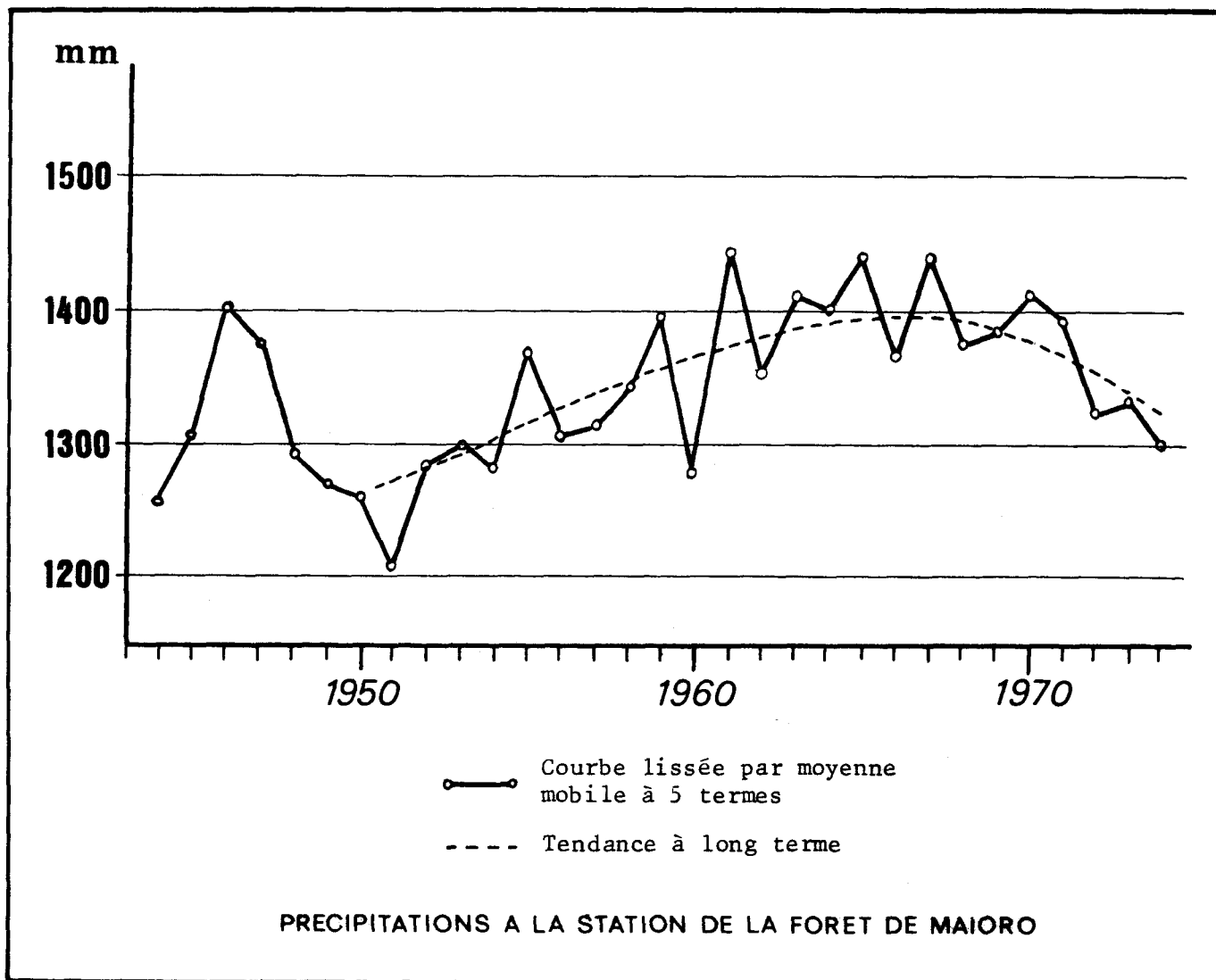


Fig. 1-19. - Tendence à long terme des précipitations à la station de Maioro entre 1944 et 1974 (d'après A.R.W.B., 1977).

1.3.3.2. Evapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) est définie par l'Office Météorologique Mondial comme la quantité maximale d'eau pouvant être perdue à l'état de vapeur pour un climat donné par une couverture végétale continue sur un sol gardé à l'état de saturation en eau. Ceci inclut donc l'évaporation par le sol et la transpiration des végétaux (A.R.W.B., 1977).

Les sols n'étant, en général, pas continuellement à l'état de saturation, l'évapotranspiration réelle (E.T.R.) est toujours inférieure ou égale à l'E.T.P.

La mesure de l'évapotranspiration a attiré l'attention de nombreux chercheurs et une grande variété de méthodes directes et indirectes ont été proposées (une revue bibliographique a été publiée par BARRY, 1969 et WARD, 1971, 1975).

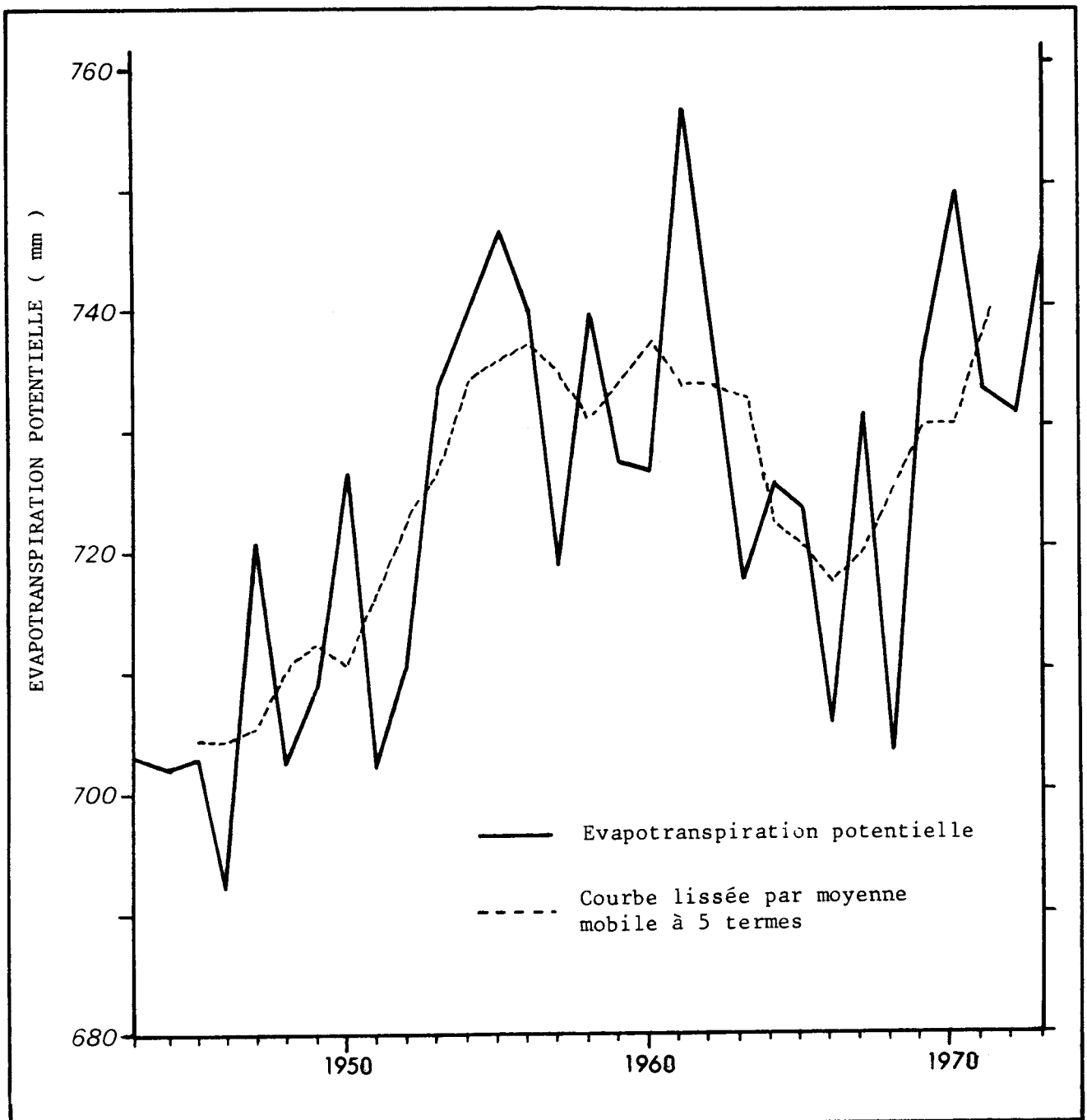


Fig. 1-20. - Tendence à long terme de l'ETP calculée à la station forestière de Maioro de 1943 à 1973 (d'après KENSINGTON, 1974).

WARD (1975) a écrit que " aucune formule fondée uniquement sur des données météorologiques ou climatologiques ne pouvait même approcher l'évapotranspiration (réelle) si ce n'est de façon fortuite". Une estimation de l'évapotranspiration réelle reste cependant acceptable à partir de l'une des formules classiques de l'évapotranspiration potentielle. (THORNTHWAITE, 1954; PENMAN, 1948) en réduisant ensuite ces valeurs en fonction du taux de saturation du sol (cette procédure est développée au paragraphe 5.5.2.1.). C'est l'approche qui a été la plus largement utilisée en Nouvelle-Zélande (GUNN, 1978).

De 1943 à 1973, l'évapotranspiration potentielle à la station forestière de Maioro a augmenté (cf. figure 1-20). Ceci, ajouté à la tendance à la baisse des précipitations dans cette région, pourrait conduire à une diminution de la quantité d'eau disponible pour la recharge des nappes.

1.3.3.3. Infiltration

Lorsque les précipitations sont supérieures à l'E.T.P., l'excédent disponible contribue soit au ruissellement soit à l'infiltration. Dans la région de Pukekohe, les exploitants locaux signalent que, à l'exception de pluies très importantes après une longue période de sécheresse, la quasi totalité des précipitations s'infiltrer immédiatement dans le sol (SCHOFIELD, 1956). Ceci est confirmé par l'absence de réseau hydrographique à la surface du plateau (cf. fig. 1-16).

1.4. PROJET DE RECHERCHE

Malgré son étendue géographique limitée, le plateau de Pukekohe présente de nombreux problèmes hydrologiques non encore éclaircis.

1.4.1. Etat des connaissances au début de l'étude

Mis à part les travaux précurseurs de SCHOFIELD (1956), le plus important apport à la connaissance de l'hydrologie du plateau de Pukekohe est dû aux travaux du A.R.W.B., présentés dans un rapport préparé par W.J. RUSSEL (A.R.W.B., 1977). Ces travaux englobent les aspects de la géologie, de l'hydrologie, du climat et de l'utilisation de l'eau dans la région centrale du comté de Franklin, et plus particulièrement, dans la zone de Pukekohe. DOWDLE (1980) a complété ces études et effectué une série de traçages dans l'aquifère supérieur. Les résultats de ces traçages sont en contradiction avec la carte piézométrique établie par RUSSEL (1977).

Avant que cette étude ne soit entreprise, les principaux problèmes non résolus par les travaux antérieurs étaient les suivants :

- l'incertitude sur les directions de circulation au sein de l'aquifère supérieur,
- l'inexistence de données sûres prouvant la surexploitation de cet aquifère,
- le manque d'information sur la structure, la morphologie et la recharge de l'aquifère inférieur.

1.4.2. Objectifs de l'étude

L'étude qui a été entreprise poursuivait donc les buts suivants :

- compléter les analyses chimiques déjà existantes, notamment pour les nitrates, dans l'aquifère supérieur;
- tenter de différencier les deux aquifères basaltiques tant par leurs paramètres hydrodynamiques que chimiques;
- lever l'incertitude sur les directions principales de circulation dans l'aquifère supérieur par l'utilisation de traceurs;
- éclaircir les relations probables entre les aquifères supérieur et inférieur;
- tenter de modéliser le comportement de la nappe dans l'aquifère supérieur;
- déterminer la structure de l'aquifère inférieur en utilisant les techniques géophysiques adaptées.

CHAPTER ONE

(ABSTRACT)

This first chapter is supposed to give an overall idea of the hydrological and geological context in which the present study take place.

Although maybe not absolutely relevant to new zealander hydrologists, a geological review of New Zealand from the early days up to Present has been briefly depicted, mostly for french readers.

The different features of the "state of the art" before this work are presented and the objectives defined. All the materials needed in the following chapters (as piezometric map, bore location maps, precipitation data, etc...) are included in this chapter.

CHAPITRE II

CHAPITRE 2

ANALYSES CHIMIQUES ET QUALITE DES EAUX DE L'AQUIFERE SUPERIEUR

2.1. BUTS et METHODES

Une étude rapide des concentrations en différents ions a été menée sur les eaux des sources de l'aquifère supérieur (Puni, Clarkes, Hickeys, Patumahoe et Rodgers Road Springs). Les conductivités des différents échantillons ont été également mesurées. Le but principal de cette étude était de vérifier l'éventuelle augmentation des teneurs en nitrates dans l'aquifère supérieur par rapport aux analyses effectuées précédemment par le A.R.W.B. . Les concentrations en chlorures et nitrates ont été mesurées à l'aide d'un analyseur d'ions à électrodes spécifiques ORION RESEARCH 701A, tandis que les ions K^+ , Ca^{++} , Na^+ et Fe (total) ont été dosés à l'aide d'un spectrophotomètre à absorption atomique PERKIN-ELMER 380. La conductivité des échantillons a été mesurée en utilisant un conductimètre EXTECH 480,

2.1.1. Electrodes spécifiques

L'utilisation des électrodes spécifiques en chimie analytique est une technologie récente. Bien que la découverte de l'existence d'un potentiel électrique sur une membrane interposée entre deux solutions de pH différents remonte à 1906 avec CREMER et 1909 avec HABER et KLEMENSIEWICK, ce n'est qu'à partir de 1970 que le développement de la technologie des électrodes spécifiques a permis à l'ionométrie de progresser rapidement.

Le dosage des ions Cl^- et NO_3^- se fait à l'aide d'une électrode à membrane dite "liquide" (solvant organique polaire ayant dissous un sel organique dans la structure duquel rentre l'ion testé, le tout étant immobilisé par un support poreux chimiquement inerte). La membrane a une épaisseur très faible et communique avec une réserve d'échangeurs d'ions liquide dans un compartiment co-axial de façon à maintenir une imprégnation constante. Lors de la mesure, la membrane se trouve interposée entre la solution d'échantillon et la solution interne de référence (cf. fig. 2-1).

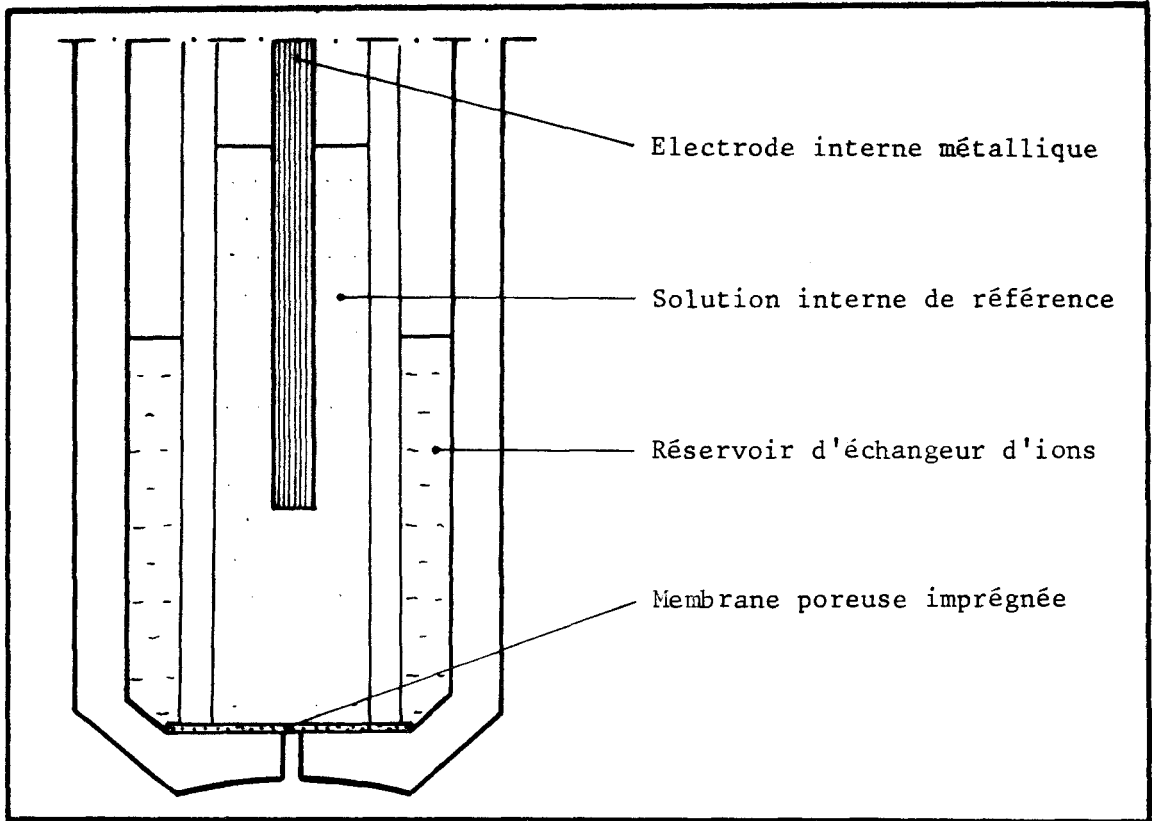


Fig. 2-1. - Electrode à membrane liquide
(Documentations Orion et ITEC).

La solution interne de référence contient les ions de l'espèce à doser en concentration constante; toute variation d'activité des ions dans la solution de mesure entraîne une variation de potentiel selon la loi de NERNST :

$$E = E' - \frac{2,3 R.T}{nF} \log a_i$$

avec E' = somme des potentiels qui ne dépendent pas directement de l'activité de l'ion (potentiel des électrodes de référence, potentiel de jonction liquide

a_i = activité de l'ion

$$\frac{2,3 R.T}{F} \approx 59,16 \text{ mV à } 25^\circ\text{C}$$

n = charge de l'ion

La courbe étalon représente donc, en théorie, une droite sur papier semi-logarithmique. En pratique, dans le dosage des ions Cl^- et NO_3^- , la linéarité du potentiel en fonction de la concentration était bien vérifiée pour des concentrations comprises en 10 et 1000 ppm, avec un défaut de linéarité entre 1 et 10 ppm.

De nombreux paramètres physiques ou chimiques peuvent affecter les mesures (CATHELAIN, 1976) :

- température, agitation de la solution, temps de lecture, etc...
- pH des solutions, interférence d'autres ions, etc..

Ces difficultés ont été tournées en utilisant toujours la même procédure de façon rigoureuse, tant pour l'établissement de la courbe étalon que pour l'analyse des échantillons. Une nouvelle courbe étalon a été établie pour chaque série de mesure. L'interférence d'autres ions a été neutralisée par l'ajout de solution d'ajustement de force ionique dans les échantillons et dans les solutions titrées (courbe d'étalonnage). Le pH n'a pas d'influence sur le dosage des nitrates entre pH 2 et pH 12 et pour les chlorures entre pH 1 et pH 12.

2.1.2. Spectrométrie d'absorption atomique

La spectrométrie d'absorption atomique doit son large développement à une grande sensibilité de la méthode, un vaste champ d'éléments dosables, et la simplicité ainsi que la rapidité d'exécution.

Dans son principe, la méthode utilise la propriété qu'ont les atomes d'un élément, lorsqu'ils ont été excités, de retourner à leur niveau d'énergie le plus stable en émettant un rayonnement photonique de fréquence F bien définie et propre à cet élément. Si l'élément est dispersé à l'état de vapeur dans une flamme (les atomes sont alors dissociés), il possède également la propriété d'absorber tout rayonnement de même fréquence F. Un rayonnement incident de cette fréquence subit une absorption liée à la concentration de l'élément considéré par une relation de la forme :

$$\log \frac{I_0}{I} = K.C$$

avec I_0 = intensité de la radiation incidente

I = intensité de la radiation après traversée de la flamme

C = concentration dans la solution de l'élément considéré

K = paramètre lié au dispositif

L'appareillage comprend généralement une lampe à cathode creuse du métal à doser. Ce dernier est volatilisé et excité par décharge cathodique en atmosphère gazeuse neutre à très basse pression. Un système de "nébulisation" amène à débit constant la solution à titrer dans la flamme d'un brûleur. L'alimentation en gaz et en carburant fait l'objet d'une régulation de débit très poussée. Un monochromateur, placé dans le faisceau incident, permet de parfaire la sélection de la longueur d'onde, et un récepteur constitué d'un photomultiplicateur reçoit la radiation ayant traversé la flamme, permettant ainsi la comparaison de son intensité à celle du rayon incident.

Les mesures des échantillons se font par report sur une courbe d'étalonnage (sur le PERKIN-ELMER 380, les lectures en concentrations réelles sont obtenues en fournissant à l'appareil des solutions titrées; une extrapolation linéaire ou quadratique est directement effectuée par l'appareil).

2.1.3. Conductivité électrique

La conductivité électrique d'une solution est la conductance (inverse de la résistance) d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes de 1 cm² de section et séparées l'une de l'autre de 1 cm (RODIER, 1976). L'unité de conductance est le mho, ou Siémens (S) et la conductivité peut s'exprimer en Siémens par mètre (S/m); en pratique, le $\mu\text{S}/\text{cm}$ est retenu pour les mesures d'eau naturelle.

La conductivité d'un liquide dépend largement de la température. Pour garder des valeurs comparables, les conductivités sont ramenées à leur valeur à une température de référence (20°C pour la France, 25°C pour les Etats-Unis, la Nouvelle-Zélande, etc...).

Les mesures de conductivité de cette étude sont ajustées à 25°C. Pour obtenir les valeurs à 20°C, on utilise la formule :

$$C_{20^{\circ}\text{C}} = 0,902 \cdot C_{25^{\circ}\text{C}}$$

2.2. LES NITRATES DANS L'AQUIFERE SUPERIEUR

Des concentrations en nitrates trop importantes dans les eaux de distribution présentent des risques pour la santé de l'être humain, et spécialement pour le nourrisson (SHUVAL et GRUENER, 1977). Le New Zealand Department of Health a adopté les recommandations de l'Organisation Mondiale de la Santé d'une limite supérieure de 10g/m³ de nitrate-N pour l'eau consommable par de jeunes enfants

(W.H.O., 1971). L'existence d'une contamination par les nitrates dans l'aquifère supérieur de Pukekohe doit être considérée avec attention car une majorité des exploitations du Plateau tirent leur eau de consommation de cet aquifère.

2.2.1. Teneurs en nitrates

Les concentrations maximales ont été observées dans les eaux de Patumahoe Springs avec des concentrations de 24 et 25 ppm de N (pour NO_3). Ces valeurs très élevées seraient peut-être dues à la nature particulière de la zone des sources, qui forme un bassin réceptacle où les eaux de l'aquifère peuvent être mêlées à des eaux de ruissellement en période de pluies (les eaux de ruissellement pouvant être fortement chargées en nitrates par lessivage du sol superficiel). Cependant, cet argument doit être considéré avec circonspection: en période de pluies, le bassin collecte également, dans sa partie inondée, des eaux provenant directement des précipitations. L'effet de cet apport serait donc de diluer les concentrations en nitrates. De plus, bien que ces mesures aient été effectuées en Juin (période humide), elles succédaient à deux journées sans aucune précipitation.

Deux mesures ont été prises sur les eaux des sources de Rodgers Road, avec des concentrations atteignant 22 et 23 ppm de N. Ces sources sont issues de fractures du basalte affleurant sous une couverture végétale peu épaisse. Les échantillons ont été prélevés directement à la sortie des fractures et dans ce cas, reflètent sans contestation les teneurs en nitrates de cette partie de l'aquifère.

Toutes les mesures effectuées sur les eaux de Clarkes Springs et Hickeys Springs ont des concentrations s'étageant entre 14 et 18 ppm de N. Ceci caractérise bien une certaine homogénéité du bassin de Hickeys Springs dont Clarkes Springs fait partie.

Les concentrations en nitrates à Puni Springs (entre 3 et 6 ppm de N) sont comparativement plus faibles que celles observées dans le reste de l'aquifère supérieur (seule une mesure dans la zone de Puni Springs atteignait 15 ppm de nitrate-N, mais le site de prélèvement correspond à un large drain d'eaux stagnantes collectant des eaux de source d'une part, mais également des eaux de ruissellement). Aucune mesure effectuée dans les puits de l'aquifère supérieur ne révèle de concentration aussi basse qu'à Puni Springs. Cette zone se distingue donc, sur le plan des nitrates, du reste de l'aquifère supérieur. On serait tenté, en raison de l'affleurement des basaltes de Bombay dans cette zone, de rattacher Puni Springs à l'aquifère inférieur, dont les concentrations

en nitrates devraient être plus faibles que celles observées dans l'aquifère supérieur. L'étude menée au paragraphe 3-2 montre qu'en fait les concentrations sont en moyenne plus fortes dans les eaux de l'aquifère inférieur (mais des arguments sont présentés pour montrer que les résultats obtenus ne représentent peut-être pas la réalité). Si les concentrations réelles en nitrates dans l'aquifère inférieur sont plus faibles que dans l'aquifère supérieur, Puni Springs peut donc être rattaché, sur ce point, à l'aquifère inférieur ; plusieurs arguments géochimiques vont dans ce sens (cf. paragraphe 3.2). Si les teneurs en nitrates sont réellement plus élevées dans l'aquifère inférieur, la zone de Puni Springs se singularise alors, pour cet élément, des deux aquifères. Cette particularité de la région de Puni Springs se retrouve tant sur le plan hydrodynamique que chimique, et marque peut-être l'existence dans cette zone de connexions entre les deux aquifères.

2.2.2. Liaison entre nitrates et conductivité

Sur la figure 2-2, sont présentées les différentes sources de l'aquifère supérieur en fonction des concentrations en nitrates et de la conductivité de leurs eaux. Une relation linéaire semble se dégager, si l'on fait exception des deux analyses de Rodgers Road Springs.

Il existe des formules relativement précises reliant la concentration totale en solide dissous et la conductivité de la solution (LOGAN, 1961; RICHARD et NGUYEN VAN CU, 1961). Une estimation grossière peut être obtenue en multipliant la conductivité (en micromhos /cm) par 17, donnant une concentration en ppm, pour les eaux naturelles non océaniques (WALTON, 1970)

En appliquant ce coefficient à la courbe de la figure 2-2., on peut ainsi vérifier que les concentrations en nitrates observées ne contribuent que pour partie à la conductivité totale des échantillons. Cependant, il existe une relation linéaire entre concentration en nitrates et conductivité. On peut donc en déduire que l'augmentation des nitrates est liée à celle des autres éléments en solution de façon également quasi linéaire. Il semble qu'il faille interpréter ceci en admettant que les nitrates sont amenés dans les eaux de l'aquifère supérieur en même temps qu'un stock d'autres éléments, ayant pour origine l'utilisation d'engrais nitrés par les exploitants du Plateau. La courbe de la figure 2-2 accorde donc une origine chimique pour ces nitrates plutôt qu'une origine biologique (apport par les fosses septiques). Des arguments sont également proposés au paragraphe 3.2 pour écarter cette seconde possibilité.

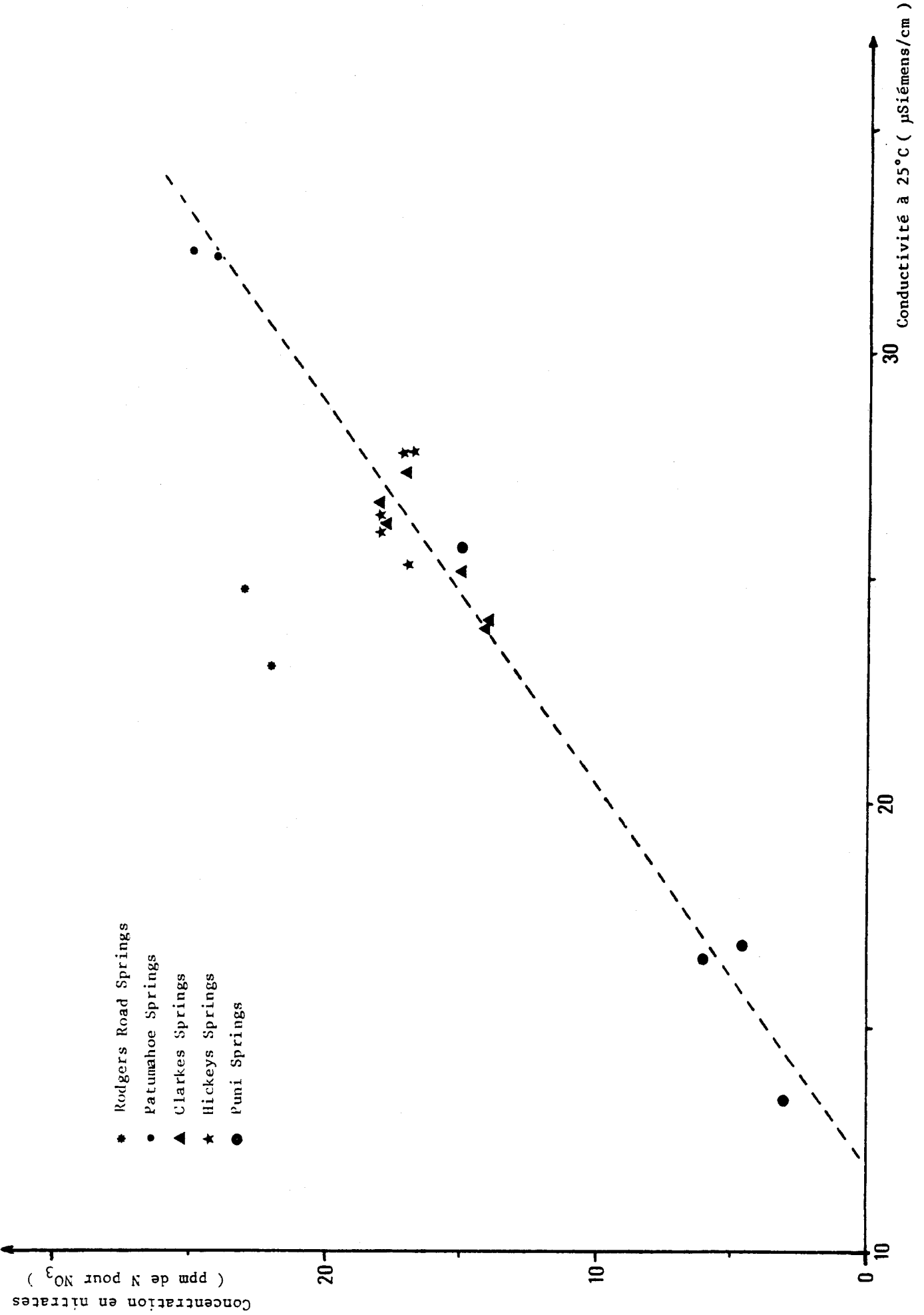


Fig. 2-2. - Liaison entre concentrations en nitrates et conductivité dans les eaux des sources du plateau de Pukekohoe.

2.3. AUTRES IONS ANALYSES

Le faible nombre d'échantillons analysés pour des ions autres que les nitrates ne permet pas de dégager de tendances particulières. Les concentrations observées en chlorures s'étalent entre 20 et 40 ppm de Cl^- . Le rapport K^+/Na^+ est souvent inférieur à 10, avec des concentrations en K^+ de 1 à 3 ppm, en Na^+ de 15 à 25 ppm. Le calcium, dosé sur des échantillons de Rodgers Road Springs et Puni Springs, s'élève respectivement à 6 ppm et 4 à 5 ppm.

Deux échantillons prélevés dans des mares artificielles de Puni Springs ont donné des résultats d'analyses déconcertants ($\text{Ca}^{++} = 20$ ppm, $\text{K}^+ = 8$ ppm, $\text{Na}^+ = 11$ et 15 ppm, $\text{NO}_3^- = 5$ ppm). Après vérification auprès des exploitants locaux, il s'est avéré que ces mares n'étaient pas alimentées par des sources, mais étaient utilisées comme réservoir de stockage d'eau en vue d'irrigation, et pouvaient avoir reçu des engrais. La forte concentration observée en potassium va dans ce sens, mais les faibles teneurs en nitrates peuvent paraître surprenantes. Il est possible que la végétation se développant dans ces mares ait fixé préférentiellement les nitrates apportés par ces engrais.

2.4. CONCLUSIONS

Il se dégage de cette étude les points suivants :

- les teneurs en nitrates dans l'aquifère supérieur ont atteint ou dépassé les limites conseillées pour les eaux de consommation;
- il apparaît que l'apport principal en nitrates est lié à l'utilisation d'engrais azotés;
- l'utilisation d'une électrode spécifique des nitrates s'est avérée être une technique rapide et fiable, moyennant certaines précautions opératoires.

CHAPTER TWO

(ABSTRACT)

Although different ions have been searched for and analysed by the use of specific electrodes (nitrate, chloride) and absorption spectrometry in springwaters of the Pukekohe Plateau upper aquifer, the main result to be kept in mind is a very high level of nitrate-N concentrations observed in this aquifer (up to 25 ppm of N as NO_3 at Patumahoe Springs).

The relationship between nitrate contents and conductivity is analysed. Nitrates exhibit a linear relation with conductivity, while it is shown that only a small part of this conductivity is due to nitrate ions. Therefore, it is concluded that a linear relationship does exist too between all other ions in solution (as a whole) and nitrates. In other words, nitrates are brought in the aquifer proportionally to other ions (for instance, a "random" pollution by septic tanks would not have given that type of connexion between nitrates and overall conductivity). This has to be seen almost as an evidence of a fertilizer origin for the nitrates of the upper aquifer.

A "byproduct" of this study has been to show the perfect adequacy of specific electrodes for nitrate and chloride titration, providing that similar processes are used as well for the calibration curve realisation as for the analysis itself.

CHAPITRE III

CHAPITRE 3

DIFFERENCIATION DES DEUX AQUIFERES BASALTIQUES DU

PLATEAU DE PUKEKOHE

L'intérêt accordé par les Water Boards à l'étude des aquifères du plateau de Pukekohe est relativement récent. Des relevés piézométriques manuels ont été entrepris à intervalles réguliers sur la période de mai 1978 à janvier 1980 pour une quinzaine de puits du plateau (cf. fig. 3-1). Deux autres puits ont été suivis automatiquement par installation d'un limnigraphe, l'un à la station de recherche du D.S.I.R. (puits n°7) depuis novembre 1973, l'autre sur la propriété des Balle, près de Puni Springs. Le premier enregistrement présente une lacune de février à novembre 1978, tandis que le second est inexploitable par suite de pannes du matériel. Cependant, les relevés utilisables permettent de tirer certaines conclusions.

Du point de vue chimique, le A.R.W.B. a entrepris en 1979 l'analyse d'échantillons provenant de 19 puits du plateau (cf. fig. 3-2) pour 50 paramètres physiques, chimiques ou biologiques différents. Dix nouvelles séries d'analyses furent également menées en 1982.

L'ensemble des puits atteignant les deux aquifères volcaniques présente de larges plages de variation, tant sur le plan des paramètres hydrodynamiques que chimiques. Une tentative de différenciation des deux aquifères a donc été envisagée sous ces deux aspects.

3.1. DIFFERENCIATION HYDRODYNAMIQUE

Elle a été envisagée sur le plan des niveaux piézométriques moyens atteints dans les puits et de l'amplitude des fluctuations de ces niveaux dans chaque puits. Enfin, une étude des coefficients de corrélation entre variations piézométriques de puits à puits a été également entreprise.

3.1.1. Niveaux piézométriques moyens

Des niveaux piézométriques relevés sur la période de 1978 à 1980 peuvent être tirées plusieurs conclusions. La première, due à RUSSEL (1977) est que les niveaux piézométriques dans les puits se répartissent en deux catégories relativement distinctes :

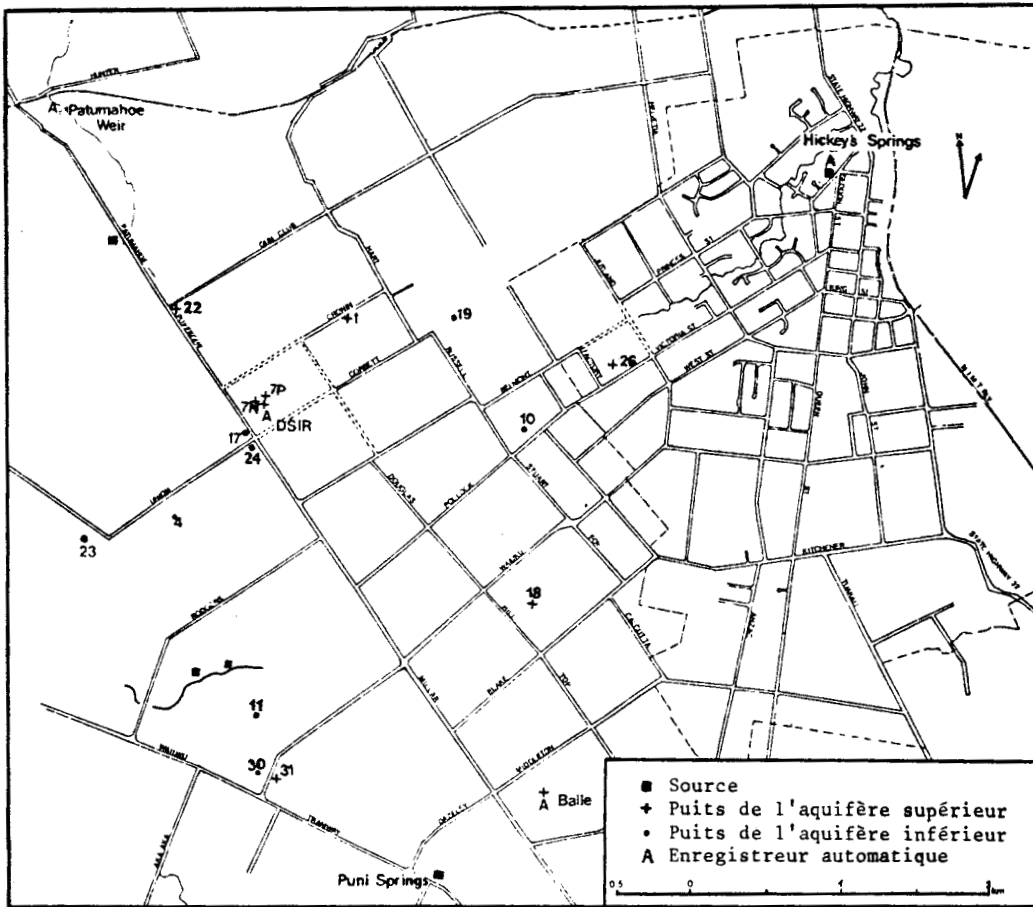


Fig. 3-1. - Puits ayant fait l'objet d'un suivi piézométrique manuel de mai 1978 à janvier 1980 (d'après DOWDLE, 1980).

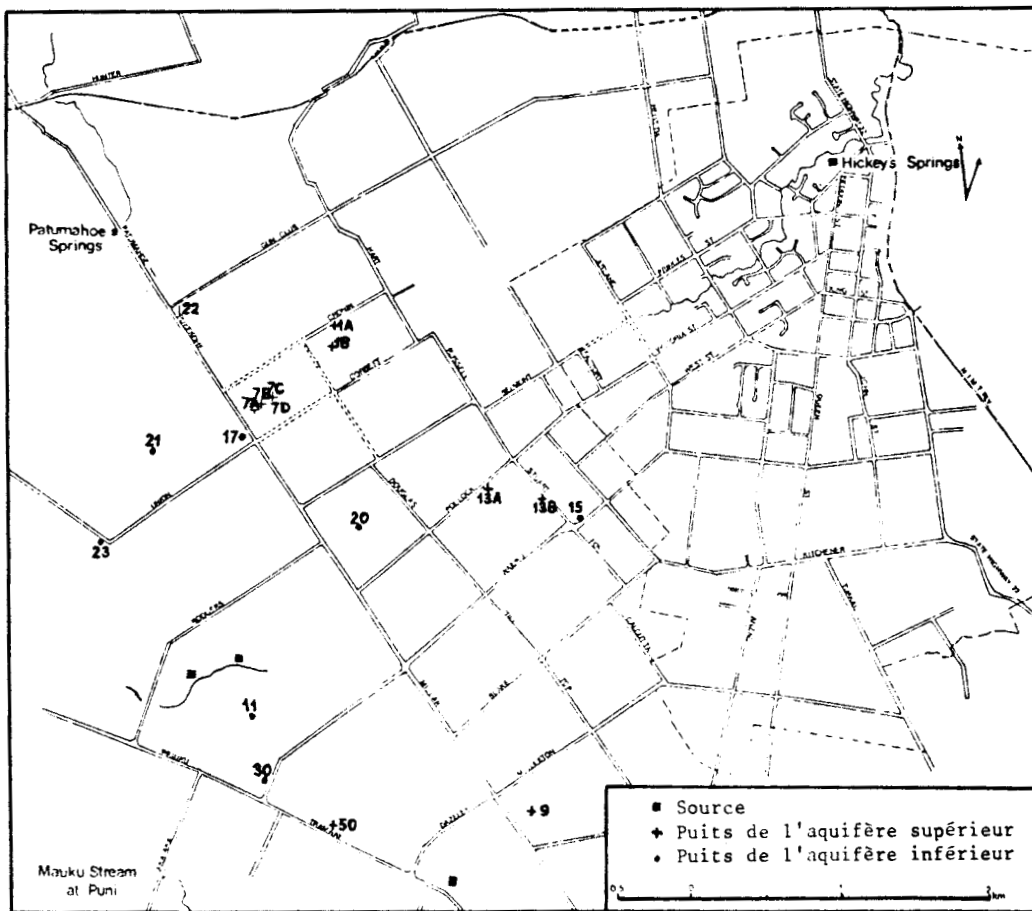


Fig. 3-2. - Puits échantillonnés pour analyses chimiques par le A.R.W.B. en 1979 et 1982 (d'après DOWDLE, 1980).

* environ 70 m au-dessus du niveau de la mer, Les puits de cette catégorie utiliseraient l'eau de l'aquifère supérieur qui serait localisé dans les basaltes les plus jeunes, ceux de Franklin;

* environ 55 m au-dessus du niveau de la mer, Cet aquifère serait localisé dans les basaltes de Bombay sous-jacents aux précédents et antérieurs à ceux-ci.

Un autre groupe de niveaux piézométriques, de l'ordre de 46 m, correspond à la nappe captive de la formation de Kaawa et de l'aquifère des "shellbeds" (niveaux à coquilles d'huîtres) datés du Pliocène. Cet aquifère plus profond n'est pas examiné dans cette étude.

La séparation de ces deux aquifères sur des arguments piézométriques est d'ailleurs confirmée par les données géologiques. Lorsqu'il existe un log stratigraphique (cf. Annexe 4), celui-ci souligne l'existence pour les puits de l'aquifère inférieur, d'une limite semi-étanche formée de couches silto-argileuses.

La localisation des puits attribués à l'un ou l'autre des deux aquifères basaltiques de Pukekohe est présentée en figure 1-15.

3.1.2. Amplitude des variations piézométriques

Les données de forage n'existant pas pour tous les puits dont la piézométrie a été mesurée, c'est donc sur l'argument de niveau piézométrique moyen présenté au paragraphe précédent qu'a été basée la séparation entre aquifères, dans la suite de cette étude.

La figure 3-3 représente l'amplitude totale des variations piézométriques de mai 1978 à mai 1979 pour 14 puits des aquifères supérieur et inférieur, c'est-à-dire le maximum de battement noté au cours de cette période.

Les fluctuations de la nappe dans les puits de l'aquifère supérieur sont en moyenne de près de 4 m, pour moins de 2m dans le cas de l'aquifère inférieur. Les amplitudes totales des puits de chaque aquifère présentent donc une nette différence qui confirme la réalité de deux aquifères distincts.

Il est à noter que pour l'aquifère supérieur, l'amplitude minimale est celle du puits n°31, dont la position est en bordure de plateau, tandis que la plus grande amplitude est enregistrée au puits n°1, qui est situé près du centre de l'aquifère.

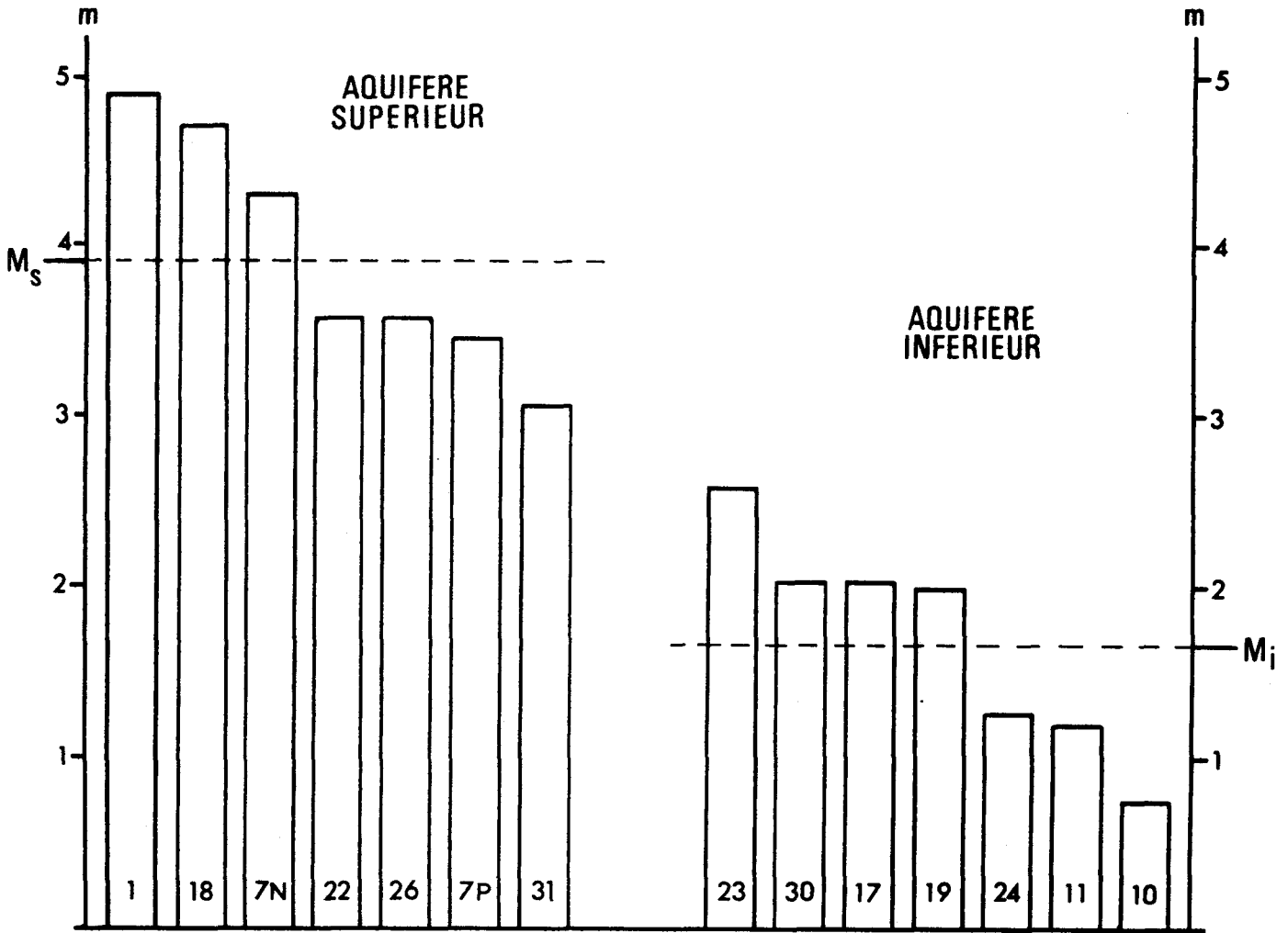


Fig. 3-3. - Amplitudes comparées des fluctuations piézométriques pour 14 puits des deux aquifères du plateau de Pukekohe (modifié de DOWDLE, 1980).

3.1.3. Corrélation entre puits des aquifères supérieur et inférieur

DOWLE (1980) a calculé les coefficients de corrélation linéaire liant deux à deux les fluctuations piézométriques dans les puits des deux aquifères basaltiques, supérieur et inférieur confondus (cf. tableau 3-1). Les résultats n'atteignant pas 95 % de degré de confiance n'ont pas été retenus.

Dans l'encadré A figurent les coefficients de corrélation liant les puits de l'aquifère supérieur, dans l'encadré B, ceux relatifs à l'aquifère inférieur (le puits n°4 présente un cas particulier et serait, selon RUSSEL, foré dans un aquifère superficiel local).

	7N	7P	18	22	26	31	4	10	11	17	19	23	24	30
1	0,93	0,95	0,89	0,93	0,71	0,79	0,44	-	0,27	0,15	-	0,37	0,16	0,50
7N		0,88	0,70	0,87	0,65	0,71	0,51	-	0,12	0,36	0,36	-	0,19	0,32
7P			0,88	0,93	0,54	0,80	0,50	-	0,22	0,13	-	0,09	0,13	0,48
18				0,70	0,20	0,91	0,32	0,38	0,29	0,39	-	0,17	0,28	0,46
22					0,69	0,76	0,56	0,16	0,27	0,41	-	0,12	0,19	0,62
26						0,35	0,62	-	-	0,28	0,31	-	-	0,10
31	(A)						0,51	0,76	0,55	0,43	0,38	0,75	0,60	0,71
4								-	-	0,36	0,26	-	-	0,11
10									0,76	0,56	0,30	0,53	0,70	-
11										0,53	0,43	0,33	0,56	0,40
17											0,23	0,50	0,48	0,48
19												0,56	0,33	0,23
23													0,32	0,35
24									(B)					0,36

Tableau 3-1. - Coefficient de corrélation entre variations piézométriques dans les puits des aquifères basaltiques du plateau de Pukekohe (d'après DOWDLE, 1980).

De façon à traduire plus simplement ce tableau, le coefficient de corrélation moyen entre puits d'un même aquifère, puis entre puits d'aquifères différents, a été calculé. Les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

Coefficient moyen au sein de l'aquifère supérieur	Coefficient moyen au sein de l'aquifère inférieur	Coefficient moyen entre aquifères
R = 0,75	R = 0,43	R = 0,25

Tableau 3-2

De ces résultats, il apparaît que les deux aquifères sont relativement bien individualisés, puisqu'en moyenne, les niveaux piézométriques dans les puits corrélaient plus mal entre aquifères qu'au sein du même aquifère. Le haut coefficient de corrélation moyen au sein de l'aquifère supérieur est compréhensible dans la mesure où il reflète la dépendance de la piézométrie à l'infiltration, qui peut être estimée uniforme sur l'ensemble du plateau. Le coefficient de corrélation moyen plus faible au sein de l'aquifère inférieur tient probablement aux deux phénomènes suivants :

- * l'aquifère inférieur ne présente certainement pas la même homogénéité d'apport en eau que l'aquifère supérieur. Tantôt les basaltes de Bombay sont sous-jacents à ceux de Franklin, et la recharge de l'aquifère inférieur se fait par infiltration à travers les couches argilo-silteuses semi-perméables, en provenance de l'aquifère supérieur. Tantôt les basaltes de Bombay affleurent, comme à proximité de Puni Spring (cf, fig. 1-9) et la recharge doit être directement liée à l'infiltration due aux précipitations;
- * certains tubages des puits de l'aquifère inférieur peuvent présenter des défauts d'étanchéité (cf. puits n°7, paragraphe 5.6.3.2.,B). Il s'ensuit des infiltrations directes en provenance de l'aquifère supérieur. Ceci perturbe donc localement la piézométrie au niveau du puits.

Ces deux phénomènes affectent certainement l'homogénéité des mesures piézométriques de l'aquifère inférieur et expliqueraient les plus faibles

coefficients de corrélation observés entre les différents puits de cet aquifère.

Une analyse de ces coefficients de corrélation a ensuite été menée puits par puits, afin de mettre en évidence d'éventuelles anomalies (cf. Tableau 3-3). Il s'en dégage les points suivants :

Tableau 3-3.A : Seul le puits N° 26 a un coefficient de corrélation inférieur à 0,70. La proximité de Clarke Springs pourrait expliquer le comportement particulier de ce puits.

Tableau 3-3.C : Le puits N° 31 a un haut coefficient de corrélation avec les puits de l'aquifère inférieur. Comme cela a été remarqué précédemment, ce puits se situe dans une zone où le basalte de Bombay affleure et il existe probablement dans cette région des connexions entre les deux aquifères (ce qui est corroboré par le haut coefficient liant les puits N° 30 et N° 31, tous deux situés dans cette zone, avec $R = 0,71$).

Tableau 3-3.D : La remarque précédente semble confirmée par une corrélation relativement haute du puits N° 30 avec les puits de l'aquifère supérieur. Il semble que dans une région proche de Puni Springs, les deux aquifères présentent des relations étroites, bien que les niveaux restent individualisés (puits N° 30 avec un niveau piézométrique vers 53 m, pour environ 67 m au puits N° 31).

3.2. DIFFERENCIATION CHIMIQUE DES DEUX AQUIFERES

Des systèmes de représentation graphique pour comparer les résultats d'analyses chimiques ont été utilisés de longue date (COLLINS, 1923). Ils présentent l'avantage de permettre la visualisation, sur un même graphe, de plusieurs éléments chimiques, et de leurs proportions réciproques.

3.2.1. Diagramme triangulaire de Piper

PIPER (1953) a développé une forme de diagramme triangulaire qui s'avère efficace pour dissocier graphiquement des eaux d'origines différentes, ou des modifications de la qualité des eaux lors de leur passage à travers certaines formations, etc...

A	
CORRELATION AVEC LES AUTRES Puits DE L'AQUIFERE SUPERIEUR	
N° du puits	Coefficient moyen
1	0,87
7N	0,79
7P	0,83
18	0,71
22	0,81
26	0,52
31	0,72

B	
CORRELATION AVEC LES AUTRES Puits DE L'AQUIFERE INFERIEUR	
N° du puits	Coefficient moyen
10	0,57
11	0,50
17	0,46
19	0,35
23	0,43
24	0,46
30	0,36



C	
AQUIFERE SUPERIEUR	
CORRELATION AVEC LES Puits DE L'AQUIFERE INFERIEUR	
N° du puits	coefficient moyen
1	0,29
7N	0,27
7P	0,21
18	0,36
22	0,32
26	0,23
31	0,60

D	
AQUIFERE INFERIEUR	
CORRELATION AVEC LES Puits DE L'AQUIFERE SUPERIEUR	
N° du puits	coefficient moyen
10	0,19
11	0,25
17	0,31
19	0,15
23	0,21
24	0,22
30	0,41

Tableau 3-3

Dans le diagramme de Piper, l'eau est traitée comme si elle ne contenait que trois constituants cationiques (Mg, Na et Ca) et trois constituants anioniques (Cl, SO_4 et HCO_3). La concentration de ces ions majeurs est convertie en milliéquivalents par litre et le total de ces concentrations pour les anions d'une part et les cations d'autre part est pris pour 100 %. L'analyse d'un échantillon d'eau est donc représentée par trois points situés chacun dans une des trois parties du diagramme, proportionnellement à leur concentration relative en différents ions (il est à noter que ce type de diagramme ne permet donc pas de comparer les valeurs absolues des concentrations ioniques, mais seulement leur valeur relative au total soit des anions, soit des cations).

Les résultats de l'analyse de 12 puits ou source (le n° 52 représente Hickey Springs) sont présentés sur la figure 3-4.

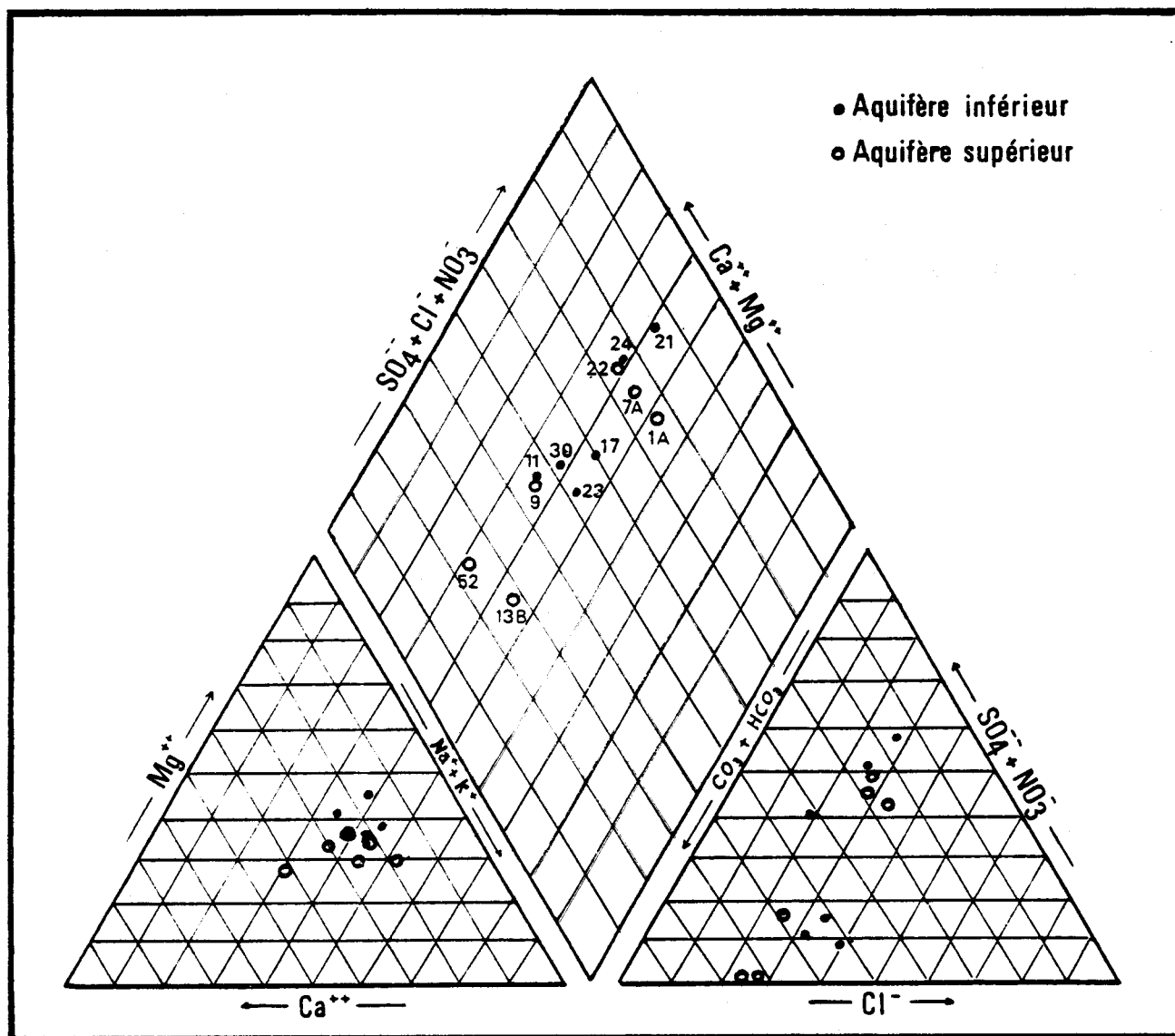


Fig. 3-4. - Analyses chimiques d'échantillons d'eau des deux aquifères présentées sur un diagramme de Piper.

Les points représentant l'aquifère supérieur ne semblent pas se détacher de façon évidente de ceux de l'aquifère inférieur; l'ensemble des points des deux aquifères confondus semble plutôt former un continuum. Cependant, dans le losange supérieur, le nuage de points formé par l'aquifère semble décalé vers les valeurs supérieures selon l'axe portant ($\text{SO}_4^{--} + \text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$). Si l'on sait que les concentrations en sulfates sont faibles ou négligeables devant celles des nitrates (cf. diagrammes de Stiff, paragraphe 3.2.2.), et si l'on tient compte des valeurs grossièrement homogènes des chlorures (20 à 40 %) pour les deux aquifères confondus, il s'ensuit que, dans ce cas de figure, l'axe ($\text{SO}_4^{--} + \text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$) reflète principalement les concentrations en nitrates.

Sur ce diagramme de Piper, les deux aquifères montrent donc des caractéristiques chimiques assez semblables, avec probablement une valeur moyenne en nitrates plus élevée dans l'aquifère inférieur (ce qui est un élément intéressant à confirmer, puisque l'aquifère supérieur a toujours été considéré comme étant le plus pollué par les nitrates).

3.2.2. Diagramme de STIFF

La méthode graphique de STIFF (1951) utilise quatre axes horizontaux portant vers la gauche du zéro quatre espèces cationiques (Na + K, Ca, Mg et Fe) et vers la droite quatre anions (Cl , HCO_3 , NO_3 et SO_4). Comme dans le diagramme de Piper, les concentrations en différents ions sont exprimées en milliéquivalents par litre. En reliant les points représentant ces concentrations en ions, on forme une figure fermée dont la forme est plus ou moins caractéristique du type d'eau analysée.

En figure 3-5 sont représentées les analyses correspondant à 7 puits de l'aquifère supérieur et à Hickey Springs (n° 51), ainsi que celles de 8 puits de l'aquifère inférieur.

Sur les huit diagrammes correspondant à l'aquifère supérieur, une bonne homogénéité se dégage, avec une forme commune grossièrement "en diabololo". Seul le puits n°9 fait exception. On remarquera que ce puits est également situé dans la région de Puni Spring, pratiquement dans la zone cartographiée par SCHOFIELD comme présentant les basaltes de Bombay à l'affleurement. La forme du diagramme du puits n°9 est tout à fait comparable aux formes observées pour les puits n° 19, 23, 30 et 11 de l'aquifère inférieur.

AQUIFERE SUPERIEUR

AQUIFERE INFERIEUR

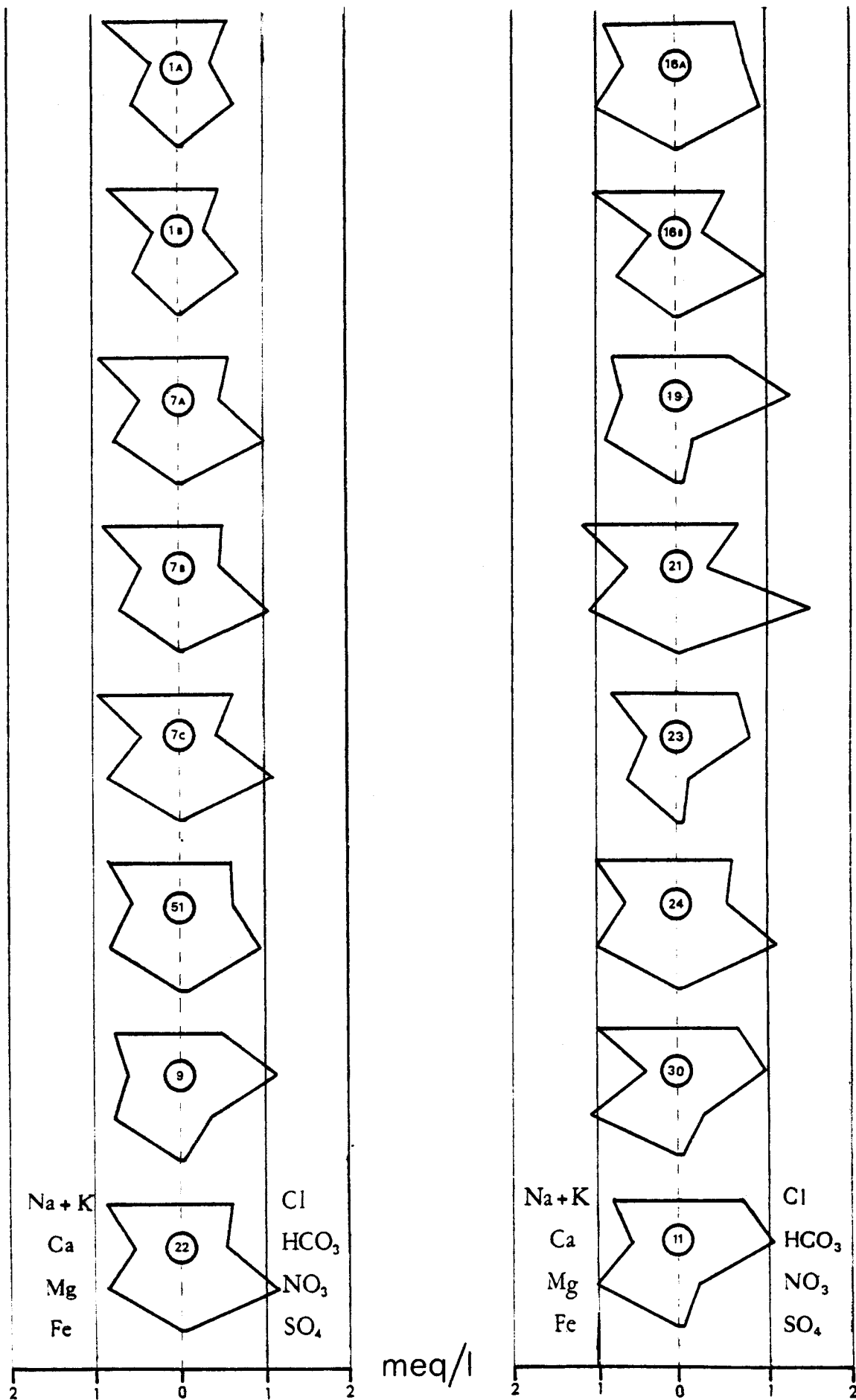


Fig. 3-5. - Analyses en diagramme de Stiff d'échantillons d'eau des deux aquifères.

Pour les diagrammes de l'aquifère inférieur, on n'observe pas la même homogénéité. Deux types de formes sont représentés : l'un correspondant à celui de l'aquifère supérieur, pour les puits n° 16B, 21 et 24, l'autre semblable au diagramme du puits n°9, pour les puits 19, 23, 30 et 11. Le puits n° 16A, bien qu'ayant une concentration un peu forte en HCO_3^- , serait à rattacher au premier type (forme "en diablo").

Dans cette représentation des analyses chimiques par les diagrammes de Stiff, l'aquifère supérieur semble donc bien s'individualiser ; par contre, l'existence de deux types dans l'aquifère inférieur pourrait être due à des phénomènes de mélanges entre eaux d'aquifères différents (cf. paragraphe 3.2.4).

3.2.3. Etude de paramètres chimiques ou physico-chimiques

Cinq paramètres mesurés dans les analyses de A.R.W.B. ont été retenus pour une étude comparative : les teneurs en chlorures, sulfates et nitrates, ainsi que la conductivité et le pH des échantillons analysés.

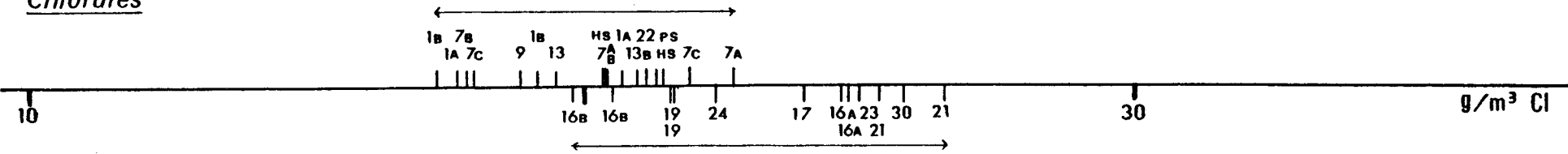
La figure 3-6 présente les variations de ces paramètres ; les valeurs mesurées pour les puits de l'aquifère supérieur sont portées au-dessus des axes, celles de l'aquifère inférieur en-dessous. Une ligne fléchée horizontale représente la plage de variation latérale des différentes analyses.

3.2.3.1. Chlorures

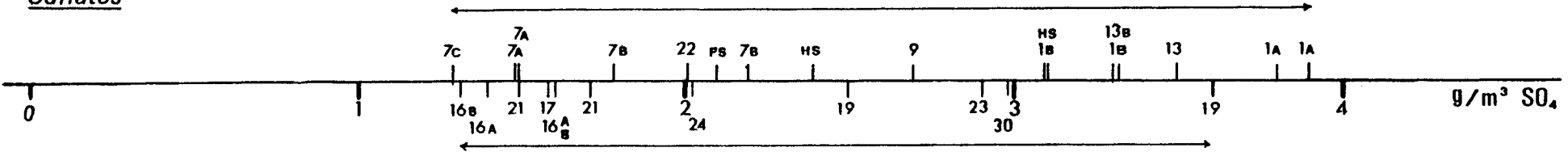
Généralement, lorsque les chlorures pénètrent dans un système hydrologique, ils y restent stables. Tous les chlorures sont extrêmement solubles et peu sensibles aux effets d'échange, d'adsorption ou de l'activité biologique (DAVIS et DE WIEST, 1966). KAUFMAN et ORLOB (1956, cité par HEM, 1959) ont trouvé que "les chlorures se déplaçaient avec l'eau, dans la plupart des terrains testés, avec moins de retard qu'aucun des autres traceurs qu'ils avaient pu utiliser, y compris le tritium". La plus grande partie des chlorures provient en fait des précipitations et tire principalement son origine, dans les zones côtières, de source océanique (DAVIS et DE WIEST, 1966).

Sur la figure 3-6, les concentrations en chlorures dans l'aquifère inférieur sont en moyenne plus importantes que celles de l'aquifère supérieur. Comme l'on peut pratiquement exclure la possibilité de concentration par évaporation, ce fait appelle deux interprétations possibles :

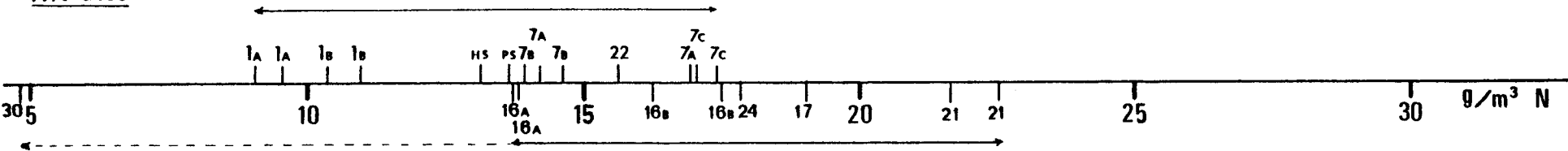
Chlorures



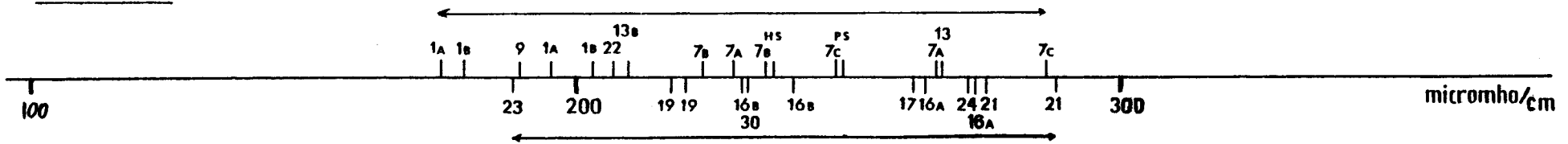
Sulfates



Nitrates



Conductivité



pH

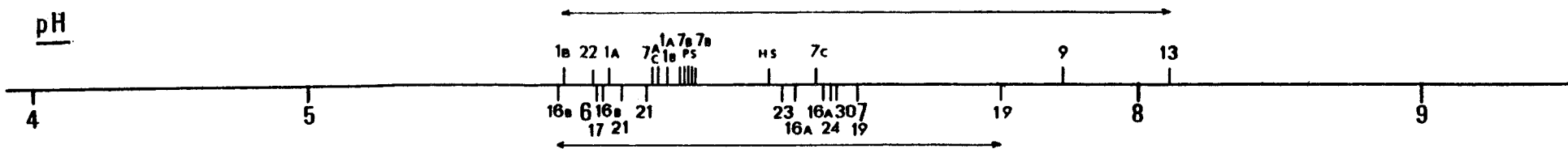


Fig. 3-6. - Etude comparée des variations de cinq paramètres physico-chimiques dans les analyses d'eau des deux aquifères. Les analyses sont portées respectivement au dessus et en dessous de l'axe pour les aquifères supérieur et inférieur.

* l'aquifère inférieur serait en contact de zones côtières, permettant l'intrusion d'eaux chargées en chlorure de sodium,

* l'aquifère inférieur ne tirerait pas uniquement son alimentation d'infiltration en provenance de l'aquifère supérieur, mais posséderait également des zones d'alimentation propres par recharge directe à partir des précipitations. Si ces zones de recharges sont plus proches de la côte que ne l'est l'aquifère supérieur, les précipitations y seront également plus concentrées en chlorures. JUNGE et GUSTAFSON (1957) ont en effet montré que la teneur en chlorures des précipitations dans les zones côtières est élevée, et diminue rapidement avec l'éloignement de la côte.

La première hypothèse pourrait être confirmée par une concentration supérieure en sodium dans l'aquifère inférieur. Une étude comparée des teneurs en Na^+ dans les eaux des deux aquifères a donc été menée à partir des analyses du A.R.W.B. Les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

AQUIFERE SUPERIEUR		AQUIFERE INFERIEUR	
N° du puits	Concentration en Na^+ (g/m^3)	N° du puits	Concentration en Na^+ (g/m^3)
1A	17,2	11	17,4
1B	21,6	16A	19,3
7A	22,0	16B	22,8
7B	20,5	17	22,6
7C	25,8	19	17,2
9	19,0	20	18,6
13A	21,0	21	24,8
13B	23,0	23	16,0
22	19,6	24	21,2
Hickeys S	22,4	30	18,1
Moyenne	21,20	Moyenne	19,8

Tableau 3-4

La concentration moyenne en sodium est en fait plus basse dans l'aquifère inférieur, ce qui ne semble pas soutenir la possibilité de venues d'eaux d'origine marine dans cet aquifère. Mais cet argument doit être pondéré de la façon suivante :

- les concentrations moyennes en sodium des aquifères supérieur et inférieur sont assez proches. La différence de concentration moyenne entre aquifères est surtout due à quelques valeurs élevées dans l'aquifère supérieur;
- le cation Na^+ est très sensible aux phénomènes d'échanges ioniques; ceci pourrait expliquer les valeurs relativement homogènes des concentrations en sodium pour les deux aquifères. Des venues d'eaux limitées d'origine marine dans l'aquifère inférieur pourraient ainsi ne pas être décelables au niveau des concentrations en sodium.

La seconde hypothèse, pour être confirmée ou infirmée, demanderait une meilleure connaissance de la structure et des limites de l'aquifère inférieur. Cependant, les éléments disponibles pour une telle étude sont presque exclusivement limités à la zone du plateau de Pukekohe et ne permettent pas de conclure.

De plus, les deux hypothèses ne s'excluent pas l'une l'autre, bien que l'intrusion d'eau marine soit moins probable, car souvent d'extension limitée.

3.2.3.2. Sulfates

Toutes les précipitations contiennent des sulfates qui, bien que souvent en concentrations inférieures à 2 ppm, représentent l'une des espèces dissoutes les plus importantes rencontrées dans les eaux pluviales ou nivales (DAVIS et DE WIEST, 1966).

L'un des processus naturels amenant une diminution importante des concentrations en sulfates est leur réduction par certains types de bactéries (HEM, 1959), produisant ainsi du sulfure d'hydrogène.

Les deux aquifères pouvant présenter des temps de résidence pour l'eau assez différents, il était intéressant de voir s'ils pouvaient être différenciés par leur concentration en sulfates.

La figure 3-6 ne présente pas, pour ces ions, de différence significative entre aquifères. Les concentrations en sulfates varient grossièrement d'un facteur de 1 à 3 pour chaque aquifère, entre 1,2 et 3,8 ppm de SO_4^{--} .

3.2.3.3. Nitrates

Bien que les roches ignées contiennent des nitrates solubles ou de l'ammoniaque en faible quantité, la plupart des nitrates présents dans les eaux naturelles provient de sources organiques ou de produits industriels et agricoles (WARING, 1949). L'azote est un des constituants essentiels des protéines des organismes vivants. Lorsque la matière organique se décompose sous l'action des bactéries, les protéines se transforment, par l'intermédiaire des acides aminés, en ammoniaque, puis en nitrites, enfin en nitrates. Ces nitrates ainsi produits peuvent percoler à travers les sols et atteindre la nappe.

Cependant, l'apport principal de nitrate dans les aquifères du plateau de Pukekohe semble lié à l'utilisation intensive d'engrais azotés. Les taux d'application annuels (exprimés en azote) varient généralement de 100 à 500 kg/ha. Comme ces engrais sont employés année après année, il est probable que les eaux d'infiltration puissent transporter une partie de ces nitrates non utilisés par les plantes, et extrêmement mobiles, vers la nappe.

L'implantation urbaine sur le plateau lui-même est relativement faible, et constituée uniquement des horticulteurs ou maraîchers et de leur famille. Il est donc peu probable que la pollution de la nappe par les nitrates provenant des effluents de fosses septiques soit importante. Différents auteurs (VAN DEN LEEDEN *et al.*, 1975; THORPE, 1977) estiment que les rejets de ces systèmes peuvent être fixés à 300 litres d'effluents par personne et par jour contenant 30 g/m³ d'azote (soit 9g/personne/jour). Pour environ 150 exploitants, soit une population d'au maximum 1500 personnes, ces rejets s'élèvent à environ 5 tonnes par an. Sur les 1100 hectares environ que représentent ces exploitations, avec un taux d'infiltration annuel moyen de 650 mm, c'est plus de 7 millions de m³/an qui atteignent la nappe de l'aquifère supérieur. Ainsi, l'apport dû aux fosses septiques est au maximum de 0,7 g/m³ (0,7 ppm) pour le plateau de Pukekohe, soit moins de 5 % des concentrations moyennes mesurées dans les eaux des aquifères du plateau.

Les concentrations en nitrates dans l'aquifère inférieur devraient donc être plus faibles, ou au plus égales, à celles observées dans l'aquifère supérieur. Au vu de la figure 3-6, il n'en est rien; les plus fortes valeurs mesurées sont celles de puits de l'aquifère inférieur (n° 21, 17, 24, 16B), tandis que les valeurs les plus faibles se situent dans l'aquifère supérieur (1A, 1B, Hickeys Springs et Fatumahoe Springs).

Cette différenciation nette des analyses des nitrates pour les deux aquifères pose un problème d'interprétation, si toutefois elle reflète vraiment la réalité. Il est possible en effet d'avancer une explication qui tient compte des éléments suivants :

- les puits du plateau de Pukekohe, quel que soit l'aquifère considéré, ne possèdent pas de tubages cimentés dans la formation et permettent de ce fait l'accès dans l'aquifère d'eaux de surface s'infiltrant le long du tubage;
- la circulation dans l'aquifère supérieur est rapide, tandis que dans l'aquifère inférieur, le temps de résidence de l'eau est probablement beaucoup plus long. En dehors des périodes de pompages, la mobilité des eaux de l'aquifère inférieur autour des puits est certainement limitée;
- les prélèvements du A.R.W.B. en vue d'analyses ont tous eu lieu en dehors des périodes de pompage.

L'hypothèse suivante peut alors être proposée; pour les deux aquifères, il existe une pollution locale, au niveau des puits, par des eaux de ruissellement qui peuvent être fortement chargées en nitrates. Dans l'aquifère supérieur, cet apport est rapidement dissipé à la faveur d'une circulation intense. Dans l'aquifère inférieur, par contre, ces eaux infiltrées restent aux abords immédiats des puits, et lors d'un pompage de courte durée pour échantillonnage, les prélèvements effectués dans ces puits peuvent ne pas être représentatifs de la composition réelle des eaux de cet aquifère.

3.2.3.4. Conductivité

La capacité de l'eau à conduire un courant électrique est mesurée par sa conductance (exprimée en mho ou Siémens), qui est l'inverse d'une résistance, ou sa conductivité (S/m). Cette conductivité est fonction du type d'ions présents dans l'eau, de leur concentration, mais aussi de la température. Les mesures sont généralement ajustées à leur valeur à 25°C de manière à ce que les variations de conductivité ne dépendent que des types d'ions en solution et de leur concentration (cf. paragraphe 2.1.3.).

DOWDLE (1980) signale de légères modifications saisonnières de la conductivité (1 à 10 micromhos/cm) pour les eaux des aquifères de Pukekohe, bien que ces valeurs semblent en deçà de la marge d'erreur expérimentale. Un conductimètre-enregistreur a d'ailleurs été installé à Patumahoe Springs de mai à juillet 1980. Les variations de conductivité enregistrées ne se sont pas révélées significatives.

Sur la figure 3-6, il n'y a pas de différence marquée entre les mesures de conductivité des deux aquifères. Il est à noter cependant des variations de l'ordre de 15 % (puits n°7A et 7C) entre différentes mesures espacées dans le temps pour un même puits.

3.2.3.5. pH

Le pH (potentiel en hydrogène) exprime la concentration en ion H^+ dans l'échantillon d'eau analysée. L'eau pure à 25°C a un pH de 7 et la plupart des eaux souterraines ont un pH compris entre 5 et 8 (WALTON, 1970).

Les eaux des aquifères de Pukekohe (cf. figure 3-6) ont des pH variant entre 5,9 et 8,1 avec une majorité de mesures comprises entre 6 et 7. Les puits n° 9, 13 et 19 ont des pH beaucoup plus élevés que la moyenne, sans que leur position géographique ou la nature géologique des terrains puissent rendre compte de ces anomalies.

Il n'y a pas de différence marquée entre aquifères pour les pH, ce qui est en partie une conséquence de la similitude des natures pétrographiques des deux aquifères (basaltes de Franklin et de Bombay).

3.2.4. Commentaires

Du point de vue chimique, la différenciation entre aquifères ne présente pas un caractère d'évidence. Dans le diagramme triangulaire de Piper, seule une teneur moyenne en nitrates probablement plus importante dans l'aquifère inférieur a pu être déduite. Les diagrammes de Stiff montrent une bonne homogénéité pour l'aquifère supérieur, mais la similitude des formes est beaucoup moins marquée pour l'aquifère inférieur. Quant à l'étude comparative du paragraphe 3.2.3., seuls les chlorures et les nitrates montrent une différence nette entre aquifères, bien que l'interprétation de ces différences soit hypothétique (cas des chlorures) ou remette en cause la représentativité des mesures.

Cependant, il semble pourtant que ces deux aquifères doivent présenter des paramètres chimiques propres, mais que ces différences soient oblitérées par des phénomènes parasites (communications entre aquifères au niveau des puits de l'aquifère inférieur, infiltration d'eau de surface dans les puits) qui modifient les caractéristiques chimiques observables dans les puits de l'aquifère inférieur.

3.3. CONCLUSIONS

L'étude menée dans ce chapitre a permis de dégager les points suivants :

- les deux aquifères sont bien dissociables par leurs caractères hydrodynamiques, tant au point de vue des niveaux piézométriques qu'à celui des amplitudes des variations annuelles de ces niveaux;
- la différenciation chimique des deux aquifères est beaucoup plus délicate et pose des problèmes d'interprétation;
- il serait judicieux d'effectuer les prélèvements d'eau, surtout pour l'aquifère inférieur, soit en période de pompage, soit après avoir laissé débiter le puits pendant un temps suffisamment long pour que l'on soit sûr d'obtenir un échantillon d'eau réellement représentatif.

CHAPTER THREE

(ABSTRACT)

Mainly based on A.R.W.B. data and DOWDLE (1980) previous work, this chapter presents the different attempts to classify all the bores of the Plateau in two distinct groups, according to their hydrodynamic characteristics or chemical peculiarities.

From the hydrodynamic point of view, a differentiation in two separate aquifers can be clearly shown, although in some cases, bore water level fluctuations may exhibit behaviors linked with both aquifers (bores N°30 and N° 31). This is probably due to the cropping out of Bombay basalts (lower aquifer) at the surface in this area (Puni Springs).

A chemical differentiation of the two aquifers is far from being as obvious. The presented Piper trilinear diagram is almost unconvulsive (apart from higher nitrate deduced values in the lower aquifer). Stiff diagrams show a good homogeneity for the upper aquifer bores apart from bore N°9 (once again in the Puni Springs area), but lower aquifer diagrams are not so homogenous, revealing possible mixing (in some cases) of upper and lower aquifer waters.

Five parameters have been selected (chlorides, sulfates, nitrates, conductivity, pH) and their variability in the upper and lower aquifers analysed. Chlorides and nitrates seem to be higher in the lower aquifer, while conductivity, pH and sulfates do not show any significant differentiation.

It seems that the lower aquifer water real chemical characteristics are concealed by mixing with waters from the upper aquifer (or/and infiltration along the tubing of surface water).

For lower aquifer water analyses, the pumping of an important volume of water before sampling is proposed, while pH measures should be done "in situ" for both aquifers.

CHAPITRE IV

CHAPITRE 4

TRACAGES DANS L'AQUIFERE SUPERIEUR DU

PLATEAU DE PUKEKOHE

4.1. OBJECTIFS ET CONTRAINTES

Bien qu'une carte piézométrique de l'aquifère supérieur (cf. fig. 1-17) ait été proposée par RUSSEL (1977), les directions principales de circulation restaient encore à préciser. Un nombre de sites de mesures limité (13 puits pour plus de 35 km²) et un levé altimétrique des puits effectué par barométrie ne donnent pas à cette carte un haut degré de confiance, au moins dans le détail. Par ailleurs, DOWDLE (1980) a effectué des traçages à partir des puits n° 1 et 18, et pense avoir détecté dans de nombreux sites les traceurs utilisés (cf. fig. 4-1). Les masses de colorant injectées par ce dernier semblent trop faibles pour pouvoir donner des résultats positifs (respectivement 500 g de Lissamine et 360 g de Rhodamine W.T. pour des traçages réussis sur près de 4 km). Cependant, si ces résultats sont pris en considération, ils sont en partie en désaccord avec la carte piézométrique de RUSSEL (1977).

Pour lever cette incertitude, une série de traçages a été effectuée dans l'aquifère supérieur. L'utilisation de traceurs dans la région de Pukekohe est particulièrement délicate: le réseau des sites de prélèvement d'eau de consommation est très dense sur le plateau et l'hôpital de Kingseat tire son approvisionnement d'un site proche de Patumahoe Springs. Ce point est plus amplement présenté au Chapitre 6. Une méthode permettant de déceler de très faibles concentrations de Rhodamine WT y est présentée.

4.2. CHOIX DES TRACEURS

Il existe une importante littérature traitant des avantages comparés des différents traceurs utilisables en hydrogéologie. BUTCHELA *et al.* (1968) présentent une revue des méthodes applicables et DREW et SMITH (1969) ont publié une bibliographie commentée des principaux articles parus sur le sujet. Les apports des traceurs fluorescents à l'hydrologie ont également été présentés par MOLINARI (1969), et CHARRIERE (1974) décrit les perfectionnements que l'on peut apporter à leur mesure. Une étude comparative de huit traceurs

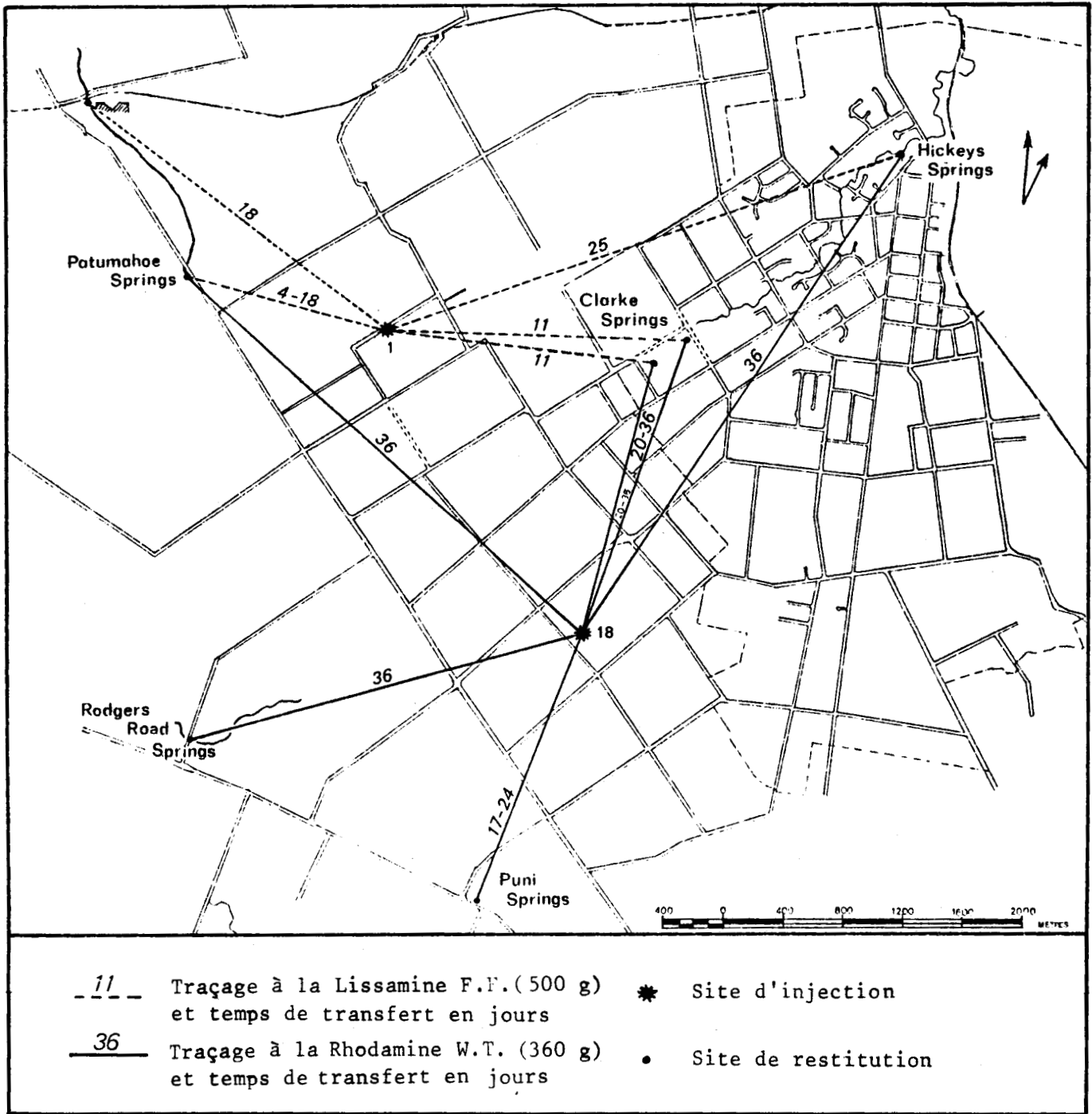


Fig. 4-1. - Traçages effectués par DOWDLE (1980) dans l'aquifère supérieur du plateau de Pukekohe.

fluorescents, due à SMART et LAIDLOW (1977), conclut que la Rhodamine W.T. est le traceur fluorescent présentant le plus d'avantages (bonne résistance à l'adsorption, bruit de fond naturel quasi nul, pas de dégradation photochimique, pas de modification de fluorescence entre pH5 et pH11, très bas niveau de détection, très faible niveau de toxicité).

Deux traceurs fluorescents ont été utilisés : la Fluorescéine et la Rhodamine W.T. Pour le premier, les échantillons étaient gardés à l'abri de la lumière avant leur analyse.

4.3. TRACAGES EFFECTUES

Quatre injections de traceurs ont été effectuées, deux dans le puits n°22, une dans le puits n° 1A et une au puits n° 7A (cf. fig. 4-2).

4.3.1. Injections 1 et 2

Ces injections avaient pour but d'étalonner la méthode sur un site déjà utilisé précédemment (DOWDLE, 1980). Le puits n° 22 est tubé jusqu'à une profondeur d'environ 20 m. Le traceur a donc été introduit à l'aide d'un tuyau plastique à la base du tubage et chassé par l'ajout de 600 litres d'eau. Une première injection de 300 ml de solution à 20 % de Rhodamine W.T. (soit 71 g de poudre) a été effectuée le 5 août 1982, suivie d'une seconde de 1 kg de Fluorescéine trois semaines plus tard. Un échantillonneur d'eau était placé à Patumahoe Springs (hangar du Pukekohe Borough) à environ 400 m du puits n°22. Un échantillon horaire fut récolté pour la première injection, un toutes les deux heures pour la seconde. Les courbes de restitution sont présentées en figure 4-5.

4.3.2. Injection 3

Cette injection avait pour but de vérifier les résultats des traçages de DOWDLE (1980) et de tenter de préciser la localisation de la zone de partage des eaux de l'aquifère supérieur. Il a été utilisé 4 l de solution à 20 % de Rhodamine W.T. (950 g de traceur) introduits le 7 septembre 1982 au puits du Ministère de l'Agriculture et des Pêches (M.A.F.), à la station de recherche en horticulture de Pukekohe (puits n° 1A). Le système de pompe en tête de ce puits est de nature complexe, et malgré la procédure indiquée par le personnel du M.A.F., une grande partie du traceur introduit semble s'être logée entre le tubage du puits et la formation, rendant inefficace la chasse effectuée (1200 l); cette poche de traceur s'est ensuite très

lentement vidée dans le puits, polluant celui-ci pour plusieurs mois. De plus, il semble qu'un des systèmes de pompes à déclenchement automatique se soit branché intempestivement peu après l'injection, remplissant un bassin de stockage d'environ 2000 m³. La concentration en Rhodamine W.T. y atteignait 0,18 mg/l (on peut donc calculer qu'ainsi, environ 40 % de la Rhodamine n'a pas contribué au traçage).

Cet échec sur le plan technique a cependant permis un traçage réussi, eu égard à l'importante quantité de traceur utilisée. Deux échantillonneurs d'eau Maning ont été placés à Patumahoe Springs et à Clarke Springs. Le second n'a pas pris d'échantillons, pour pannes répétées de la partie électronique. Près de 70 échantillons ont également été collectés manuellement pendant les dix jours suivant l'injection, sur l'ensemble du terrain.

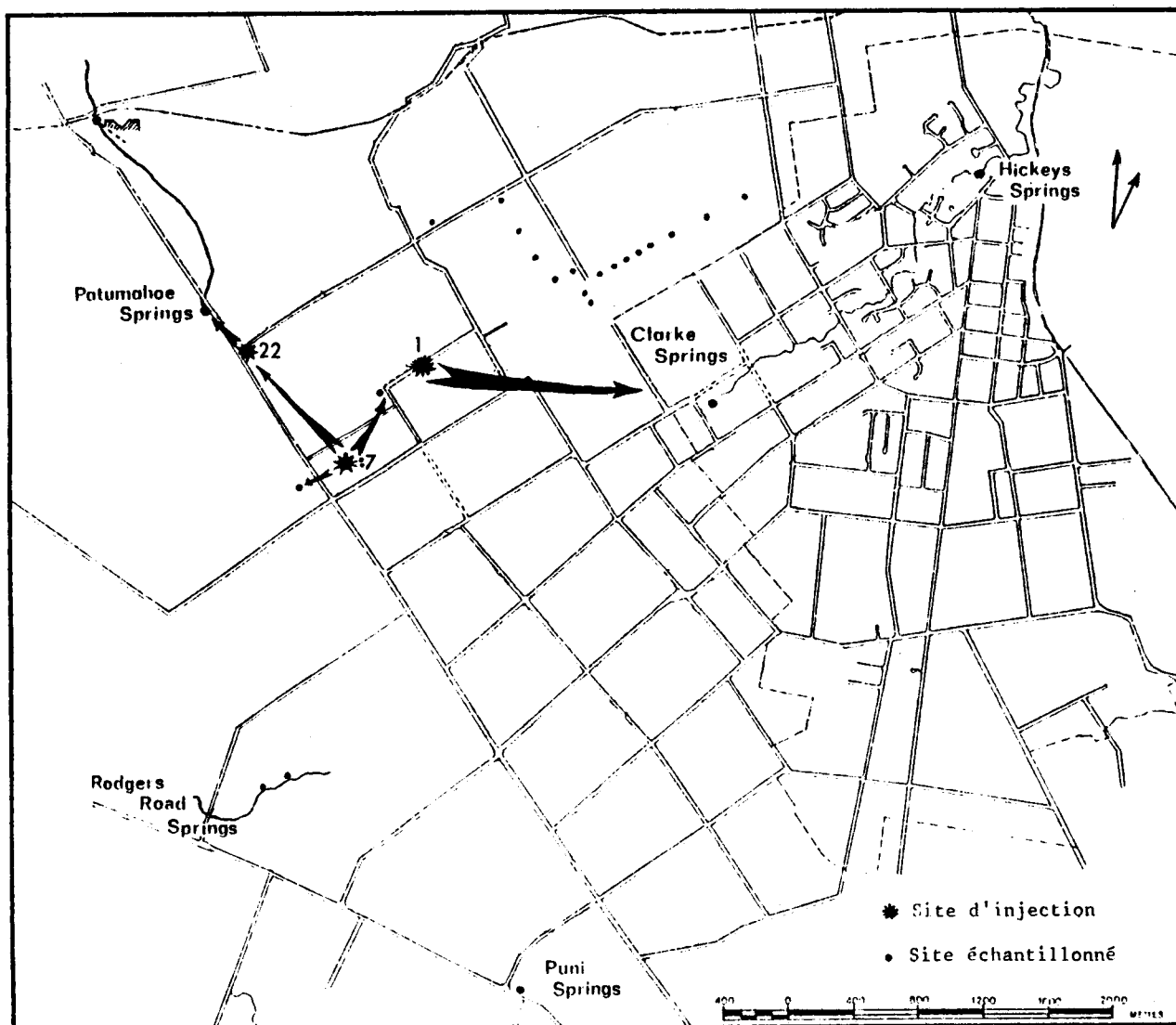


Fig. 4-2. - Traçages effectués dans l'aquifère supérieur, position de tous les sites échantillonnés et directions principales suivies par le traceur.

4.3.3. Injection 4

Afin de ne pas risquer d'interférence avec le traçage précédent, de la Fluorescéine a été utilisée pour cette injection au puits n°7A. Une masse de 4 kg de traceur (en solution dans 4 l d'eau) a été injectée le 5 octobre 1982 à la base du tubage du puits au moyen d'un tuyau plastique et chassé dans les basaltes en laissant débiter dans le puits un écoulement d'eau pendant une demi-journée. Un échantillonneur d'eau a été placé à Patumahoe Springs, tandis que près de 90 prélèvements manuels étaient effectués sur l'ensemble du plateau. Pour accélérer l'acquisition des résultats, un fluorimètre Turner avait été emporté à bord d'un véhicule et alimenté par un générateur portable; ceci a permis d'adapter et de modifier l'échantillonnage en fonction des résultats immédiatement acquis sur le terrain.

4.4. RESULTATS

A partir des résultats obtenus sur plus de 500 échantillons (dont environ 200 récoltés manuellement), il est possible de tirer des conclusions concernant les directions et les vitesses d'écoulement de plusieurs zones de l'aquifère supérieur. Le calcul des valeurs du coefficient K et des paramètres hydrodispersifs a également été mené pour l'un des sites de traçage.

4.4.1. Directions

Les directions principales suivies par les traceurs lors des différentes injections sont représentées en figure 4-2. Les résultats des injections 1 et 2 sont conformes à ceux obtenus par DOWDLE (1980) et montrent que le puits n° 22 est dans le bassin hydrologique de Patumahoe Springs, avec une circulation vers le N-W dans cette partie de l'aquifère. Les traçages 3 et 4 ont été suivis de façon plus détaillée.

En figure 4-3, le trajet suivi par le traceur lors de l'injection 3 a pu être précisé grâce à une succession de mesures effectuées entre les sites A et C, dont certaines ont été reprises plusieurs fois au cours des 10 jours de la surveillance du traçage. Les échantillons ont été récoltés dans un système de drains à ciel ouvert, représenté sur la figure, dont le débit augmente régulièrement de C à A, marquant une alimentation continue tout au long du drain. L'ensemble des résultats peut être résumé de la façon suivante :

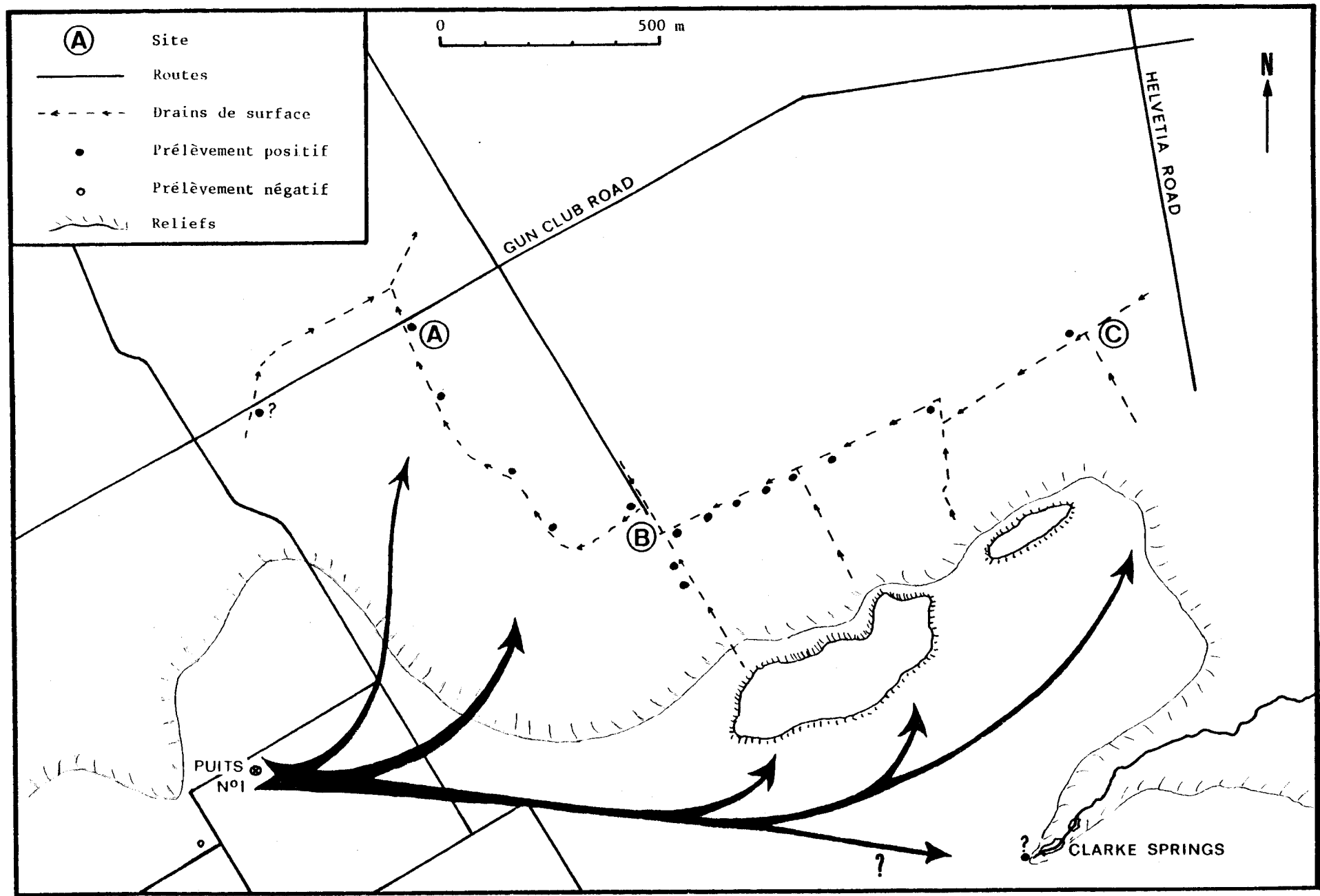


Fig. 4-3. - Trajet suivi par le traceur lors de l'injection 3 au site N° 1A (injection de Rhodamine W.T.).

- 1er jour après l'injection: pas de mesure
- 2è, 3è et 4è jours après l'injection : concentration croissante en A
- 6è jour : concentrations décroissantes, de A vers B
- 7è jour : concentrations croissantes de A vers B
- 8è jour : concentrations croissantes entre A et B, stables entre B et C
- 10è jour : mêmes tendances que deux jours auparavant, mais valeurs comparativement plus faibles en B qu'en C.

Ces résultats sont interprétés de la façon suivante :

- le traceur met au maximum deux jours pour atteindre A
- au bout de 6 jours, les apports de traceurs sont encore supérieurs dans la zone A par rapport à la zone B
- le 7è jour, la tendance s'inverse, les concentrations supérieures observées en B sont diluées entre B et A par des apports de concentration plus faible. La "vague" de concentration maximale s'est déplacée vers l'Est, probablement au delà de B.
- les 8è et 10è jours, ce déplacement du traceur est confirmé par une baisse relative dans le temps des concentrations en B.

Pour l'ensemble des mesures effectuées en dehors de ce système de drains, les résultats sont les suivants :

- une mesure positive (2 à 3 fois le bruit de fond), le 4è jour dans un autre drain coupant Gun Club Road, à proximité de A, mais non confirmée les jours suivants;
- une mesure positive à Clarke Spring le 7è jour (2 à 3 fois le bruit de fond) non confirmée les jours suivants;
- aucune mesure positive dans tous les autres sites échantillonnés (puits n°7, Puni Springs, Patumahoe Springs au seuil jaugeur ou au puits du hangar, source et mare à Rodgers Road, Hickeys Springs). A noter un échantillon pollué à Hickeys Springs avec un résultat tout à fait significatif (0,3 $\mu\text{g}/\text{l}$, 40 unités sur l'échelle la plus sensible du fluorimètre Turner III) alors que tous les autres échantillons prélevés présentent un bruit de fond nul.

En figure 4-4 sont représentées les différentes directions suivies par le traceur lors de l'injection 4. La circulation dans cette partie de l'aquifère n'est pas unidirectionnelle. Il semble que les puits n°7 sont à la limite de deux bassins hydrologiques, celui de Patumahoe Springs d'une part, et celui de Hickeys Springs-Clarke Springs d'autre part.

4.4.2. Vitesses effectives

Grâce aux courbes de restitution des traçages 1 et 2 (cf. fig. 4-5) il a été possible de calculer le temps de transfert en convection pure (t_c) pour chaque injection. t_c a été déterminé par la méthode dite "des trois points" (voir Annexe 2) qui donne une très bonne approximation de la valeur de t_c telle que la définit SAUTY (1977) dans le cas d'un écoulement uniforme monodimensionnel pour une injection brève. La distance séparant le point d'injection (puits n°22) du site de restitution (puits du hangar de Patumahoe Springs) s'élevant à environ 400 m, les vitesses effectives correspondant à chaque traçage ont également été calculées. Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

N° de l'injection	Temps (heures)	Concentrations ($\mu\text{g}/\text{l}$)	temps de transfert par convection	Vitesse effective
1 (Rhodamine W.T.)	$t_A = 53$ $t_B = 62$ $t_M = 76$	$C_A = 0,30$ $C_B = 0,60$	$t_c = 79 \text{ h}$	$u = 12\text{m}/\text{jour}$
2 (Fluorescéine)	$t_A = 60$ $t_B = 75$ $t_M = 110$	$C_A = 3,1$ $C_B = 6,1$ $C_M = 7,9$	$t_c = 120 \text{ h}$	$u = 80\text{m}/\text{jour}$

Tableau 4-1 : Temps de transfert par convection pure et vitesses effectives des traçages 1 et 2 à Patumahoe Springs.

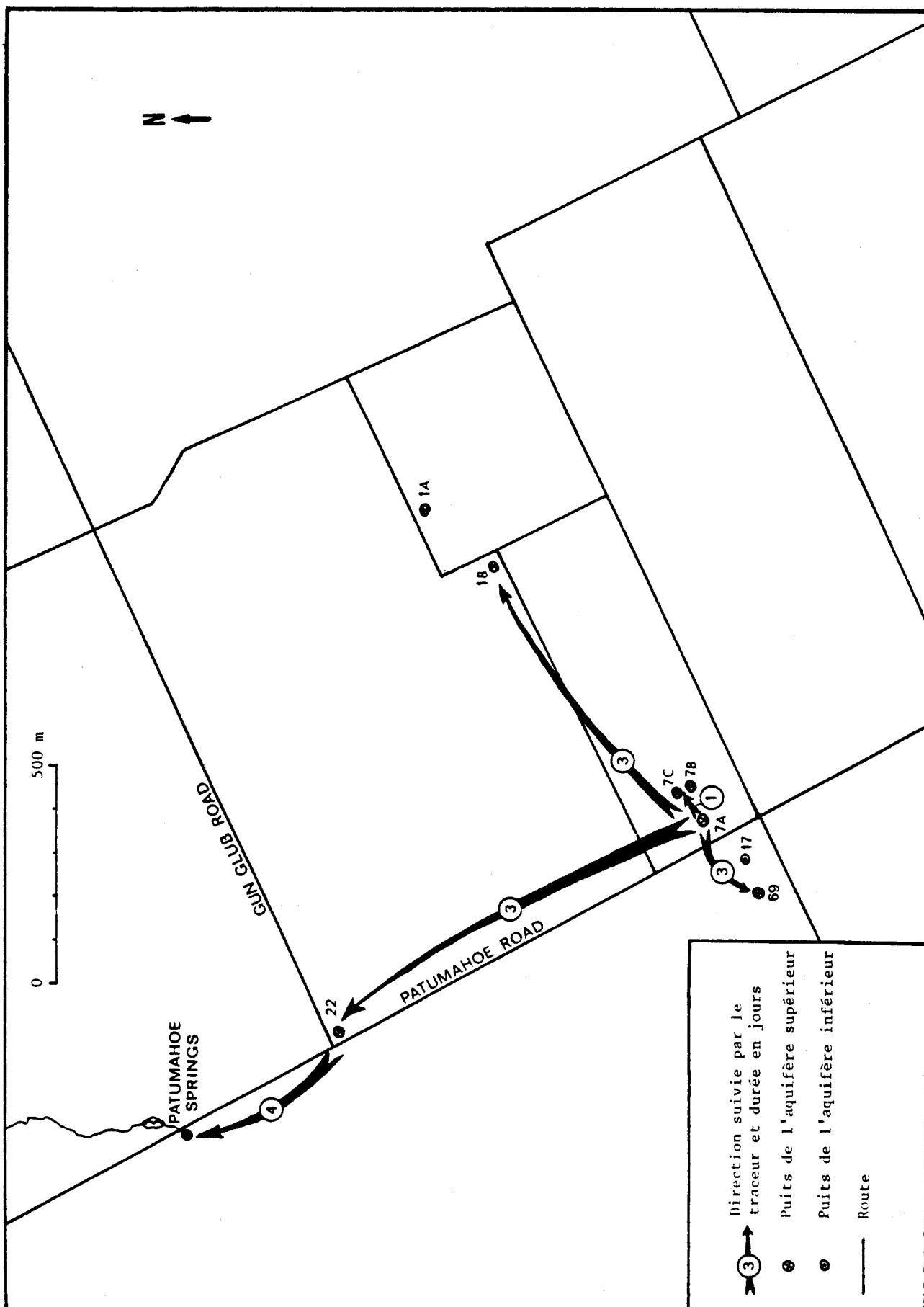


Fig. 4-4. - Trajet suivi par le traceur lors de l'injection 4 (Fluorescéine) au site N° 7A.

Pour l'injection 3, une interprétation directe des résultats donne une vitesse moyenne de 500 m/jour pour le début du traçage (le traceur étant déjà présent au site A, éloigné d'environ 1 km du puits n° 1A, au bout de 2 jours, mais aucune mesure n'ayant été effectuée le premier jour, il serait donc éventuellement possible que la vitesse effective réelle soit supérieure à 500 m/jour. Cependant, il semble qu'il faille reconsidérer cette valeur au vu des arguments qui seront développés dans les commentaires du paragraphe 4.4.5.

La présence du traceur en C au bout de 10 jours, pour un trajet curviligne d'environ 2,5 km, donne d'autre part une vitesse de l'ordre de 250 m/jour.

Pour l'injection 4, les vitesses effectives sont de l'ordre de 250 m/jour entre les puits 7A et 1B, de 330 m/jour entre les puits 7A et 22, et environ 100 m/jour entre le puits n°22 et Patumahoe Springs, ce qui est comparable aux vitesses obtenues par les traçages 1 et 2. Une circulation relativement plus lente, de l'ordre de 65 m/jour est observée vers le puits n°69, au S-W du puits n° 7A.

4.4.3. Conductivité hydraulique

A partir des résultats des traçages effectués, la valeur de la conductivité hydraulique K peut être calculée en utilisant l'une des expressions de la loi de Darcy :

$$V = K \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (4-1)$$

avec V = vitesse de Darcy
 K = conductivité hydraulique

et $\frac{\Delta h}{\Delta l}$ représentant le gradient hydraulique entre le point d'injection et le point de restitution du traceur (on admet donc un gradient constant entre ces deux points).

La vitesse de Darcy est liée à la vitesse effective u par la relation :

$$V = \omega \cdot u \quad (4-2)$$

avec ω = porosité cinématique

L'équation peut donc s'écrire :

$$K = \omega \cdot u \cdot \frac{\Delta l}{\Delta h} \quad (4-3)$$

La valeur de la porosité cinématique ω est de l'ordre de 0,1 sur l'ensemble du plateau (cf. paragraphe 5.5.2.4.). L'incertitude sur la piézométrie réelle dans l'aquifère supérieur ne permettra d'attribuer à Δh qu'une valeur approximative. Les valeurs de la conductivité hydraulique K ne pourront donc donner qu'un ordre de grandeur de ce paramètre.

Les seuls traçages que l'on puisse exploiter dans ce sens sont ceux correspondant aux injections 1 et 2, entre le puits n° 22 et Patumahoe Springs (confirmés par le traçage de l'injection 4). En effet, le traçage de l'injection 3 suit ou remonte les courbes piézométriques proposées par RUSSEL (1977), et le Δh réel, pour ce traçage, ne peut pas être évalué.

Entre le puits n°22 et Patumahoe Springs, la différence de cote piézométrique est de 7 m, pour une distance de 400 m. En utilisant les résultats du traçage à la Rhodamine W.T., u s'élève à environ 120 m/jour et la conductivité hydraulique de cette zone est de l'ordre de :

$$K \approx 8.10^{-3} \text{ m/s}$$

Cette valeur est au centre de la plage de variation admise pour les basaltes "perméables" (FREEZE et CHERRY, 1979) entre 10^{-1} et 10^{-7} m/s.

Pour l'évaluation de la conductivité hydraulique, il est à noter que la démarche utilisant l'équation (4-1) pour tenter de calculer une valeur de K (en supposant connus $V = \omega \cdot u$ et $i = \frac{\Delta h}{\Delta l}$) est à l'inverse du processus normal. Cependant, en supposant que les valeurs de la porosité cinématique et de la porosité effective n_e sont voisines, on a pu prendre en première approximation pour ω la valeur de la porosité effective qui s'était avérée la plus adaptée au modèle ($n_e = 0,1$). La valeur qui en a été déduite pour K donnerait une idée de la conductivité hydraulique en grand dans cette partie de l'aquifère supérieur.

4.4.4. Paramètres hydrodispersifs

En utilisant les formules de SAUTY (1977), le nombre de Peclet (Pe) et donc la dispersivité α_L caractérisant le traçage consécutif à l'injection 1 (Rhodamine W.T.) peuvent être calculés :

$$\alpha_L = \frac{x}{Pe} \quad \text{et} \quad Pe = \frac{2 t_M t_c}{t_c^2 - t_M^2} \quad (\text{en monodimensionnel})$$

avec x = distance entre point d'injection et point de restitution

t_M = temps correspondant à la concentration maximale en traceur

t_c = temps de transfert (cf. annexe 2)

En tirant les valeurs de t_c et t_M du tableau 4-1, on obtient :

Pe	= 25,8
α_L	= 15,5 m

4.4.5. Taux de restitution du traceur de l'injection n°1

A partir de la courbe de restitution du traçage à la Rhodamine W.T. injectée au puits n° 22 (figure 4-5), le pourcentage de traceurs récupéré a pu être calculé.

Le débit au seuil jaugeur de Patumahoe Springs pour la période du 8 au 16 août 1982 était particulièrement stable et s'élevait à 121 l/s en moyenne. La surface délimitée par la courbe de restitution et l'axe des temps permet de calculer la masse de traceur ayant traversé le site de mesure. Sur 71,4 g de Rhodamine W.T. injectée, 27,5 g ont été détectés à Patumahoe Springs.

Le taux de restitution s'élève donc à près de 39 %.

4.4.6. Commentaires

Les résultats bruts relatifs à ces traçages appellent un certain nombre de commentaires. Les directions suivies par le traceur lors de l'injection 3 (cf. fig. 4-3) ne sont pas conformes à celles que l'on peut déduire de la carte piézométrique de RUSSEL (1977) présentée en figure 1-17. Cependant, la présence du traceur dans le système de drains, décelée dans de nombreux échantillons, ne peut être mise en doute. C'est au site B qu'a été prélevé un échantillon de 6 l concentré sur colonne de charbon actif (voir chapitre 6) dont l'éluat présentait en spectrofluorimétrie le pic caractéristique de la Rhodamine W.T. (échantillon 3 du paragraphe 6.3.3.).

Il est d'autre part probable qu'une quantité faible de traceur ait atteint Clarke Springs, bien que ceci ne puisse être affirmé avec certitude, étant donné l'aspect limité dans le temps du résultat positif au fluorimètre.

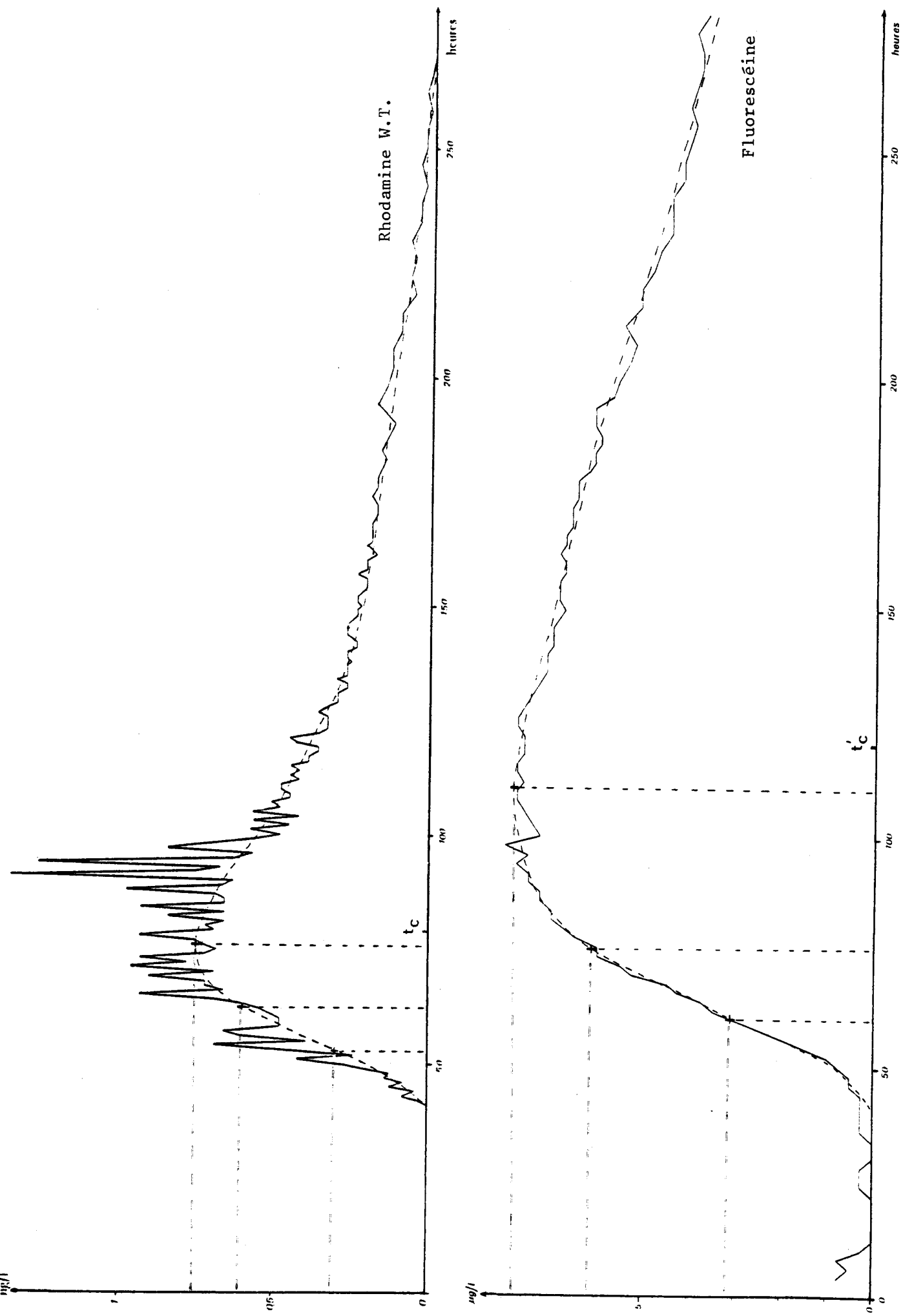


Fig. 4-5. - Courbes de restitution des injections 1 et 2 mesurées au puits de Patumahoe Springs (injections au puits N° 22).

A la suite de ce traçage, il semble donc logique de repousser plus à l'Ouest la zone sommitale du dôme piézométrique : la droite de direction NW-SE qui marque la séparation des deux bassins hydrologiques de Patumahoe Springs et Hickeys Springs (cf. figure 1-17) devrait probablement passer dans la zone du puits n° 7A, ce qui cadre bien avec les directions suivies par le traceur de l'injection 4 (cf. fig. 4-4). Si les puits n° 7 font bien partie du bassin de Patumahoe Springs, les puits n° 1A et 1B doivent être rattachés à celui de Hickeys Prings.

* Pour les vitesses effectives du traçage 3, il est regrettable qu'aucune mesure n'ait été effectuée au lendemain de l'injection; les vitesses effectives mesurées lors des traçages 1 et 2 (environ 100 m/jour) ne laissaient pas supposer une apparition du traceur aussi rapide au site A (fig. 4-3), éloigné d'environ 1 km du puits d'injection. Cependant, la présence du traceur dans ce site au bout de deux jours ne correspond probablement pas pour autant à une vitesse effective de 500 m/jour. En effet, la circulation de l'eau dans les drains est assez rapide et le temps correspondant à ce trajet à ciel ouvert peut être négligé par rapport à la circulation souterraine. Or la distance minimale entre le puits d'injection n° 1A et le drain représenté sur la figure n'est que de 850 m et d'autre part, l'analyse des photographies aériennes semble indiquer que d'autres drains, perpendiculaires au drain principal entre A et B, existent en direction du puits d'injection, diminuant ainsi la distance réellement parcourue dans l'aquifère (il n'a cependant pas été possible de vérifier cette supposition sur le terrain).

Il semble donc raisonnable de diminuer la vitesse proposée pour cette partie du traçage (500 m/jour) et une valeur de l'ordre de 250 à 300 m/jour est probablement plus proche de la vérité et conforme à celle obtenue entre le puits d'injection et le site C.

* Le taux de restitution de traceur pour l'injection 1 (39 %) peut sembler faible pour un type d'écoulement considéré comme unidirectionnel et un traceur qui est en général peu adsorbé (ou absorbé) par le milieu. En fait, la courbe de restitution n'a pas été enregistrée au seuil jaugeur même, mais au puits du hangar du Borough Council. Ce puits, bien que situé dans la zone des sources, ne peut pas refléter parfaitement la concentration totale en traceur au seuil jaugeur qui représente le collecteur de cette partie de l'aquifère, et où l'on doit donc mesurer, au cours du temps, une concentration qui est la moyenne des concentrations existant sur un axe perpendiculaire au sens de déplacement du traceur (cf. fig. 4-7).

En supposant que la zone d'injection (puits n°22) appartienne uniquement au bassin hydrologique de Patumahoe Springs et avec un puits où sont effectuées les mesures de concentration qui seraient sur l'axe théorique de propagation du traceur, on aurait pu obtenir (en utilisant le débit au seuil jaugeur et la surface sous la courbe de restitution obtenue au puits) un taux de restitution supérieur à 100 %....

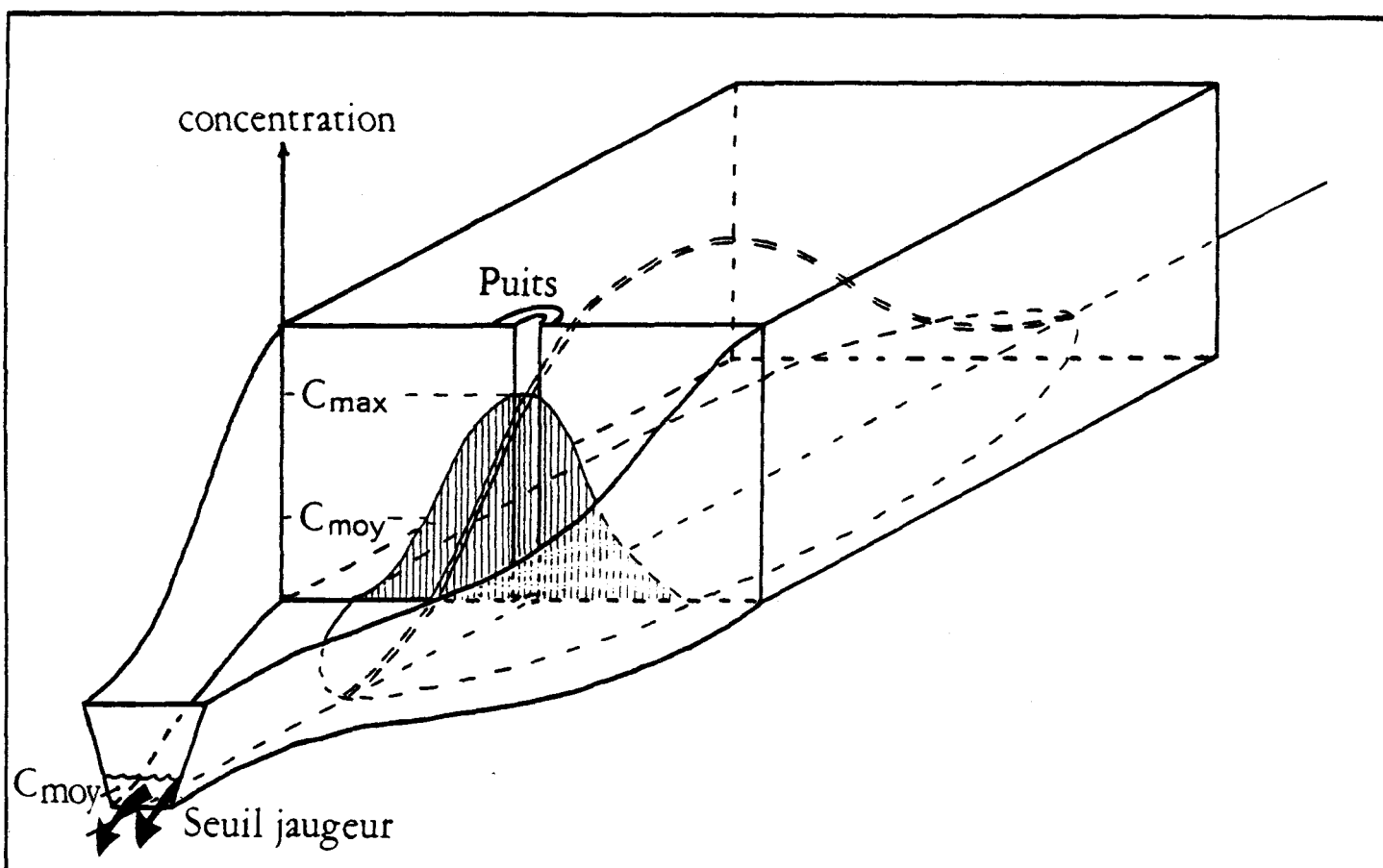


Fig. 4-6. - Evolution dans le temps de la concentration moyenne C_{moy} de la source et de la concentration maximale C_{max} dans un puits situé dans l'axe de propagation du traceur.

L'utilisation des courbes de restitution obtenues à partir du puits du hangar du Borough Council ne permet donc pas de calculer le taux de restitution en traceur de façon précise. Le faible taux obtenu de cette façon doit donc probablement être plutôt interprété comme un indice de la position décalée du puits du Borough Council par rapport à l'axe de circulation des eaux entre le puits n°22 et Patumahoe Springs, plutôt qu'aux facteurs suivants proposés par DOWDLE (1980) à la suite de traçages sur le même site :

- la perte de traceur pendant l'injection (resté sur les parois du puits, etc.).
- les pertes dues à l'absorption de traceur par des particules organiques;
- l'existence de source "plus bas dans la vallée";
- la dilution d'une partie du traceur en dessous du seuil de détection.

De ces quatre facteurs, DOWDLE considère que le dernier est le plus probable. Il semble en fait que la quantité de traceur non comptabilisée parce qu'en dessous du seuil de détection est extrêmement faible, étant donné que la concentration de base en produits ayant une fluorescence à la longueur d'onde de celle de la Rhodamine est nulle pour les eaux souterraines du Plateau.

* En ce qui concerne l'évaluation des paramètres hydrodispersifs P_e et α_L , calculés notamment à partir des temps t_c et t_M , il n'a été tenu compte que du premier traçage effectué avec de la Rhodamine W.T.

On remarque en effet, sur la figure 4-5, que les temps de transfert t_c et t'_c , calculés à partir des courbes de restitution des traçages à la Rhodamine W.T. et à la fluorescéine, ne sont pas identiques (il en est d'ailleurs de même pour t_M et t'_M).

Ceci tient au fait que dans le calcul de t_c , soit par la méthode approchée des "3 points", soit selon l'expression exponentielle de SAUTY (1977), il n'est pas tenu compte des phénomènes de sorption. Sur la figure 4-5, la différence de décroissance en concentration peut être traduite par des désorptions différentes pour la Rhodamine W.T. et la Fluorescéine. Ce dernier traceur est en général plus facilement adsorbée par le milieu que ne l'est la Rhodamine W.T., et ceci se traduit sur la courbe de restitution par un allongement du temps t'_M par rapport à t_M , ainsi que par une décroissance beaucoup plus lente des concentrations en Fluorescéine (des mesures effectuées au delà de 500 heures après l'injection de ce traceur présentaient encore des concentrations supérieures à la concentration de base). On notera également l'allure en dents de scie de la courbe de restitution de la Rhodamine W.T. dans sa partie supérieure (DOWDLE observe le même phénomène pour ce site, avec ce traceur). Il est probable que ceci soit révélateur de l'existence de fractures dans la formation, permettant l'apport momentané de traceur à plus haute concentration (moins dilué que les apports de traceur ayant subi une dispersion plus importante en milieu poreux). L'inexistence de ces pics sur la courbe de restitution de la Fluorescéine

pourrait être interprétée là encore par des phénomènes de sorption plus importants, ayant pour effet un lissage de la courbe de restitution (adsorption plus importante lorsque la concentration en traceur augmente et désorption quand celle-ci diminue).

Le calcul des paramètres hydrodispersifs s'est donc basé sur la courbe de restitution de la Rhodamine W.T., puisque cette courbe semble présenter les phénomènes de sorption les moins importants.

4.5. VALIDITE DE LA LOI DE DARCY

Un des objectifs de cette étude était de préciser si la loi de Darcy pouvait s'appliquer sans restriction à la circulation de l'eau au sein de l'aquifère supérieur. Les vitesses de déplacement élevées proposées par DOWDLE (1980) et confirmées par cette étude, la nature fracturée des basaltes de la formation volcanique de Franklin, laissaient supposer que l'écoulement pouvait déroger à la loi de Darcy de façon significative.

Une importante étude bibliographique a été menée et deux types de circulation ont été considérés, en milieu poreux d'une part, et en milieu fracturé d'autre part.

La loi de Darcy (1856) exprime en fait la linéarité de la relation entre la vitesse de filtration et le gradient hydraulique. Si l'existence d'une limite inférieure à cette loi (SCHARTZENDRUBER, 1962; BOLT et GROENEVELT, 1969) est parfois mise en doute, il est reconnu depuis de nombreuses années (ROSE, 1945; HUBBERT, 1956) que pour des vitesses de filtration élevées, la loi de Darcy n'est alors plus valable.

Cependant, les travaux menés par LINDQUIST (1935, in HUBBERT, 1940) ont montré que des écarts à la loi de Darcy étaient observés même en régime laminaire, dès que les forces d'inertie n'étaient plus négligeables.

Le limite supérieure de la loi de Darcy est généralement précisée à l'aide du nombre de Reynolds Re , un nombre sans dimension qui exprime le rapport des forces d'inertie aux forces de frottement au sein du fluide, et qui peut être exprimé sous la forme :

$$Re = \frac{V.D.}{\nu}$$

avec V = vitesse de l'écoulement (tubes) ou vitesse de Darcy (milieux poreux)

ν = viscosité cinématique ($\approx 1,12 \cdot 10^{-6}$ m²/s pour l'eau à 25°C)

D = dimension caractéristique du milieu (diamètre du tube, diamètre des particules, distance entre deux plans, etc...)

Dans un écoulement à travers un tube rectiligne cylindrique à paroi lisse, de diamètre D , la valeur du nombre de Reynolds en-dessous de laquelle l'écoulement est toujours laminaire est de l'ordre de 2100 (DAVIS et DE WIEST, 1966). Cependant, si l'on tient compte de la rugosité éventuelle des parois en milieu naturel, cette valeur doit être ramenée à 500 environ et peut également être appliquée à un écoulement entre deux plans, en prenant pour D la distance entre plans (CHARLEY, 1969).

En milieu poreux, les valeurs limites du nombre de Reynolds diffèrent selon les auteurs, en fonction du type de milieu et de la caractéristique D utilisée. LINDQUIST (1935), pour un milieu à grains uniformes, de diamètre variant de 1 à 5mm (porosité = 38 %), note un écart à la loi de Darcy dès $Re = 4$ et un régime turbulent au-dessus de $Re = 180$. SCHNEEBELI (1955), sur des milieux légèrement différents, trouve des valeurs de $Re = 5$ et $Re = 60$. Ces deux auteurs utilisent pour D le diamètre moyen des grains. BEAR (1972) résume les travaux antérieurs en écrivant que "la Loi de Darcy reste valide aussi longtemps que le nombre de Reynolds basé sur le diamètre moyen des grains ne dépasse pas une valeur située entre 1 et 10".

GREGORY et WALLING (1973), utilisant pour V la vitesse d'écoulement (et non la vitesse de Darcy) et pour D une longueur caractéristique, le rayon hydraulique (hydraulic radius) égal au rapport de la section d'écoulement sur le périmètre mouillé (wetted perimeter), trouvent pour Re des valeurs inférieures à 500 pour le régime laminaire et supérieures à 2500 pour un régime turbulent.

A partir de ces différentes études et des travaux de WARD (1964), on peut déduire qu'il existe une zone de transition dans le régime laminaire où les forces d'inertie sont prépondérantes (avec en conséquence des écarts à la loi de Darcy) sans que le régime turbulent ne soit atteint.

En milieu fracturé, l'analyse du phénomène de circulation a été abordée par une approche soit continue, soit discontinue. Le milieu fracturé se prête à une analyse en phénomène continu pour autant que l'élément représentatif élémentaire

soit suffisamment grand; les justifications de l'application de la loi de Darcy à ce type de milieu sont contenues dans les publications de CHILDS (1957), BARENBLATT *et al.* (1960) et PARSON (1966). Une théorie généralisée est présentée par SNOW (1965, 1968 a, b). Dans la plupart des problèmes de circulation en milieu fracturé, SNOW (1969) montre qu'une solution peut être apportée en utilisant la loi de Darcy et un tenseur anisotrope des conductivités hydrauliques.

De même que la taille des "grains" dans un milieu poreux influence le type de régime, SHARP et MAINI (1972) présentent des travaux expérimentaux montrant qu'un régime turbulent peut être atteint dès que l'ouverture des fractures est importante, et les études de WITTKE (1973) montrent qu'en prenant pour D l'ouverture de la fracture, la loi de Darcy est valable jusqu'à une valeur du nombre de Reynolds comprise entre 1 et 10, et que le régime devient turbulent si cette valeur dépasse 100.

A la lumière de ces travaux, il est apparu intéressant de calculer la limite supérieure que pouvaient atteindre les nombres de Reynolds dans le cas de l'écoulement au sein de l'aquifère supérieur. Deux cas ont été envisagés: celui de l'écoulement dans les basaltes fracturés et celui de la circulation dans les cendres et scories, constituant un milieu poreux.

Pour une vitesse de déplacement dans les basaltes fracturés d'environ 300 m/jour et une porosité cinématique n de 10 %, et en prenant une ouverture maximale de fracture de l'ordre de 10 cm, on se trouve, selon les auteurs, en régime laminaire darcien (CHARLEY) ou en régime laminaire non darcien (WITTKE). La plupart des fractures visibles sur le terrain ayant des ouvertures largement inférieures au centimètre, on peut considérer que la vitesse de circulation de l'eau dans les basaltes est linéairement dépendante du gradient hydraulique (ou que la loi de Darcy est applicable).

Dans le cas des cendres et scories, en prenant un diamètre moyen maximal des particules de l'ordre du centimètre (à vitesse et porosité identique au cas précédent), Re vaut environ 3 et l'on est dans ce cas également, encore en régime laminaire darcien, bien que proche de la limite supérieure de la validité de la loi de Darcy en milieu poreux (4 selon LINDQUIST, 5 pour SCHNEEBELI, 10 pour BEAR).

On peut donc considérer que dans l'aquifère supérieur et quel que soit le type de formation, l'écoulement se fait en accord avec la loi de Darcy, bien que parfois la limite supérieure de validité de cette loi puisse être atteinte dans des conditions extrêmes où la vitesse de déplacement et

l'ouverture des fractures ou le diamètre moyen des particules seraient à leur valeur maximale. Cependant, le régime d'écoulement reste dans tous les cas laminaire.

4.6. LOI DE DISPERSION DU TRACEUR DANS L'AQUIFERE SUPERIEUR

Il existe de nombreuses formules cherchant à donner un ordre de grandeur de la quantité de traceur à utiliser pour obtenir un résultat positif, en fonction d'un certain nombre de paramètres. DREW et SMITH (1969) proposent une valeur de 0,4 kg par kilomètre de parcours souterrain par m^3/s de débit au site d'émergence le plus probable. Cependant, ces auteurs précisent que "il n'est pas possible de donner de formule de référence fiable, car les paramètres locaux peuvent amener à utiliser pour un même résultat dans deux sites différents des quantités de traceur dans un rapport de 1 à 50. GUNN (1978) note qu'il a utilisé des quantités 8 à 15 fois supérieures à celles proposées par DREW et SMITH pour obtenir des résultats positifs.

Dans la zone d'étude et plus particulièrement dans le bassin hydrologique de Patumahoe Springs, il semble que la concentration maximale en traceur atteinte en un point du bassin varie en $1/x^2$ avec la distance x entre le point d'injection et le point de prélèvement, et de façon directement proportionnelle à la quantité de traceur injectée.

Une formule empirique liant la masse de traceur injectée, la concentration maximale en un point et la distance x est donc proposée.

$$C = \frac{M}{K \cdot x^2} \quad (4-4)$$

avec C = concentration maximale en traceur obtenue en un point
(exprimée en kg/l)

x = distance entre le point d'injection et le site de prélèvement
(en mètres)

M = masse de traceur injectée (en kg)

K = constante égale à 750 ($1/m^2$)

A titre d'exemple, les résultats de trois traçages ayant été suivis en continu par l'utilisation d'un échantillonneur automatique sont présentés dans le tableau 4-2 et les concentrations maximales calculées et réellement obtenues au lieu de prélèvement sont comparées.

N° de l'injection Site Traceur injecté	Masse M injectée (en kg)	Distance x (en mètres)	Concentration maximale (en kg/l)	
			calculée	réelle
1 Puits n° 22 Rhod. W.T.	0,071	400	$6 \cdot 10^{-10}$	$7,5 \cdot 10^{-10}$
1 Puits n° 22 Fluorescéine	1	400	$83 \cdot 10^{-10}$	$79 \cdot 10^{-10}$
4 Puits n° 7A Fluorescéine	4	1350	$30 \cdot 10^{-10}$	$30 \cdot 10^{-10}$

Tableau 4-2 : Concentrations maximales en traceur réellement obtenue au site de prélèvement comparées à celles prévues par la formule (4-4).

Le domaine d'application de la formule (4-4) est probablement limité au bassin hydrologique de Patumahoe Springs et peut-être même à l'axe principal de circulation de ce bassin. Il semble cependant concevable de proposer une décroissance en $1/x^2$ des concentrations maximales en traceur.

En effet, dans le cas d'un traceur injecté de façon instantanée au sein d'un écoulement bidimensionnel à vitesse constante dans un milieu homogène et isotrope de dimensions infinies, l'enveloppe du volume contenant le traceur est un ellipsoïde de révolution. Comme il semble que les dispersions latérale et longitudinale soient liées de façon quasi linéaire à la distance x parcourue, le volume de l'ellipsoïde croît en proportion de x^3 , la concentration moyenne en traceur y décroît en $1/x^3$ et la concentration maximale au centre de gravité de l'ellipsoïde doit également décroître selon cette même loi. Si la dispersion dans le sens vertical est limitée par l'épaisseur de l'aquifère, l'évolution des concentrations maximales suivrait donc une loi en $1/x^2$.

Il existe par ailleurs des formules théoriques exprimant les concentrations maximales en traceur en fonction de la distance x (cf. annexe 3). Ces formules peuvent être approchées par une loi de décroissance en $1/x$ dès que x est assez important ($x > 10 \alpha_L$); cependant, appliquées aux traçages du tableau 4-2, elles n'ont pas permis de retrouver les concentrations réellement observées aux sites de restitution. Le tableau 4-3 permet d'observer le décalage important existant entre ces concentrations réelles et celles prévues par les formules théoriques de dispersion d'un traceur en écoulement bidimensionnel.

N° de l'injection Site Traceur injecté	Masse M injectée (en kg)	Distance x (en mètres)	Concentration maximale (en kg/l)	
			calculée	réelle
1 Puits n° 22 Rhod. W.T.	0,071	400	$4,7 \cdot 10^{-7}$	$7,5 \cdot 10^{-10}$
1 Puits n° 22 Fluorescéine	1	400	$66 \cdot 10^{-7}$	$79 \cdot 10^{-10}$
4 Puits n° 7A Fluorescéine	4	1350	$76 \cdot 10^{-7}$	$30 \cdot 10^{-10}$

Tableau 4-3.- Concentrations maximales en traceur réellement obtenues au site de prélèvement comparées à celles prévues par la formule théorique de l'annexe 3.

Il semble difficile d'expliquer les très faibles valeurs observées en comparaison des valeurs théoriques (dans un rapport d'environ 1/1000). Une partie de cette différence peut être interprétée comme une conséquence d'un éventuel décalage du site de restitution par rapport à l'axe de circulation du traceur (les concentrations sont maximales sur cet axe), mais ce décalage ne semble pas pouvoir expliquer la totalité de la différence observée.

4.7. CONCLUSIONS

A la suite de cette étude, les principaux points suivants se dégagent :

- * les vitesses de circulation au sein de l'aquifère supérieur sont assez élevées, variant grossièrement de une à quelques centaines de mètres par jour;
- * l'extrême limite Ouest du bassin de Hickeys Springs atteint les puits n° 7. Les puits n° 1 appartiennent donc à ce bassin;
- * malgré les vitesses élevées de circulation des eaux dans l'aquifère supérieur, la loi de Darcy reste applicable.

CHAPTER FOUR

(ABSTRACT)

The principal aim of this study was to determine the main flow directions in the upper aquifer, and to try to solve the partial contradiction between DOWDLE's tracing experiments and RUSSEL's inferred piezometric map.

Rhodamine W.T. and Fluoresceine have been used to trace the underground water circulation. Four dye injections have been carried out, and more than 500 samples collected. Different figures showing the deduced water circulation patterns are presented.

One of the main results to be kept in mind is the existence of connexions between bore n°1 and Clarke Springs, and between bore n°7 and n°1, which means that a divide between Patumahoe Springs and Hickey Springs catchments has to be placed in the bore n°7 zone.

Underground water circulation speeds are quite high (from about 100 m/day at Patumahoe Springs to nearly 500 m/day between bore n° 1 and site A (fig.4-3), with an average speed of 300 m/day in the upper part of the Plateau.

Hydraulic conductivity has been estimated in the Patumahoe Springs catchment from dye tracing. An average value of $K = 8 \times 10^{-3}$ m/s has been calculated.

A Rhodamine W.T. tracing between bore n°22 and Patumahoe Springs has given a recovery rate of 39 %. But this figure has to be considered with caution, as the dye restitution curve has been measured in the Pukekohe Borough shed bore while the corresponding discharge is that of the Patumahoe weir. Such a process, in an unfavourable configuration, may have led to recovery rates higher than 100 % (fig. 4-6) ...

It has been shown that, at the scale of the Plateau, Darcy's law is still

valid, despite the very high speed of the underground water circulation.

An empiric law linking the maximum concentration at a point and the distance between that point and the injection site (according to the weight of dye used) is presented and compared with theoretical formulas. The validity of that first formula is probably restricted to the upper aquifer, and maybe even to the Patumahoe Springs catchment.

CHAPITRE V

CHAPITRE 5

MODELE DE SIMULATION : NIVEAU DE NAPPE ET DEBIT DE SOURCES

5.1. CONTEXTE ET OBJECTIFS

Dès 1974, au vu d'une détérioration apparente des ressources en eau du Comté de Franklin, une étude des réserves souterraines du comté fut entreprise par le A.R.W.B. et le W.V.A. (A.R.W.B., 1977). Une des conclusions de cette étude soulignait que "les ressources en eau des aquifères volcaniques du Plateau de Pukekohe sont insuffisantes pour satisfaire les besoins potentiels en irrigation" et que "si les prélèvements en eau sont augmentés de façon substantielle, les niveaux des nappes pourraient baisser et le débit des sources en périphérie de plateau pourrait également décliner". Cependant, aucune étude de bilan chiffrée ne venait soutenir ces affirmations.

L'éventuel tarissement des sources alimentées par l'aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe a été de longue date un vif sujet de préoccupation pour le A.R.W.B. En effet, les rivières Whangapouri et Whangamaire, notamment, alimentées respectivement par Hickeys Springs et Patumahoe Springs, fournissent un appoint en eau d'irrigation à de nombreux captages privés. En aval de Patumahoe Springs, le A.R.W.B. s'approvisionne en eau de redistribution et Hickeys Springs fournit environ la moitié des besoins en eau de consommation du Pukekohe Borough Council.

Un modèle de l'aquifère supérieur du plateau de Pukekohe se devait donc de répondre au double objectif de simuler les fluctuations de la nappe d'une part, mais de rendre compte également des variations de débit des sources de périphérie de plateau. Il devait de plus tenter de reproduire les effets des pompages réels et ceux de pompages simulés.

5.2. MODELE STRUCTURAL SIMPLIFIE DE L'AQUIFERE

En première approximation, le Plateau de Pukekohe peut être morphologiquement limité par la cote altimétrique des 200 pieds (66 m) (cf. fig. 1-10), correspondant à une brusque rupture de pente qui marque la bordure externe des dernières coulées basaltiques issues de Pukekohe Hill. Ces formations basaltiques de Franklin, alternant des basaltes fissurés à des dépôts de cendres, de ponces et de scories, constituent un aquifère à très haute conductivité hydraulique et sa surface piézométrique présente la forme d'un dôme aplati, de faible gradient sauf en bordure de plateau; l'intersection

de cette nappe avec la surface topographique est soulignée par l'émergence de nombreuses sources, dont les principales sont Hickeys Springs, Patumahoe Springs et Puni Springs. Ainsi défini, l'aquifère supérieur est donc limité, grossièrement, par la courbe piézométrique des 65 m qui englobe une surface de 37 km² (cf. fig. 1-17).

Ces basaltes de Franklin sont séparés des basaltes sous-jacents de Bombay par un épisode d'argiles, de silts et de tourbes formant la base de l'aquifère supérieur.

Une esquisse structurale simplifiée de l'aquifère supérieur est proposée dans la figure ci-dessous en vue de fournir un modèle obéissant à des lois mathématiques élémentaires.

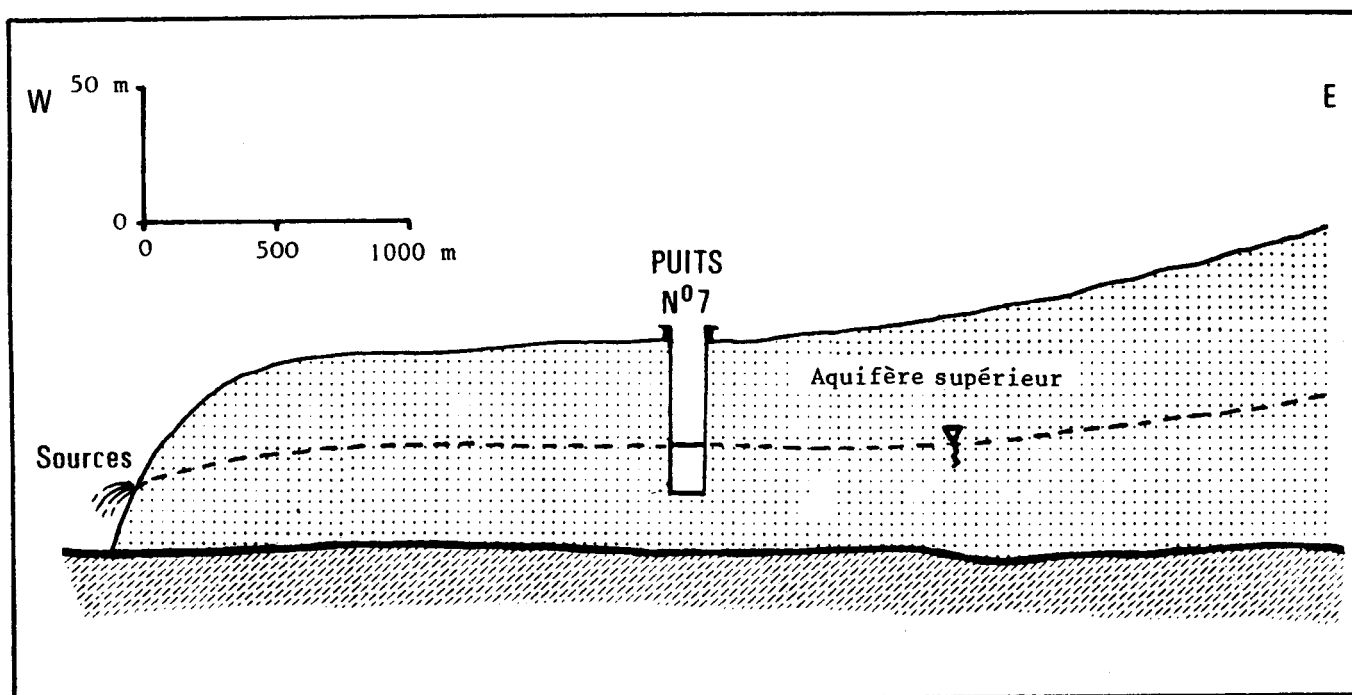


Fig. 5-1. - Schéma structural simplifié de l'aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe.

Dans un tel système, la surface piézométrique est supposée fluctuer dans des plans sub-horizontaux sur la plus grande partie de l'aquifère. La recharge sera schématisée par l'ajout d'une tranche d'eau proportionnelle à l'infiltration et uniformément répartie à la surface de l'aquifère, tandis que l'effet des pompages sera représenté par un abaissement de la nappe proportionnel au volume total pompé dans l'aquifère. Dans les deux cas, infiltration ou pompage, l'amplitude de la fluctuation piézométrique sera bien-sûr liée à la porosité efficace supposée de l'aquifère.

En dehors des fluctuations de type linéaire dues à l'infiltration ou au pompage, l'évolution de la surface piézométrique (toujours supposée quasi-plane) sera régie par la solution d'une équation différentielle de premier ordre liant la cote piézométrique au temps. Le milieu est supposé homogène et isotrope et, de façon plus générale, on considère qu'à l'échelle de l'aquifère, la loi de Darcy est applicable (cf. paragraphe 4.5).

Le support mathématique de ce modèle est exposé au paragraphe suivant et la validité des simplifications adoptées est discutée au paragraphe 5.4.

5.3. MODELE MATHEMATIQUE

Le modèle proposé simule d'une part le comportement de la nappe aquifère et en déduit, d'autre part, le débit d'une source alimentée par une telle nappe.

5.3.1. Modèle de nappe

Pour caractériser le débit Q soutiré à l'aquifère par les sources de périphérie de plateau, la loi de Darcy a été utilisée :

$$Q = -K.A. \frac{\Delta h}{\Delta L} = -\frac{K.A}{\Delta L} (h-h_s) \quad (5-1)$$

h étant la cote piézométrique de la nappe supposée plane et h_s la cote à laquelle le drainage des sources s'effectue. En ramenant toutes les cotes piézométriques en élévation au-dessus du niveau des sources, l'équation (5-1) devient :

$$Q = -K_1.h \quad \text{avec} \quad K_1 = \frac{K.A}{\Delta L} \quad (5-2)$$

D'autre part, pour un volume d'eau donné V libéré par l'aquifère, le débit peut s'exprimer par :

$$Q = \frac{dV}{dt} = A_1 \cdot \frac{dh}{dt} \quad (5-3)$$

avec A_1 étant caractéristique de la surface de l'aquifère et de sa porosité, et supposée constante, $\frac{dh}{dt}$ représentant la variation de la cote piézométrique dans le temps.

En combinant les équations (5-2) et (5-3), on obtient l'équation différentielle suivante :

$$A_1 \cdot \frac{dh}{dt} = -K_1.h$$

ou encore $\frac{dh}{h} = -K_2 dt$ avec $K_2 = \frac{K_1}{A_1}$ (5-4)

Par intégration, l'équation (5-4) donne :

$$\text{Log } h + C_1 = -K_2 \cdot t + C_2 \quad (5-5)$$

C_1 et C_2 étant des constantes d'intégration qui seront éliminées.

A $t = t_0$, $h = h_0$ et l'équation (5-5) donne :

$$\text{Log } h_0 + C_1 = -K_2 \cdot t_0 + C_2 \quad (5-6)$$

En retranchant (5-6) de (5-5), on obtient :

$$\text{Log } \frac{h}{h_0} = -K_2 (t - t_0)$$

qui peut encore être écrit :

$$h = h_t = h_0 e^{-K_2 (t - t_0)} \quad (5-7)$$

L'équation (5-7) correspond à l'évolution dans le temps de la surface piézométrique définie précédemment, en l'absence de toute infiltration ou pompage. Ceci correspond à une décroissance de type exponentielle et dans un programme de calcul où h serait régulièrement recalculé à chaque nouveau pas de temps, la valeur de h au temps $t + \Delta t$ serait :

$$\begin{aligned} h_{t + \Delta t} &= h_0 \cdot e^{-K_2 (t + \Delta t - t_0)} \\ &= h_0 \cdot e^{-K_2 (t - t_0)} \cdot e^{-K_2 \cdot \Delta t} \end{aligned}$$

soit encore, en utilisant l'équation (5-7) :

$$h_{t + \Delta t} = h_t \cdot e^{-K_2 \cdot \Delta t} \quad (5-8)$$

L'incrément de temps Δt étant gardé constant, $e^{-K_2 \cdot \Delta t}$ est également une constante, et toutes les valeurs successives de h à chaque nouveau pas de temps sont les termes d'une progression géométrique de raison $e^{-K_2 \cdot \Delta t}$. L'équation (5-8) fournit donc un algorithme de calcul extrêmement simple permettant de relier chaque nouvelle valeur de h à la précédente en effectuant un produit par une constante.

Le terme constant $D = e^{-K_2 \Delta t}$ sera appelé "coefficient de décroissance" dans la suite de cette étude. Ce terme a pour valeur un nombre compris entre 0 et 1.

En faisant intervenir l'effet de l'infiltration et des pompages, l'équation finale de la fluctuation piézométrique est donc de la forme :

$$h_t = h_t - \Delta t e^{-K_2 \cdot \Delta t} + I_{t-k \cdot \Delta t} - P_t \quad (5-9)$$

où P_t est la variation piézométrique due aux pompages effectués au temps t , et $I_{t-k \cdot \Delta t}$ la variation liée à l'infiltration due à des précipitations tombées k pas de temps avant t . En d'autres termes, on suppose que l'effet des pompages est immédiat sur la nappe, tandis qu'il faut un temps $k \Delta t$ pour que l'infiltration atteigne cette nappe.

L'équation (5-9), présentée dans une forme directement utilisable dans un programme de calcul, nécessite pour son application la connaissance des valeurs de K_2 et de k , supposées constantes, de celles de I et de P , qui fluctuent au cours du temps et qui dépendent également de la porosité efficace, enfin d'une valeur de départ h_0 . L'acquisition ou la détermination de ces données est présentée aux paragraphes 5.5. et 5.6. .

5.3.2. Modèle de source

En reprenant l'équation (5-2), le débit Q d'une source alimentée par la nappe de cote h (comptée par rapport au niveau de la source) est :

$$Q_t = -K_1 \cdot h_t \quad (5-10)$$

où K_1 est une constante à déterminer, qui dépend des paramètres physiques et hydrodynamiques du terrain. Une telle équation sous-entend que l'augmentation de la cote piézométrique h de la nappe a une action instantanée sur le débit Q de la source. La simultanéité des deux phénomènes n'étant pas évidente, une équation du type :

$$Q_t = -K_1 h_t + k' \Delta t \quad (5-11)$$

est proposée et la valeur de k' sera déterminée par corrélation croisée entre les valeurs de débits mesurées à la source et les valeurs de la cote de la nappe (voir paragraphe 5-6). Dans l'équation (5-11), les valeurs de h_t sont celles prévues par le modèle de la nappe et, à un décalage dans le temps près, le débit de la source mime de façon linéaire les fluctuations de la nappe. Il n'existe donc pas à proprement parler de "modèle de source" mais plutôt des valeurs modélisées de la source basées sur le modèle de nappe.

5.3.3. Application du modèle mathématique

Les différentes formules présentées précédemment ont été appliquées en deux étapes successives dont les buts sont fondamentalement différents.

Dans un premier temps, les calculs des fluctuations piézométriques simulées ont été effectués avec les données non optimisées; ainsi, le coefficient de décroissance D a été évalué à partir des courbes de fluctuation piézométrique, le niveau moyen des sources à partir de la carte présentée figure 1-17, la porosité fixée à une valeur arbitraire mais réaliste et les pompages supposés négligeables. Une telle démarche avait pour but de ne pas chercher à caler le modèle, essayant ainsi de garder à celui-ci une valeur de prévision sur les données piézométriques réelles disponibles.

Une seconde étape a consisté à optimiser le modèle en ajustant plus finement les paramètres cités précédemment, de manière à obtenir le plus haut coefficient de corrélation possible entre données piézométriques et modèle. Les calculs n'ont plus été effectués manuellement comme dans la première étape, mais un véritable modèle informatique a été développé et une méthode d'ajustement par essai et erreur a pu être utilisée pour chaque paramètre; des données de pompages ont pu être introduites. Cependant, le meilleur coefficient de corrélation obtenu à la fin de cette démarche perd toute valeur prévisionnelle.

5.4. VALIDITE DES SIMPLIFICATIONS UTILISEES

Le modèle proposé précédemment utilise plusieurs simplifications dont la validité peut être discutée. Ces simplifications concernent la morphologie de la nappe et son mode de fluctuation, l'utilisation de la loi de Darcy, l'effet des pompages et de l'infiltration sur la nappe et enfin le postulat que les valeurs A et A_1 du modèle peuvent être tenues pour constantes. Ces différentes simplifications seront envisagées successivement.

5.4.1. Morphologie de la surface piézométrique

L'aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe forme grossièrement un quadrilatère allongé selon un axe N-NO, S-SE d'environ 6,5 km de long sur 4,5 km de large (cf. fig. 1-17 et 1-10). Mis à part un léger dôme probable à proximité de Pukekohe Hill, la surface piézométrique présente une forme très aplatie (les deux tiers de l'aquifère limité par la cote de 65 m sont compris entre les cotes piézométriques 70 et 73 m). Le gradient hydraulique dans ces zones est de l'ordre de 1/1000.

5.4.2. Utilisation de la loi de Darcy

Un des buts de cette étude était de préciser si la loi de Darcy était applicable, au moins à l'échelle de l'aquifère. Les fortes valeurs de transmissivité déduites des pompages d'essai, et les valeurs des vitesses de transfert obtenues par traçages laissaient présager que l'écoulement était probablement turbulent dans les formations basaltiques de l'aquifère supérieur. L'étude présentée au paragraphe 4.5. montre que l'écoulement est en fait laminaire tant dans les basaltes fissurés que dans les cendres et scories. L'utilisation de la loi de Darcy est donc justifiée pour l'aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe.

5.4.3. Effets de l'infiltration et des pompages sur la nappe

La morphologie en dôme très aplati de la surface piézométrique de l'aquifère supérieur est principalement due à la forme tabulaire du Plateau de Pukekohe. Les paramètres d'infiltration sont uniformes sur toute la surface du plateau puisque celle-ci est presque exclusivement recouverte de cultures maraîchères (cf. fig. 1-13) et ne présente pas de réseau hydrographique de surface (cf. fig. 1-16). L'infiltration due aux précipitations est donc uniforme, et la recharge de l'aquifère peut donc être schématisée par une remontée de la surface piézométrique dans des plans sub-horizontaux.

L'aquifère est également sollicité en période sèche (novembre, décembre et janvier principalement) pour l'irrigation et l'effet des pompages a été schématisé par un abaissement uniforme de la nappe. Cette simplification n'est pas excessive dans la mesure où les pompages sont effectués dans un nombre important de puits régulièrement répartis sur l'ensemble de l'aquifère (cf. fig. 1-15) et que la forte transmissivité de ces basaltes fissurés crée, lors d'un pompage, un cône de rabattement extrêmement étendu et très peu profond. A l'échelle de l'aquifère, on peut donc admettre que la nappe réagit aux pompages de façon quasi-uniforme.

5.4.4. Constance des paramètres A et A_1

Les paramètres A et A_1 , définis au paragraphe 5-3, ont la dimension d'une surface et ont été tenus pour constants dans le modèle de l'aquifère. A représente la surface verticale perpendiculaire à l'écoulement par laquelle un débit Q est observé, tandis que A_1 désigne la surface horizontale dénoyée par une variation infinitésimale de la cote h de la nappe. Cette dernière

varie peu avec la hauteur de la surface piézométrique, puisque l'aquifère peut être réduit à un parallélépipède aplati. Par contre, la surface A devrait en toute logique varier de façon linéaire avec h, donnant alors un modèle de fluctuation de nappe très différent (l'équation (5-4) aurait un terme en $1/h^2$, intégrable en $1/h$). Or le modèle utilisant la constance de A s'est révélé extrêmement adapté, justifiant ainsi, à posteriori, le choix de A comme constante. Une tentative d'interprétation peut être proposée : si l'on abandonne la conception théorique de l'aquifère pour s'intéresser aux paramètres hydrodynamiques réels du terrain, on peut admettre que, à l'exutoire, c'est-à-dire aux sources, les transmissivités réelles du terrain sont inférieures à celles de l'ensemble de l'aquifère (effet de colmatage, par exemple), créant ainsi une zone dont les paramètres dominent l'écoulement de l'aquifère. La surface A serait donc liée à ces zones-exutoires dont les paramètres hydrodynamiques seraient prépondérants et indépendants de la charge h dans l'aquifère.

D'autre part, PHILLIPS (1978) a développé un modèle combinant autorégression et régression multiple dans la nappe libre de la craie à Chilgrove House (West Sussex) et à Dalton Holme (Humberside). Ce modèle fait intervenir des termes en h, comme dans l'équation (5-8), plus un terme en h^2 selon l'équation suivante:

$$h_n = \sum_{i=n-N}^n a_i I_i + b_0 h_{n-1} + b_1 h_{n-1}^2 + b_2 h_{n-2} + b_3 R_n + C + \varepsilon \quad (5-12)$$

avec

a_i, b_0, b_1, b_2, b_3 et c des constantes à déterminer

h_n la piézométrie au mois n

I_i l'infiltration au mois i

R_n les précipitations au mois n

Le terme b_0 du modèle de PHILLIPS correspond à la valeur $e^{-k_2 \cdot \Delta t}$ du modèle présenté précédemment, tandis que b_1 est le coefficient du terme en h^2 . Le calage du modèle de PHILLIPS sur les données de Chilgrove House et Dalton Holme a fait apparaître des valeurs de b_1 de l'ordre de respectivement 1 % et 2 % de b_0 .

L'indépendance de A par rapport à h traduite par la linéarité des variations de $h_{t+\Delta t}$ par rapport à h_t dans l'équation (5-8) est donc corroboré par la très faible influence du terme non linéaire dans l'équation (5-12) du

modèle de PHILLIPS appliqué à un type de nappe similaire. Il semble donc raisonnable de considérer qu'expérimentalement, la valeur de la section A perpendiculaire à l'écoulement peut être tenue pour indépendante de la charge h dans l'aquifère.

De plus, un dernier argument pourrait expliquer que l'on puisse négliger, dans le modèle, la variation de A par rapport à h. L'aquifère supérieur enregistre des fluctuations de la surface piézométrique d'une amplitude de quelques mètres, alors que l'épaisseur de l'aquifère est en moyenne d'une cinquantaine de mètres. La section perpendiculaire à l'écoulement varie donc peu en valeur relative.

Pour résumer l'argumentation présentée, les deux possibilités suivantes sont à envisager (éventuellement simultanément) :

- le paramètre A du modèle ne correspond pas exactement à la valeur de la surface perpendiculaire à l'écoulement dans l'aquifère, mais plutôt aux caractéristiques hydrodynamiques de la zone exutoire (et A serait indépendant de h).
- les fluctuations de la surface A en fonction de h sont en valeur relative suffisamment faibles pour pouvoir être négligées dans le modèle.

On peut ainsi considérer A comme constante dans ce modèle d'aquifère (qui est pourtant à nappe libre), dont le comportement pourrait être schématisé par le système hydraulique suivant :

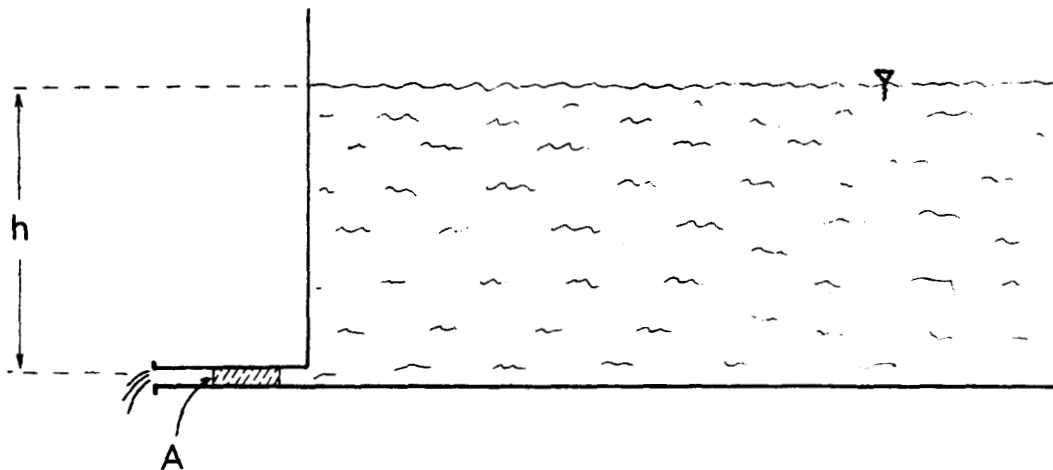


Fig. 5-2. - Modèle simplifié du système aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe

Dans un tel système, la "surface piézométrique" fluctue dans des plans horizontaux, et le paramètre A ne dépend pas de la cote h.

5.5. DONNEES UTILISABLES

Deux types de données ont été nécessaires à l'élaboration du modèle de fluctuation de nappe et de simulation du débit de source de l'aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe. Les premières sont les données de références ou de terrain, rendant compte d'une part des fluctuations piézométriques de la nappe et d'autre part du débit d'une des principales sources de périphérie de plateau. Les secondes correspondent au fonctionnement du modèle lui-même et comprennent les valeurs d'infiltration et de pompage ainsi que le coefficient de décroissance $e^{-K_2 \cdot \Delta t}$.

5.5.1. Données de référence

5.5.1.1. Fluctuations piézométriques de la nappe

Elles sont enregistrées en continu depuis 1974 par un limnigraphe monté sur le puits n°7 de la station de recherche du Department of Scientific and Industrial Research (D.S.I.R.), et présentent une lacune d'environ 10 mois du 7 février au 8 décembre 1978. Une mesure piézométrique est enregistrée toutes les deux heures et les moyennes journalières et mensuelles sont effectuées et stockées par le A.R.W.B., qui peut fournir un listing de ces cotes moyennes ramenées au niveau de la mer. Les moyennes mensuelles ont été utilisées dans ce programme dont l'incrément de temps a été fixé à un mois.

Le puits D.S.I.R. n°7 est situé à une vingtaine de mètres d'un forage d'irrigation de la station. Ce forage a été conçu pour pouvoir fournir environ 90 m³/h (20000 galons/h) de façon discontinue (WATERHOUSE, 1972). Le puits n°7 se trouve donc dans le cône de rabattement de ce forage et les mesures piézométriques sont certainement affectées en cas de pompage. Cependant, ce forage ne serait utilisé que 6 heures par jour, 5 jours par semaine, au mieux de son exploitation qui serait intermittente de mi-décembre à mi-mars, et nulle le reste de l'année; une étude des rabattements dans le puits n°7 pour un pompage de 10000 gallons/h (45 m³/h) a été entreprise (WATERHOUSE, 1974). La courbe présentée figure 5-3 montre d'une part que des rabattements de l'ordre de 20 cm sont atteints après 6 heures de pompage et que d'autre part la récupération est rapide après l'arrêt du pompage, et il est possible

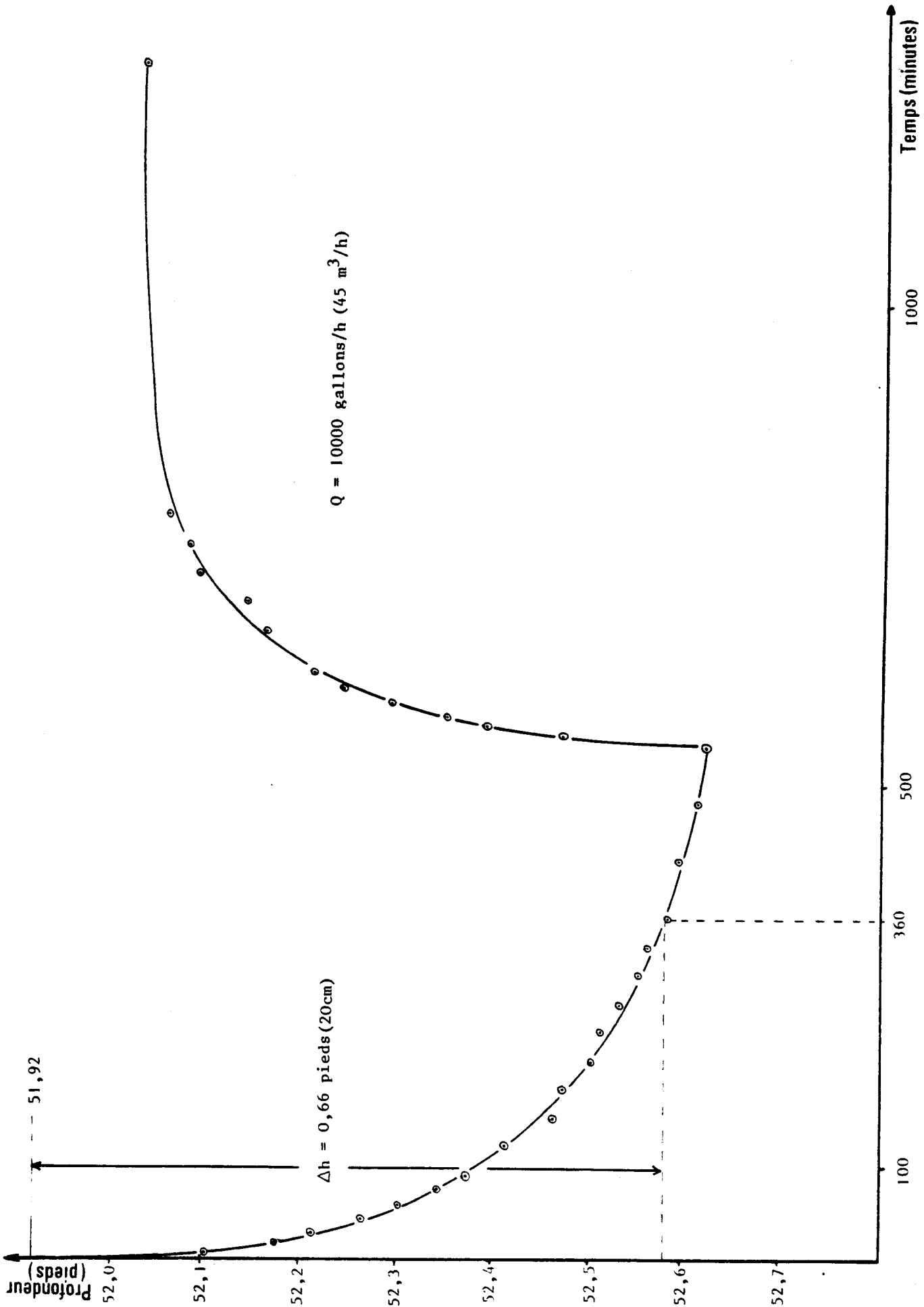


Fig. 5-3. - Courbe des rabattements obtenus lors d'un pompage d'essai au puits d'irrigation de la station du D.S.I.R. (d'après WATERHOUSE, 1974).

d'estimer que le niveau initial de la nappe serait pratiquement retrouvé 6 heures après l'arrêt du pompage. Pour des débits de 20000 gallons/h, les rabattements sont à doubler et l'on peut ainsi estimer que sur un cycle de 24 heures, la moyenne des valeurs bi-horaires serait affectée d'une dizaine de centimètres environ par défaut en cas de pompage au débit maximal. Les pompages n'étant pas effectués durant la fin de semaine, l'erreur maximale sur la moyenne mensuelle est donc encore inférieure à cette valeur et de l'ordre de 7 cm environ.

Il n'existe pas d'enregistrement du volume pompé dans ce forage d'irrigation, et en conséquence aucune modification des données brutes de la piézométrie du puits D.S.I.R. n'a été tentée. Ces données sont d'autre part les seules utilisables pour l'aquifère supérieur.

5.5.1.2. Débit aux sources

Patumahoe Springs est la seule source du plateau dont les débits soient suivis de façon continue. Les "sources" de Patumahoe consistent en fait en une vaste zone collectrice de plusieurs centaines de mètres de large où la nappe affleure à travers un marécage aux limites imprécises. Ce réceptacle alimente la rivière Whangamere qui est équipée, à l'exutoire de la zone collectrice, d'un seuil jaugeur à large V ($167^{\circ}22'$). Ce seuil forme vers son aval un bassin de quelques centaines de m² de surface dont le niveau est suivi depuis novembre 1976 par un enregistreur limnigraphique. Les mesures de hauteur sont ensuite traitées par le A.R.W.B. afin d'effectuer les moyennes journalières et de convertir les hauteurs d'eau en débits selon la formule

$$Q = 11,35 H^{2,5} \quad (5-13)$$

Deux jaugeages de contrôle ont été effectués par colorants et s'alignent correctement sur la courbe théorique (cf. fig. 5-4). Les seuils jaugeurs sont généralement considérés dans la pratique comme les dispositifs les plus précis pour l'évaluation des débits et, bien entretenus, peuvent donner des mesures d'une précision de 1 à 2% (ROTHACHER et MINER, 1967).

Une courbe de fluctuations du niveau d'eau dans le bassin collecteur a été effectuée à la table traçante à partir des moyennes journalières et est présentée en figure 5-5. Il apparaît immédiatement sur la courbe deux types de perturbations qui compromettent l'utilisation de ces données de façon immédiate. Les premières sont des pics très importants situés dans la partie haute de la courbe, s'élevant au-dessus des valeurs moyennes de celle-ci. Etant donnée la nature particulière de la zone collectrice, ces

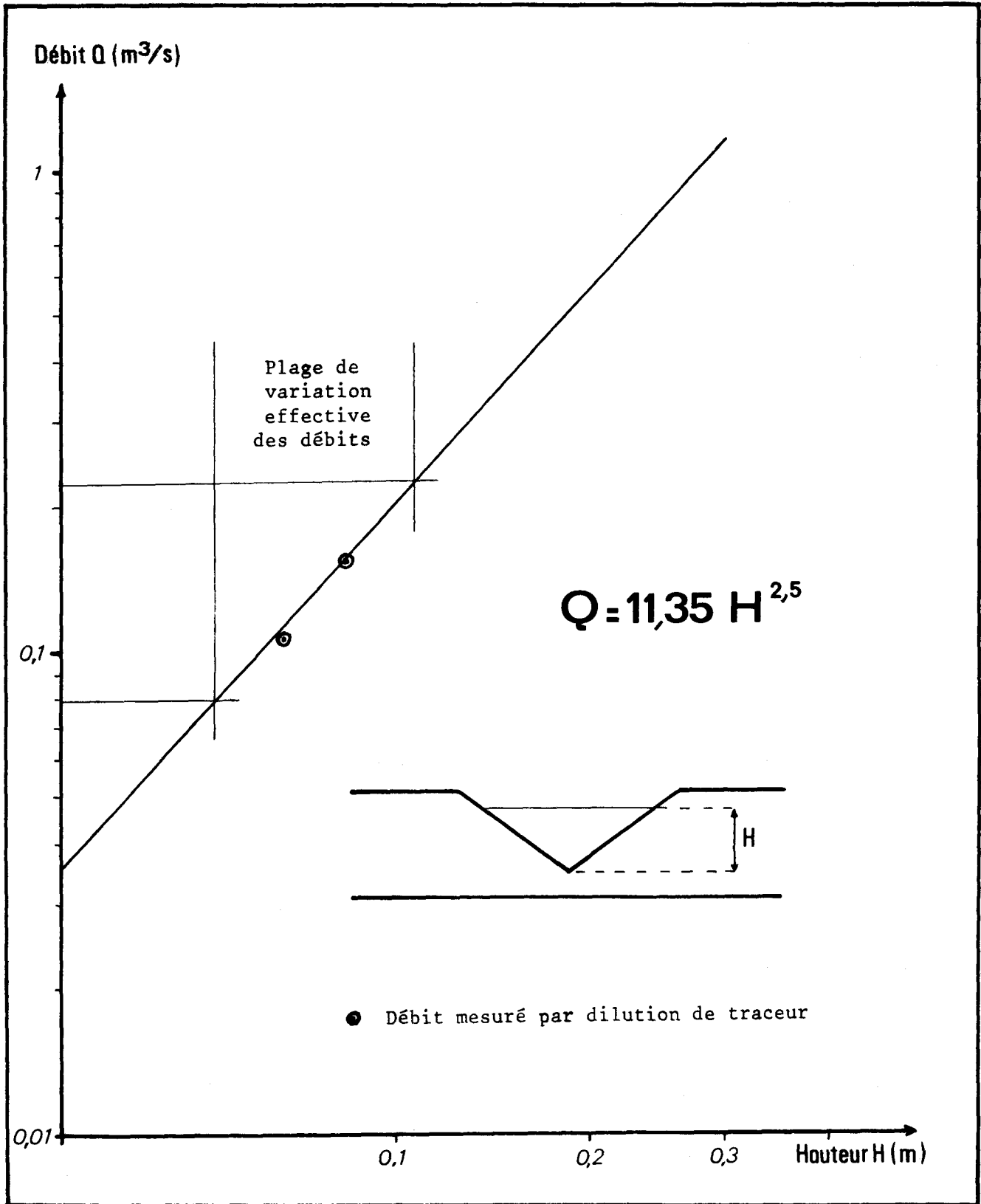


Fig. 5-4. - Courbe de calibration du seuil jaugeur de Patumahoe Springs et résultats de deux jaugeages par dilution de traceur.

pics sont attribuables sans équivoque à des précipitations de quelques heures à quelques jours, se répercutant instantanément sur le niveau du bassin récepteur. On constate alors une élévation rapide du niveau d'eau dans le bassin, suivi d'un retour également rapide à la normale; ces phénomènes ponctuels à l'échelle mensuelle sont nettement visibles sur les données journalières de l'annexe 7. Leur forte amplitude affecte les valeurs mensuelles de façon non négligeable et leur répartition n'est pas homogène puisqu'ils se situent principalement en saison pluvieuse hivernale, de juin à septembre principalement (cf. fig. 5-5).

Une seconde catégorie de pics est décelable sur cette figure, et se situe principalement en période estivale sèche, et de façon plus générale de novembre à avril. Ce sont des pics descendant sous les valeurs moyennes de la courbe, d'amplitude plus faible que les précédents et inférieurs en nombre à ceux-ci. Ces pics sont certainement liés à des pompages d'un ou plusieurs particuliers dans la zone collectrice alimentant le seuil jaugeur. Plusieurs pompes à usage privé sont d'ailleurs visibles dans cette zone.

Une correction de ces pics a été effectuée. Un procédé de lissage par moyenne mobile n'a pas été retenu car la forte amplitude de certains pics (jusqu'à 6 fois les valeurs encadrantes) aurait présenté une incidence trop importante sur les moyennes, et la répartition des pics vers le haut en période de hautes eaux opposés aux pics vers le bas en période d'étiage ne se prêtait pas à ce procédé. Le lissage aurait engendré une surestimation des parties hautes de la courbe et une sous-estimation des parties les plus basses. La correction de ces pics a donc été effectuée de façon empirique, par extrapolation linéaire à partir des valeurs encadrantes (Cf. annexe 7).

5.5.2. Données du modèle

Le modèle présenté au paragraphe 5.3. nécessite des données d'infiltration, de pompage ainsi que l'évaluation du coefficient de décroissance $e^{-K_2 \Delta t}$. L'effet quantitatif de l'infiltration et des pompages sur le niveau de la nappe fait appel à la porosité efficace du terrain, tandis que la cinétique des phénomènes interdépendants d'infiltration, de fluctuation piézométrique et de débits des sources nécessite l'appréciation des coefficients de décalage k et k' .

5.5.2.1. Infiltration

Le service météorologique néo-zélandais centralise les données climatiques et pluviométriques des différentes stations réparties sur le territoire; il a été en mesure de fournir un bilan chiffré de l'infiltration estimée dans la zone étudiée grâce aux données de la station météorologique de Pukekohe (Référence C 74282).

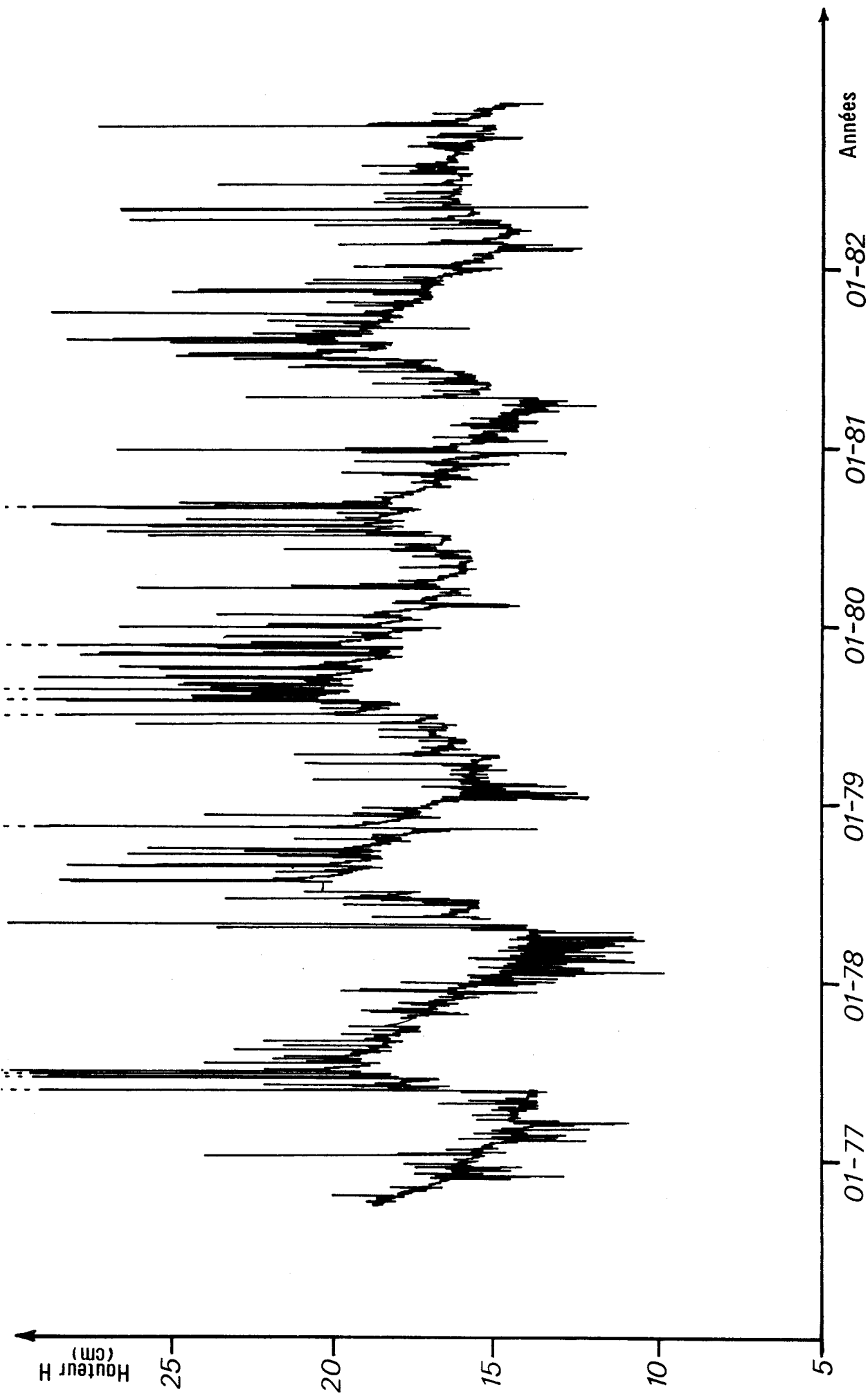


Fig. 5-5. - Enregistrement des fluctuations du niveau d'eau en amont du seuil jaugeur de Patumahoe Springs. On notera les pics importants dans les parties hautes de la courbe, correspondant aux précipitations ou au ruissellement dans la zone collectrice. Les pics dirigés vers le bas reflètent des pompages effectués en période sèche dans le bassin collecteur du seuil jaugeur (d'après A.R.W.B., 1977).

Dans ce bilan, la donnée d'entrée est l'ensemble des valeurs journalières (P) des précipitations pour la station, tandis que les besoins en évaporation de la couverture végétale sont ceux de la valeur moyenne de l'évapotranspiration potentielle (ETP) pour le mois en question. Pour le calcul de l'ETP, la formule de PENMAN (1948) a été utilisée; elle s'avère en effet être plus adaptée au contexte néo-zélandais que la formule de THORNWHAITE (1954). La quantité d'eau contenue par un sol donné et accessible à la végétation est généralement présentée sous le terme de réserve facilement utilisable (RFU). Pour la région considérée, on admet une RFU égale à 75 mm (ORBELL, 1977). Dans le processus utilisé pour ce bilan, tant que suffisamment d'eau est disponible (dans l'ensemble de la RFU et des précipitations de la journée en question), l'évapotranspiration réelle (ETR) est maintenue égale à l'ETP. S'il existe un surplus, il est ici directement utilisé en infiltration (I); dans le cas contraire, l'ETR n'est plus égale à l'ETP, mais se limite à la somme de la RFU et des précipitations journalières (P) diminuée du déficit (D) de la journée précédente qui doit être comblé au préalable. Le processus suit donc les relations suivantes :

$$\begin{aligned} \text{ETR} &= \text{P} + \text{RFU} - \text{D} & \text{si } (\text{P} + \text{RFU} - \text{D}) &\leq \text{ETP} \\ &= \text{ETP} & \text{si } (\text{P} + \text{RFU} - \text{D}) &> \text{ETP} \\ \\ \text{I} &= \text{P} - \text{ETP} - \text{D} & \text{si } (\text{P} - \text{ETP} - \text{D}) &> 0 \\ &= 0 & \text{si } (\text{P} - \text{ETP} - \text{D}) &\leq 0 \end{aligned}$$

Le calcul est effectué jour par jour, en partant soit d'une journée où la RFU est à son maximum (RFU = 75 mm) après une période humide, soit à partir d'une journée où la RFU est totalement épuisée (RFU = 0) après une longue période sèche. La valeur moyenne des infiltrations journalières est effectuée pour chaque mois; un tableau de ces valeurs d'infiltration mensuelle de 1974 à 1982 est présenté en annexe 5.

5.5.2.2. Pompages

Le Plateau de Pukekohe représente une surface de près de 3000 ha, dont probablement 1100 ha irrigués (A.R.W.B., 1977). En l'absence d'information sur les débits pompés en vue d'irrigation, le A.R.W.B. a mené en 1974 une enquête auprès de 45 des 130 horticulteurs-maraîchers probables du plateau, couvrant ainsi une surface d'environ 850 ha.

Comme les différents utilisateurs d'eau ne disposent pas de compteurs volumétriques ni ne tiennent de registre précis de leur consommation, les résultats de cette enquête ne sont que des estimations. Un tableau de ces résultats est présenté en annexe 6.

Bien qu'environ un tiers seulement des horticulteurs ou maraîchers du plateau ait été interrogé, la presque totalité des pompages significatifs est incluse dans cette étude qui est représentative de l'ensemble des retraits effectués sur la nappe, dans la limite des approximations des estimations faites. Les points d'extraction se répartissent dans les cinq catégories suivantes :

1. Puits	37
2. Sources	9
3. Rivières	8
4. Approvisionnement par le Pukekole Borough Council	4
5. Barrages	2

Seule la catégorie 1 a été retenue, les autres catégories ne représentant pas des pompages dans la nappe, mais l'utilisation de résurgences naturelles de cette nappe (souvent situées d'ailleurs en périphérie ou à l'extérieur des limites structurales du plateau). Les 37 puits de cette étude irriguent 509 hectares au débit estimé de 987000 m³/an.

L'infiltration moyenne annuelle sur la période 1975-1981 s'élève à 650 mm environ (cf. Annexe 5), ce qui représente un volume infiltré de 19.500.000 m³/an sur l'ensemble du plateau. Les pompages estimés présentés précédemment représentent donc environ 5 % de l'infiltration totale.

5.5.2.3. Coefficient de décroissance

L'équation (5-8) peut s'écrire :

$$h_{t+\Delta t} = h_t \cdot e^{-K_2 \cdot \Delta t} = D \cdot h_t \quad (5-14)$$

où D est le coefficient d'échelle inférieur à 1, qui caractérise la décroissance exponentielle de la cote de la nappe en l'absence de recharge ou de pompage. Cette valeur peut être estimée directement sur la courbe piézométrique, dans les parties descendantes de la courbe, lorsque l'infiltration est presque nulle,

soit approximativement de janvier à avril. On effectue alors pour quelques points successifs de la courbe les rapports :

$$\frac{h_{t + \Delta t}}{h_t} = D$$

et une valeur moyenne de D peut ainsi être estimée. C'est la solution qui a été adoptée dans un premier temps. Elle présente l'avantage de n'utiliser que quelques points de début de courbe, laissant le reste des valeurs piézométriques vierges de tout calage, permettant ainsi de vérifier sur ces données la valeur en prévision du modèle. Par la suite, le coefficient D a été ajusté par "essai et erreur" afin d'obtenir le meilleur coefficient de corrélation entre données piézométriques et modèle. Dans le premier cas, le coefficient de corrélation obtenu reflète réellement la valeur du modèle en "prédiction"; dans le second cas, ce coefficient ne marque plus que l'efficacité du calage du modèle sur les données piézométriques.

5.5.2.4. Porosité

L'aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe est limité à la formation dite des "basaltes de Franklin". Ces basaltes consistent en des intercalations complexes de coulées basaltiques, denses et vésiculaires, et de tufs volcaniques (de fins à grossiers); bien que peu de scories soient exposées en surface, elles sont généralement présentes dans les coupes de forages; la formation recouvre enfin un épisode à lits de ponces et de tourbes (CRABTREE, 1969). La porosité "en grand" de ce type de formation est difficile à estimer et les valeurs présentées dans la littérature montrent de grandes plages de variation, de moins de 1% pour les basaltes denses à plus de 85 % pour les ponces (SCHOELLER, 1962) , de 14 % à 40 % pour des tufs volcaniques (KELLER, 1960), de 10 % à 50 % pour les basaltes vésiculaires (DAVIS et DE WIEST, 1966). Il est d'ailleurs rarement précisé si ces valeurs sont celles de la porosité totale ou efficace. CASTANY (1982) situe la porosité efficace des basaltes fissurés entre 8 % et 10 % et RUSSEL (comm. pers.) admet qu'une valeur de 7 % est probable pour cet aquifère.

Dans le modèle présenté, la porosité efficace a été fixée arbitrairement à 10 % mais lors du calage du modèle, tout écart par rapport à cette valeur s'est soldé par une dégradation du coefficient de corrélation entre le modèle et les valeurs de la piézométrie réelle.

La porosité efficace intervient de façon directe dans l'amplitude de la variation piézométrique lorsque l'infiltration atteint la nappe. Pour une porosité efficace de 10 %, la remontée de la nappe due à l'infiltration a donc été fixée au décuple de la hauteur d'eau infiltrée.

Lors de pompages, le volume dénoyé a été également calculé comme le décuple du volume réellement pompé.

5.5.2.5. Coefficients de décalage k et k'

Les coefficients de décalage k et k' des équations (5-9) et (5-11) sont introduits pour rendre compte respectivement du retard de la variation piézométrique par rapport à l'infiltration (k) et du décalage entre la fluctuation piézométrique et le débit de la source (k').

A) Coefficient k :

DOWDLE (1980) a tenté de mettre en évidence le nombre de jours nécessaires à l'infiltration pour atteindre la nappe dans le cas de l'aquifère supérieur de Pukekohe. Des différentes méthodes utilisées, il apparaît qu'un retard moyen d'une quarantaine de jours est envisageable; il semble d'autre part que ce retard soit lié au niveau de la nappe et probablement à la durée de la période sans précipitation précédant une infiltration donnée.

Le modèle proposé travaillant avec un pas de temps d'un mois, la durée adoptée pour le transfert de l'infiltration du niveau du sol au niveau de la nappe devait donc être fixée à un nombre entier de mois. La valeur $k = 1$ a été retenue (retard à l'infiltration d'un mois) comme la plus adaptée au modèle.

Une façon artificielle de tourner la contrainte d'un nombre entier de mois pour ce "retard à l'infiltration" est de répartir chaque infiltration mensuelle sur plusieurs mois consécutifs avant introduction dans le modèle, selon des pourcentages à déterminer. Ce type de procédé est plus adapté à un modèle de régression multiple où ces différents pourcentages sont déterminés automatiquement. Cependant, deux types de répartition (10% - 90% et 10% - 30% - 60%) de l'infiltration sur le mois en question

et les mois suivants ont été essayés et les calculs menés manuellement. Les résultats ne s'étant pas relevés concluants, un temps de transfert d'un mois pour atteindre la nappe a été retenu pour l'infiltration dans le modèle informatisé.

B) Coefficient k'

La valeur du décalage éventuel entre variation de la nappe et débit des sources a été recherchée en appliquant aux deux séries de mesures la technique dite de corrélation croisée. Le développement de la technique et les résultats sont présentés au paragraphe 5.6.

5.5.2.6. Niveau des sources

Le modèle proposé suppose que toutes les cotes piézométriques de la nappe sont ramenées à des élévations au-dessus du niveau des sources. La morphologie particulière du Plateau de Pukekohe et celle de la surface piézométrique qui en découle permettent de situer ces sources à une valeur moyenne de 65 m au-dessus du niveau de la mer (cf. figure 1-17). Dans un premier temps, il a été retranché 65 m à toutes les cotes piézométriques réelles avant d'utiliser ces valeurs dans le modèle. Par la suite, dans le modèle informatisé, cette cote zéro est devenue l'un des paramètres d'ajustement du modèle.

5.6. TECHNIQUES DE CORRELATION ET DE CORRELATION CROISEE. APPLICATIONS AUX DONNEES REELLES ET AU MODELE DE FLUCTUATION DE NAPPE DU PLATEAU DE PUKEKOHE

Les techniques de corrélation et de corrélation croisée ont été largement utilisées en géologie depuis de nombreuses années (DEGENS et al., 1957). Elles sont utiles pour faire des comparaisons entre variables numériques et exprimer la similitude des fluctuations de ces variables.

5.6.1. Coefficient de corrélation

Il peut être représenté visuellement par la tendance qu'ont les observations de deux variables X et Y à s'aligner selon une droite lorsque l'on place ces observations dans un diagramme X-Y.

5.6.1.1. Définition

Le coefficient de corrélation entre deux variables X et Y est donné par la relation :

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}) (Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (5-15)$$

où \bar{X} et \bar{Y} sont les moyennes respectives des n valeurs de X_i et Y_i . Ce coefficient peut prendre des valeurs comprises entre +1 et -1, exprimant dans ces deux cas extrêmes une relation linéaire soit directe soit inverse des variables X et Y . Un coefficient de corrélation faible ou proche de zéro n'implique cependant pas l'indépendance des deux variables, celles-ci pouvant être liées de façon non-linéaire.

5.6.1.2. Corrélation des données piézométriques réelles et modélisées

A) Programme utilisé :

Dans un premier temps, les valeurs des cotes piézométriques du modèle ont été calculées manuellement et comparées aux cotes réelles du puits D.S.I.R. n°7 à l'aide d'un programme standard de corrélation croisée, utilisé ici en corrélation simple. Par la suite, dans le modèle informatisé de fluctuation de la nappe, un calcul de corrélation a été introduit de façon à permettre d'optimiser le calage du modèle, en cherchant à améliorer le coefficient de corrélation entre données piézométriques réelles et modélisées. Dans ce paragraphe, il ne sera fait référence qu'aux résultats obtenus avec le programme standard.

b) Résultats :

Deux corrélations ont été effectuées entre données piézométriques et modèle :

- zone A : de janvier 1974 à décembre 1977
- zone B : de janvier 1979 à juin 1982

Ces deux zones couvrent la totalité des données piézométriques disponibles du puits D.S.I.R. n°7, de part et d'autre de la lacune de 1978. Le modèle utilisé, calculé manuellement, n'a pas fait intervenir de pompage. La valeur de D (coefficient de croissance) a été évaluée de la façon suivante :

- zone A : 4 points de janvier à avril 1974, déterminant une valeur moyenne de $D = 0,893$ ($D' = 1/D = 1,12$)
- zone B : 4 points de décembre 1978 à mars 1979, avec une valeur moyenne de $D = 0,862$ ($D' = 1/D = 1,16$)

Le modèle est "accroché" à la première valeur de la piézométrie réelle en fixant la valeur simulée à celle réellement observée. Puis, pas par pas, le modèle progresse en utilisant son propre coefficient de décroissance et les valeurs mensuelles de l'infiltration.

Sur les deux zones considérées, les valeurs du modèle ont été calculées manuellement et introduites dans le programme standard en correspondance avec les données piézométriques réelles. Les résultats de ces deux études sont présentés dans le tableau suivant :

zone A	48 valeurs mensuelles	R = 0,940
zone B	42 valeurs mensuelles	R = 0,967

Tableau 5-1

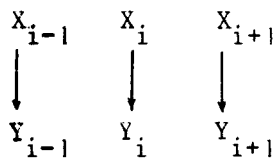
Ces résultats sont discutés et commentés au paragraphe 5.6.3. et les courbes comparées des piézométries réelle et simulée sont présentées en figures (5-6) et (5-7).

5.6.2. Corrélation croisée

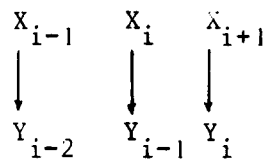
La technique de corrélation croisée est utilisée lorsque l'on suspecte que deux variables numériques soient liées linéairement mais de façon non simultanée; elle permet d'explorer le décalage temporel entre les deux phénomènes.

5.6.2.1. Principe

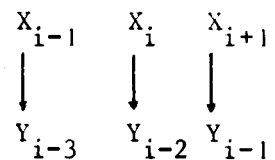
La méthode consiste à calculer le coefficient de corrélation existant entre les deux variables numériques en décalant progressivement, pas par pas, les deux séries de mesures selon le schéma présenté ci-dessous :



Corrélation croisée
de rang zéro



Corrélation croisée
de rang 1



Corrélation croisée
de rang 2

Le décalage des deux séries de mesures peut être effectué dans chaque sens. Pour chaque pas, le coefficient de corrélation est calculé. Si les deux variables sont liées linéairement mais non simultanément (et ne représentent pas de phénomènes cycliques), le coefficient de corrélation doit passer par un maximum, puis se dégrader progressivement. Le sens du décalage et le nombre

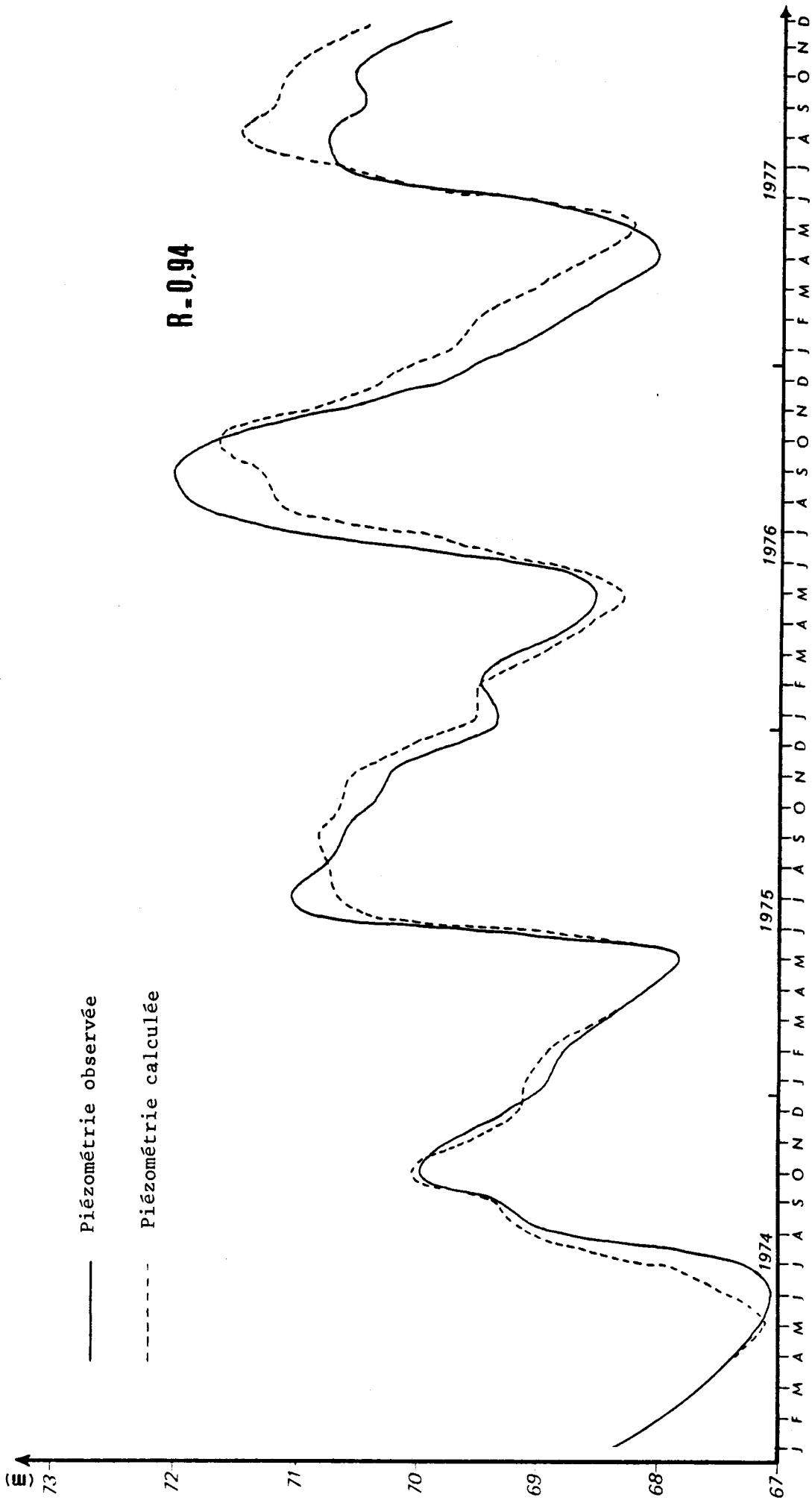


Fig. 5-6. - Fluctuations piézométriques de la nappe de l'aquifère supérieur au puits D.S.I.R. N° 7 (période janvier 1974 à décembre 1977).

de pas utilisés pour obtenir le coefficient de corrélation maximal permettent de définir le décalage dans le temps entre les deux phénomènes.

5.6.2.2. Application aux fluctuations du débit des sources et résultats

Les équations (5-2) et (5-11), dérivant de la loi de Darcy, lient linéairement le débit des sources à la cote piézométrique (mesurée par rapport au niveau de ces sources) de la nappe. Le décalage dans le temps entre ces fluctuations piézométriques mesurées au puits D.S.I.R. n°7 d'une part et les fluctuations de débit de Patumahoe Springs d'autre part a été recherché à l'aide du programme standard de corrélation croisée déjà cité. Neuf passages ont été effectués, englobant l'ensemble des données utilisables, de octobre 1976 à juin 1982. Les résultats portent sur le décalage obtenu pour la corrélation maximale et sur la valeur du coefficient de corrélation.

A) Valeur du coefficient de décalage k' :

Pour les neuf passages effectués, le coefficient de corrélation maximal a été obtenu pour une valeur $k' = -1$, ce qui revient à dire que les fluctuations de débit de Patumahoe Springs anticipent d'un mois celles de la nappe. L'explication de cet effet apparamment paradoxal est développé au paragraphe 5.6.3.2.

La valeur $k' = -1$ se détache très nettement des autres valeurs de k' dans tous les passages effectués en corrélation croisée entre les valeurs de la piézométrie réelle (ou même de celle du modèle) et celles du débit de Patumahoe Springs. Dans le tableau suivant sont présentées les fluctuations du coefficient de corrélation en fonction du décalage k' dans l'une des 9 études effectuées.

Corrélation croisée entre piézométrie et débits à Patumahoe Springs (Période octobre 76-février 80)						
k'	-3	-2	-1	0	1	2
R	0,438	0,725	0,903	0,792	0,433	0,038

Tableau 5-2

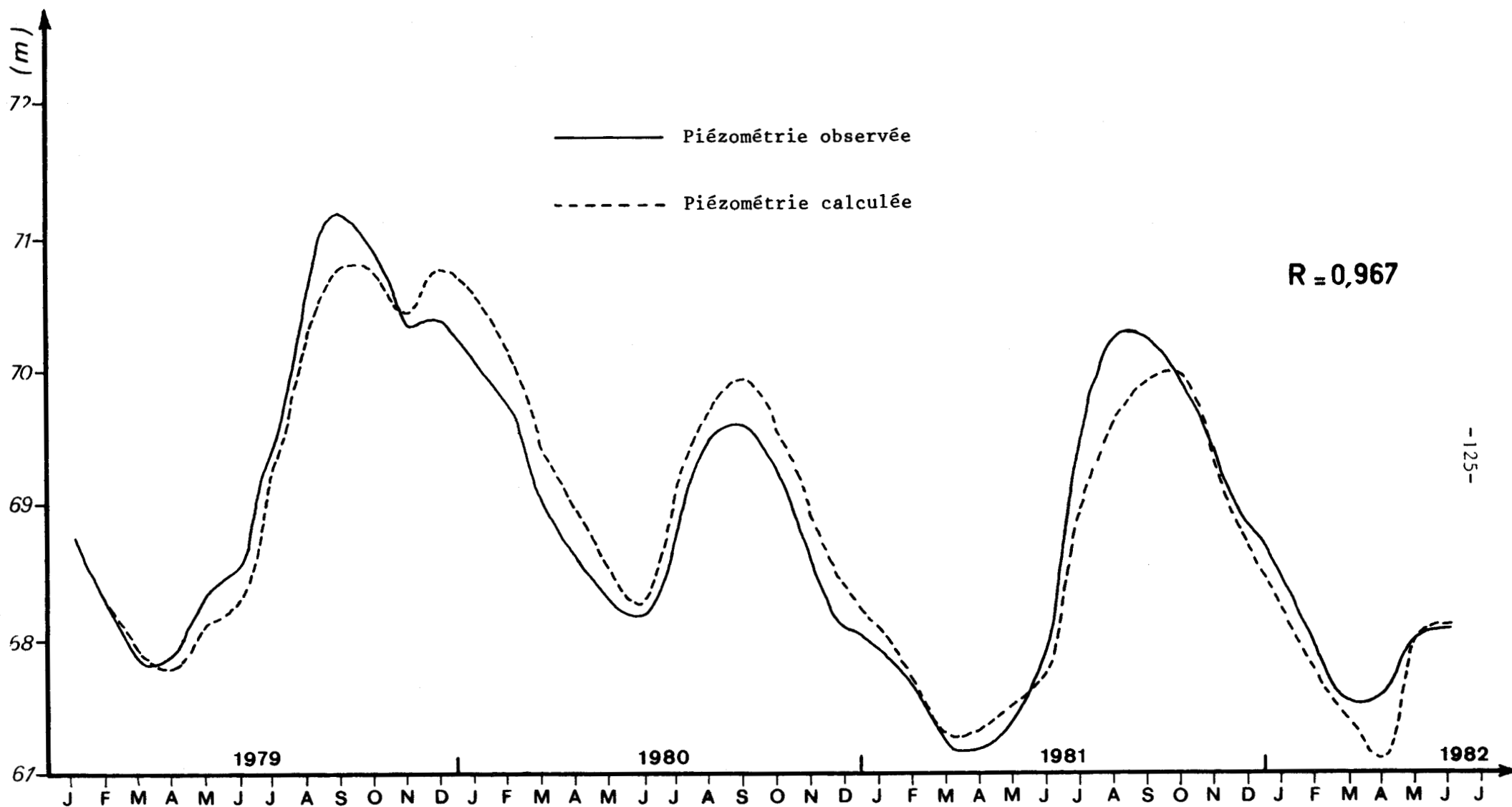


Fig. 5-7. - Fluctuations piézométriques de la nappe de l'aquifère supérieur au puits D.S.I.R. N° 7 (période janvier 1979 à juin 1982)

Le même type de symétrie autour de la valeur $k' = -1$ pour le coefficient de corrélation a été observé dans chacune des études.

B) Zones de corrélation et coefficient maximal :

Un passage du programme de corrélation croisée a été effectué avec les données brutes mensuelles des débits à Patumahoe Springs, les huit autres utilisent les valeurs lissées de ces débits (cf. paragraphe 5.5.1.2.). Les neuf zones étudiées sont présentées au tableau 5-4 avec leur coefficient de corrélation. Lorsqu'une zone englobait la lacune des données piézométriques de 1978, la corrélation a été effectuée en négligeant simplement la zone de lacune. Un tel procédé peut être utilisé car, contrairement à d'autres types d'analyse (autocorrélation, séries de Fourier), la continuité des données n'intervient pas dans le calcul du coefficient de corrélation, puisque seuls entrent en compte les écarts à la moyenne dans chacune des séries des données (cf. formule 5-15). Les commentaires de ces résultats sont présentés au paragraphe 5.6.3.2.

5.6.2.3. Application à la liaison entre modèle et débit des sources

Si une relation linéaire, conforme à la théorie, existait bien entre les données piézométriques du puits D.S.I.R. n° 7 et le débit des sources, cette relation devait également se retrouver en utilisant le modèle piézométrique à la place des données réelles. Deux passages du programme de corrélation croisée ont été effectués sur ces données et les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

Période	Type de modèle	Décalage k'	Coefficient de corrélation
oct. 76- déc. 77	$D' = \frac{1}{D} = 1,12$	$k' = -1$	$R = 0,97$
janv. 79- juin 82	$D' = \frac{1}{D} = 1,16$	$k' = -1$	$R = 0,95$

Tableau 5-3

5.6.3. Interprétation et commentaire :

L'ensemble des coefficients de corrélation obtenus en corrélation simple ou en corrélation croisée est très élevé. Ceci appelle cependant certains commentaires.

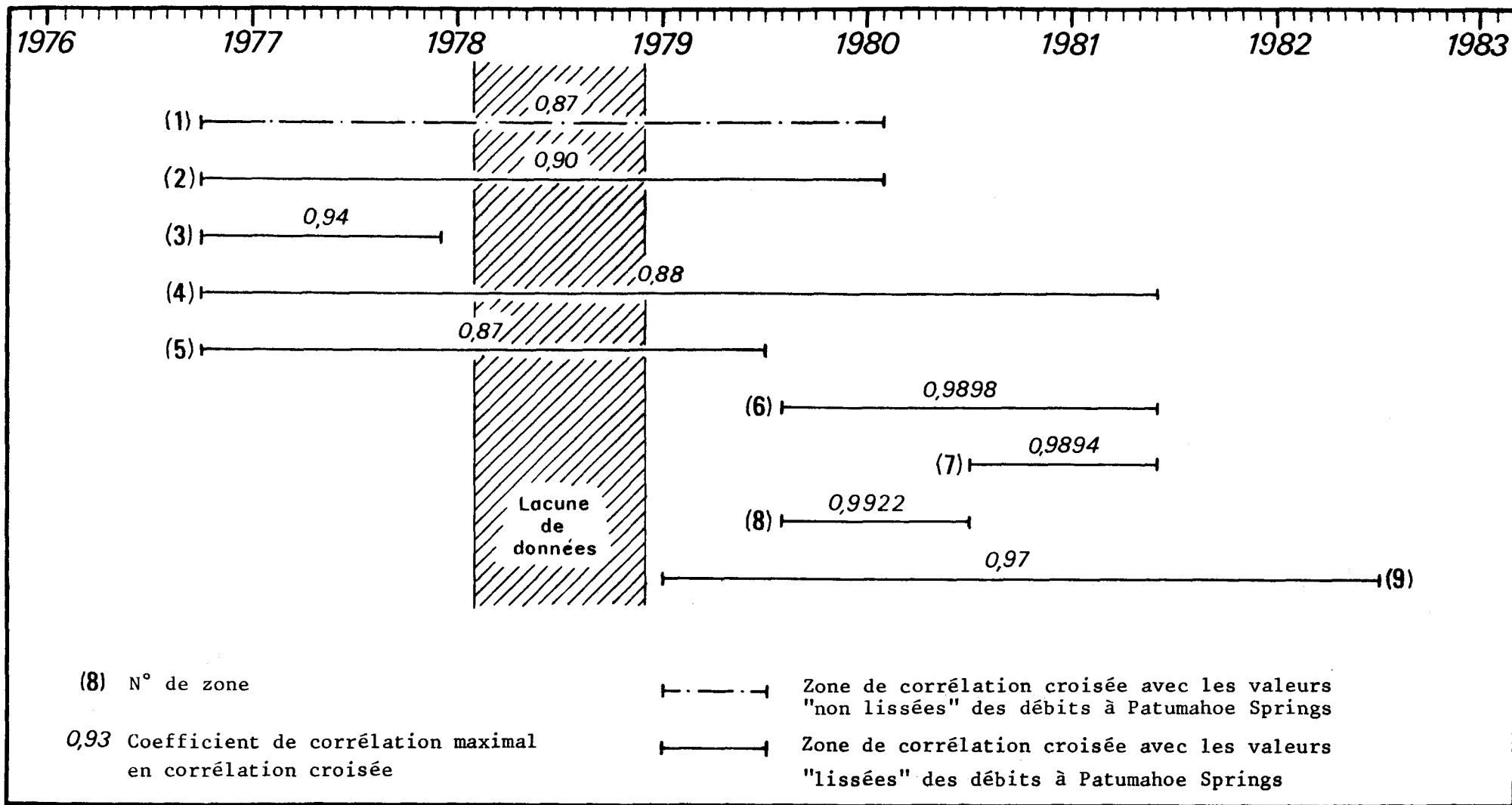


Tableau 5-4. - Valeur du coefficient de corrélation maximal entre piézométrie au puits N° 7 et débits à Patumahoe Springs. On observe les plus hauts coefficients de corrélation de part et d'autre de la lacune de données de 1978, tandis que toutes les zones de corrélation englobant cette période présentent des coefficients inférieurs (zones 2, 4 et 5, par exemple). Ce phénomène doit être interprété de la façon suivante : il existe une relation linéaire marquée entre débits et piézométrie de chaque côté de la période de lacune, mais cette relation est différente pour chaque côté de la lacune. Toute zone de corrélation englobant des données situées de part et d'autre de la période de lacune présente donc un coefficient inférieur à celui des zones encadrantes.

5.6.3.1. Corrélation entre modèle et piézométrie

Dans le paragraphe 5.6.1.2., il apparaît que les périodes correspondant aux zones A et B n'ont pas le même coefficient de décroissance D, ce qui semble peu logique, puisque D ne devrait dépendre que des paramètres physiques et hydrodynamiques du terrain ($D = \exp.-(KA\Delta t/A_1\Delta L)$).

Un essai a d'ailleurs été tenté sur la zone B en conservant pour D sa valeur dans la zone A; le coefficient de corrélation s'est avéré assez médiocre. En fait, le modèle utilisé dans cette première approche ne fait pas intervenir de pompages; or la période de calcul du coefficient D, sur la courbe, soit janvier à avril, est précisément l'époque de l'année à laquelle les pompages sont effectués. Ainsi, l'évaluation de la valeur de D sur la courbe prend en compte non seulement la véritable décroissance exponentielle de la cote piézométrique mais également l'effet de ces pompages. Il est certain que les débits totaux pompés dans l'aquifère supérieur ont augmenté de 1974 à 1979 (RUSSEL, comm. pers.) et il est compréhensible que les valeurs de D mesurées sur la courbe enregistrent cette augmentation. La diminution du coefficient D de 1974 à 1979 (il passe de 0,893 à 0,862) amène les valeurs $h_{n+1} = Dh_n$ à être plus faibles dans les données les plus récentes, ce qui va dans le sens d'un pompage plus important.

A l'appui de cette interprétation, on peut observer le comportement du modèle vis à vis de la courbe piézométrique réelle sur les données de 1974 à 1977 présentées en figure 5-6. Si les minima et maxima sont très bien rendus en mai 1974, octobre 1974, mai 1975, le modèle s'écarte déjà un peu de la réalité en 1976 et le décalage est important au maximum d'août 1977. Bien que l'on puisse objecter que la dégradation de l'ajustement du modèle proportionnellement au temps est logique avec ce type de modèle (accroché par sa première valeur aux données réelles), il reste cependant clair que l'ajustement des valeurs du modèle en 1977 aurait été amélioré par une diminution du coefficient D sur cette période (équivalent à une prise en compte de pompages) qui se serait traduite par une baisse générale des valeurs modélisées.

D'autre part, les comportements du modèle et de la nappe semblent diverger de façon significative dans un certain nombre de cas (cf. par exemple, sept. à déc. 1979 sur la figure 5-7). Dans cette zone, il semble probable que ces divergences soient également imputables à la non-prise en compte de pompages dans ce premier modèle. Dans le cas du pic des valeurs modélisées en décembre 1979 (lié aux précipitations exceptionnelles du mois précédent), il est certain que l'introduction dans le modèle des

pompages saisonniers importants de novembre et décembre aurait minimisé ce pic de façon significative.

Cependant, on peut s'étonner de l'importance que devraient présenter ces pompages pour que le modèle s'ajuste à la piézométrie dans la zone fin 1979-début 1980. Au paragraphe 5.5.2.2., il a été estimé que le volume soutiré à la nappe était de l'ordre de 5 % des apports dus à l'infiltration. Dans le cas du pic du modèle en décembre 1979, l'atténuation importante de ce pic sur les données réelles laisse envisager une autre explication. Le puits D.S.I.R. n°7 se trouve dans le cône de rabattement d'un important forage d'irrigation (cf. paragraphe 5.5.1.1.). Bien que l'influence des pompages effectués dans ce forage ait été considérée comme relativement faible (moins de 10 cm sur la valeur de la piézométrie du puits n°7), il est probable que cet effet s'ajoute aux pompages saisonniers de l'ensemble du plateau, et que le puits n°7 réagisse ainsi doublement en période de pompage.

Enfin, pour expliquer les valeurs différentes du coefficient D dans les zones A et B, il faut probablement mettre en cause le puits n°7 lui-même, qui est en fait un puits multiple à tubages concentriques, permettant la mesure du niveau piézométrique dans les aquifères supérieur et inférieur du Plateau de Pukekohe. Ce puits multiple a été développé en 1978 à partir d'un ouvrage préexistant, n'atteignant que l'aquifère supérieur et sur lequel l'enregistrement de la piézométrie de la zone A a été effectuée. La zone B présente, par contre, une piézométrie obtenue sur le nouveau puits. Il semble que des pertes soient enregistrées dans la nappe supérieure à la faveur d'un défaut d'étanchéité de cet ouvrage, amenant localement des eaux de l'aquifère supérieur à s'infiltrer dans l'aquifère inférieur. Ces pertes abaisseraient le niveau piézométrique enregistré dans le puits, et pourraient être traitées comme un pompage localisé en continu, se ramenant donc à l'explication précédente. L'existence de ces pertes sera étayée de façon quantitative au paragraphe 5.6.3.2. B.

Pour résumer, la différence des coefficients D dans les zones A et B serait donc due à la conjonction d'une augmentation des pompages entre 1976 et 1982 d'une part et à l'existence de pertes au niveau du puits n°7 à partir de 1979 d'autre part, ces pertes affectant donc la zone B uniquement.

5.6.3.2. Corrélation croisée entre piézométrie et débit des sources

Deux éléments importants de cette étude méritent une attention particulière : l'anticipation des mouvements de la nappe par le débit des sources de Patumahoe ($k' = -1$) et la variation du coefficient de corrélation en fonction de la zone étudiée.

A) Valeur $k' = -1$

Dans toutes les corrélations entre valeurs piézométriques au puits D.S.I.R. n°7 et débits à Patumahoe Springs, le meilleur coefficient de corrélation a été obtenu lorsque les valeurs des débits étaient comparées avec les cotes piézométriques du mois suivant. En d'autres termes, le débit des sources anticipe d'un mois les variations de la nappe. Cependant, comme la nappe réagit avec un mois de retard sur l'infiltration, les fluctuations de débit sont synchrones de cette infiltration et des précipitations correspondantes. On peut donc penser dans un premier temps à un effet d'onde de pression qui ferait réagir le débit des sources en phase avec l'infiltration ou le ruissellement en bordure de plateau.

Cette seconde possibilité ne doit pas être retenue, puisque tous les pics correspondant à une influence rapide des précipitations ou du ruissellement sur le débit des sources ont été éliminés (Cf. paragraphe 5.5.1.2.).

D'autre part, considérer que le débit des sources réagit par un phénomène d'onde de pression à l'infiltration (et de façon quasi instantanée à l'échelle d'un mois) pose des problèmes d'interprétation, et cadre mal avec l'existence d'un temps de transfert d'un mois pour que l'infiltration atteigne la nappe (cf. paragraphe 5.5.2.5.A, $k = 1$).

En effet, si la transmission de cette onde de pression s'effectuait en milieu non saturé, son action ne serait pas immédiate (phénomène d'inertie lié à la présence d'air dans la zone non saturée).

Pour que le débit des sources réagisse de façon presque immédiate à l'infiltration, il faudrait alors que l'onde de pression envisagée soit transmise par un milieu saturé, or le niveau piézométrique se situe à plusieurs dizaines de mètres sous la surface du plateau (une "vague" d'infiltration met d'ailleurs environ un mois pour atteindre la nappe).

De plus, si l'on considère le débit des sources comme un signal ayant une phase et une amplitude, même si ce signal est en phase avec l'infiltration, son amplitude reste liée aux cotes piézométriques atteintes le mois suivant par la nappe, or ces cotes ne dépendent pas uniquement de l'infiltration, mais également de l'état antérieur (à l'infiltration) de la nappe. Comme les débits corréleront beaucoup mieux avec les cotes du mois suivant qu'avec la piézométrie instantanée, et de façon non équivoque, trois autres interprétations sont proposées.

Sur la figure 5-8 sont représentés trois états successifs d'un bloc unitaire jugé représentatif du terrain et comportant :

- une fissure ou fracture représentant en volume un pourcentage X du bloc unitaire,
- un basalte franc, de porosité P' , et qui représente donc $(1-X)$ en volume du bloc unitaire.

Le bloc unitaire a une porosité totale P . Les trois étapes successives représentent les niveaux respectifs du fluide dans l'aquifère et dans les fissures ou fractures avant, pendant et après l'arrivée d'une "vague" d'infiltration supposée instantanée, de type impulsion en créneau; il n'est pas tenu compte de drainage dans ce cas de figure.

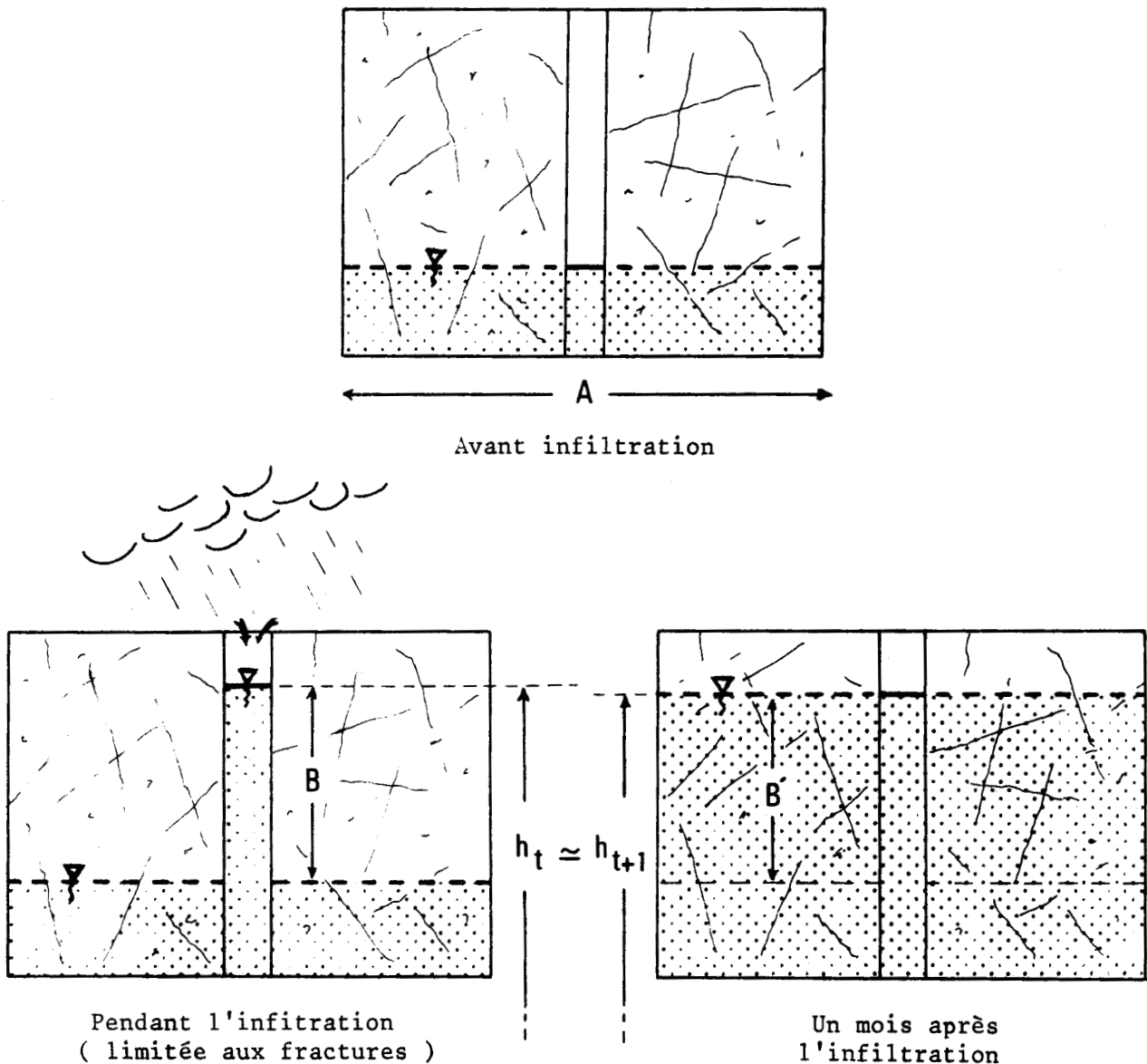


Fig. 5-8. - Diagramme présentant une des interprétations possible de l'anticipation des débits à Patumahoe Springs sur la piézométrie de l'aquifère.

On suppose qu'au moment où des précipitations sont enregistrées, l'infiltration remplit aussi instantanément un certain nombre de fissures ou fractures majeures et le débit des sources est alors directement proportionnel au niveau de l'eau dans ces fractures, alors que la cote piézométrique n'a pas encore enregistré cet apport dû à l'infiltration. Les niveaux dans les fractures et dans la nappe se mettraient ensuite lentement à l'équilibre. Cependant, pour que l'amplitude des fluctuations du débit des sources ait un haut coefficient de corrélation avec la piézométrie obtenue à l'équilibre le mois suivant, il faut supposer que ce niveau d'équilibre est proche de la cote dans les fissures au moment de l'infiltration. Pour savoir si cette condition était réalisable tout en respectant les contraintes des données expérimentales (porosité totale, porosité des basaltes francs ou microfissurés, pourcentage en volume de fracture), il a semblé nécessaire de développer quelques formules.

La porosité totale du bloc unitaire peut être exprimée par :

$$P = X + (1-X) P' \tag{5-16}$$

puisque la porosité de la fracture est égale à 1. Si l'on prend comme contrainte que $P = 10\%$ (cf. paragraphe 5.5.2.4.), l'équation (5-16) se met sous la forme :

$$0,1 = X + P' - XP'$$

soit $X = \frac{0,1 - P'}{1 - P'}$ (5-17)

Si A est la largeur du bloc unitaire, B la hauteur d'eau dans la fracture au-dessus du niveau de la nappe et B' la différence entre les deux cotes d'équilibre (cf. fig. 5-7), la conservation de la quantité d'eau contenue dans la fracture d'abord, puis dans la fracture et dans la formation ensuite permet d'écrire :

$$B \cdot AX = B' \cdot AX + B' \cdot A (1 - X) \cdot P'$$

soit $B' = \frac{BX}{X + (1-X) P'}$ (5-18)

Si l'on appelle α le pourcentage de la montée de la nappe par rapport à la montée préalable dans la fracture ($\alpha = \frac{B'}{B}$), l'équation (5-18) donne alors :

$$\alpha = \frac{B'}{B} = \frac{X}{X + (1-X)P'}$$

soit $\alpha X + \alpha(1-X)P' = X$

ou encore $X = \frac{\alpha P'}{1 + \alpha(P' - 1)}$ (5-19)

En égalant les équations (5-17) et (5-19), on obtient :

$$(0,1 - P') [1 + \alpha(P' - 1)] = (1 - P') \alpha P'$$

soit après simplification :

$$P' = \frac{\alpha - 1}{\alpha - 10} \quad (5-20)$$

On peut ainsi calculer la porosité P' des basaltes non fissurés ou microfissurés en fonction de α (formule 5-17) puis en déduire le pourcentage X des fractures dans le bloc en fonction de P' (formule 5-20); plusieurs hypothèses sont présentées dans le tableau suivant :

Pourcentage de remontée de la nappe α	Porosité du basalte franc ou micro-fissuré P'	Pourcentage des fractures X	Porosité totale P
0,80	0,0217	0,080	0,10
0,90	0,0110	0,090	
0,95	0,0055	0,095	

Tableau 5-5

Ainsi, en gardant une porosité totale de 10 %, la cote piézométrique peut rattrapper 95 % de la montée en eau dans les fractures si l'on admet un volume de fracture de 9,5 % et une porosité du basalte non fracturé de l'ordre de 0,55 %. Ces valeurs sont tout à fait conformes à celles de la littérature, notamment en ce qui concerne les basaltes denses, avec une porosité inférieure à 1 % (SCHOELLER, 1962). Cette porosité des basaltes denses, récents, peu altérés a d'ailleurs été étudiée (FAUST, 1978) au niveau de l'ouverture des fractures et des joints. Aux fractures tectoniques d'ouverture décimétrique, s'ajoutent des fissures d'ordre décimétriques à centimétriques dues à l'altération. Enfin, les joints de refroidissement dont l'ouverture est très réduite (inférieure à 0,6 mm et dans 50 % des cas inférieure à 0,04 mm), donnant une très faible porosité aux blocs non fissurés tectoniquement ou par altération.

Cette première interprétation présente le cas extrême où toute l'infiltration est supposée être concentrée dans les fractures; ces fractures seraient interconnectées, suffisamment larges pour transmettre la charge due à l'infiltration de façon rapide (à l'échelle du pas de temps mensuel utilisé). En période de recharge, elles alimenteraient l'aquifère, tandis qu'en période de descente de la nappe, ces fractures se vidangeraient les premières (réagissant ainsi encore en avance sur la nappe) et draineraient l'aquifère. Le procédé présenté figure 5-8 se déroulerait en continu, avec une piézométrie dans l'aquifère présentant toujours un retard sur le niveau existant dans les fractures.

Il y aurait d'ailleurs une certaine analogie entre le comportement de l'aquifère dans cette interprétation et les phénomènes observables en régime karstique (MANIA et RAMON, 1980) où l'on peut parfois remarquer :

- un écoulement à concentration rapide par l'intermédiaire de conduits de grande dimension,
- un écoulement à réponse retardée correspondant à différents phénomènes, selon les terrains (égouttement de terrains d'altération, vidange de zones fissurées, etc.).

Cependant, les arguments de terrain suivants restreignent l'utilisation de ce modèle schématique :

- les types de roches volcaniques formant le Plateau de Pukekohe ne se limitent pas uniquement aux seuls basaltes, mais incluent des matériaux tels que cendres, scories ou tufs dont la porosité dépasse largement celle des basaltes francs du modèle présenté;
- les hautes transmissivités constatées au puits D.S.I.R. N°7 lors du pompage d'essai effectué sur le forage d'irrigation adjacent (cf. paragraphe 5.5.1.1.) cadrent mal avec le modèle proposé : si le puits équipé du limnigraphe ne rencontre pas de fractures majeures, il devrait alors avoir des transmissivités très faibles (ce n'est pas le cas). Si ce puits est connecté avec une ou plusieurs fractures importantes, alors il ne refléterait pas le niveau piézométrique des basaltes microfissurés, mais celui des fractures, et réagirait donc en phase avec le débit aux sources et l'infiltration, ce qui n'est pas le cas non plus.

Une deuxième interprétation est proposée. Elle fait intervenir conjointement un remplissage rapide des fractures (apport par ruissellement au niveau des zones fracturées) lors d'une vague d'infiltration, et également un transfert d'une partie de cette infiltration à travers l'aquifère vers la surface piézométrique, selon un schéma présenté en figure 5-9.

Dans cette seconde interprétation, il est encore supposé que le niveau de la nappe rattrape au bout d'un mois le niveau existant dans les fractures juste après l'infiltration. Cette condition est impérative pour qu'il existe un très haut coefficient de corrélation entre le débit instantané et la piézométrie du mois suivant (cf. paragraphe 5.6.2.3., $R = 95$ à 97%).

BU
LILLE

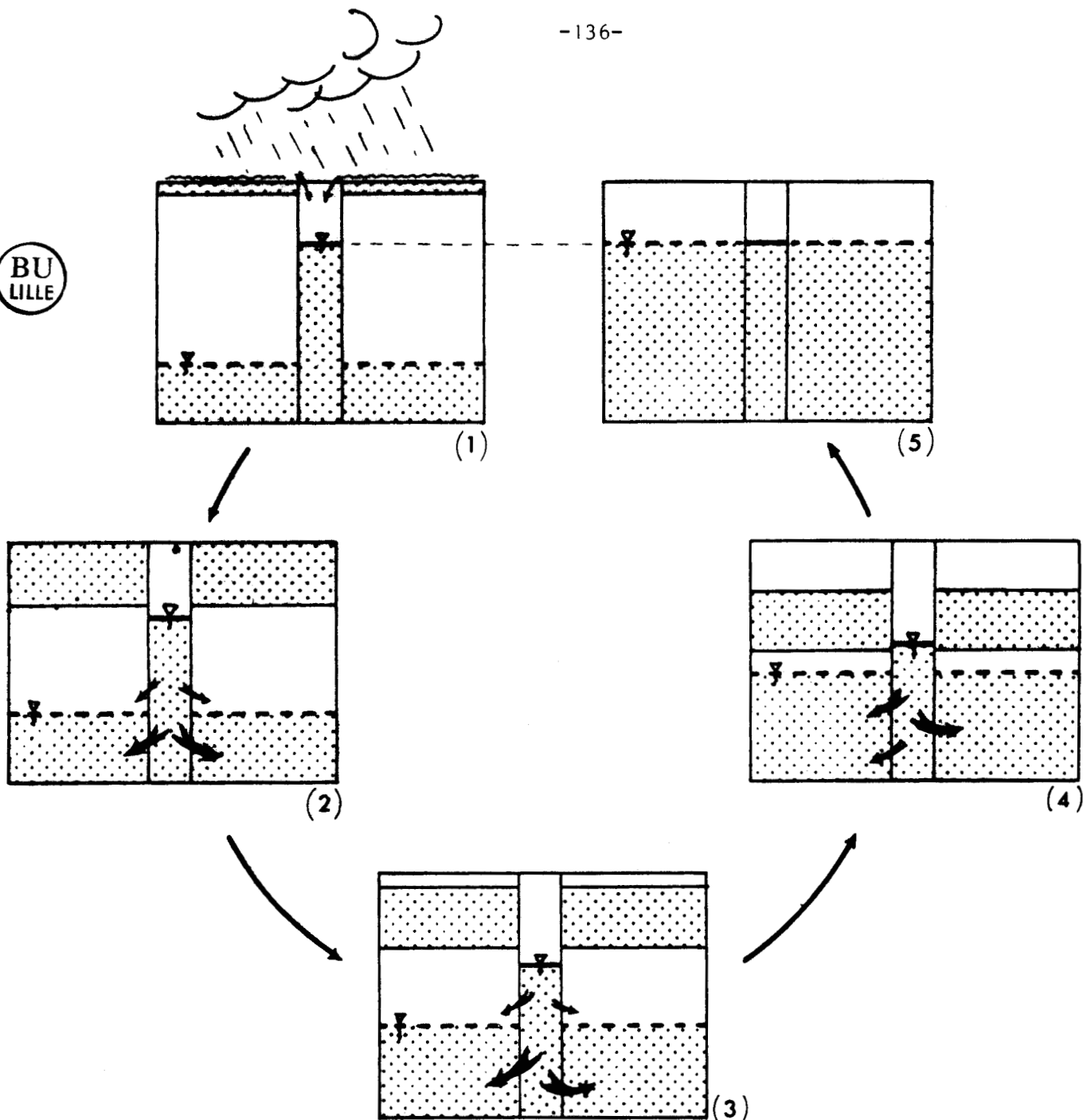


Fig. 5-9. - Second diagramme présentant une des interprétations possible de l'anticipation des débits à Patumahoe Springs sur la piézométrie.

En utilisant la même terminologie pour X, P et P', introduisons Y qui représente le pourcentage de l'infiltration totale qui est introduit dans les fractures et I cette infiltration totale (en volume) sur le bloc unitaire. L'égalité des cotes dans la fracture et dans l'aquifère (diagrammes (1) et (5) de la figure 5-9) permet d'écrire :

$$\frac{I \cdot Y}{X} = \frac{I(1-Y)}{(1-X)P'} \quad \text{soit} \quad \frac{Y}{1-Y} = \frac{X}{(1-X)P'} \quad (5-21)$$

D'autre part, l'équation (5-16) peut être écrite :

$$P' = \frac{P-X}{1-X} \quad (5-16)$$

et en remplaçant P' par sa valeur dans (5-21), on a :

$$\frac{Y}{1-Y} = \frac{X}{P-X} \quad (5-22)$$

en exprimant Y dans cette équation, et en attribuant à P la valeur 0,1 (la porosité totale du bloc est fixée à 10 %), on obtient :

$$Y = \frac{X}{0,1} \quad \text{soit} \quad \boxed{Y = 10 X} \quad (5-23)$$

L'équation (5-23) lie donc le pourcentage de fracture (en volume) à la part de l'infiltration que ces fractures doivent recevoir pour que l'équilibre soit obtenu dans la nappe au même niveau que celui atteint initialement dans les fractures. Le tableau 5-6 présente quelques couples de ces valeurs.

Pourcentage en fracture (X)	Pourcentage de l'infiltration (Y)	Porosité P'	Porosité P
0,01	0,10	0,091	0,1
0,03	0,30	0,072	
0,06	0,60	0,042	
0,10	1,00	0,000	

Tableau 5-6

Ainsi le modèle proposé est réalisable si, par exemple, des fractures représentant environ 1 % du volume de l'aquifère drainent 10 % du total de l'infiltration. La porosité de la partie non fracturée de l'aquifère reste dans ce cas proche de 9 %, ce qui est en accord avec les données de terrain, et plus compatible avec les fortes transmissivités obtenues au puits n°7 que

les valeurs du modèle précédent.

Pour tester cette hypothèse, on se propose de construire un modèle de fluctuation de la source qui ne soit plus lié à la piézométrie dans la nappe mais au niveau supposé de l'eau dans les fractures majeures interconnectées. Au lieu d'utiliser la formule :

$$h_t = D.h_{t-1} + I_{t-1}$$

valable pour la nappe, on supposera que l'infiltration est instantanée dans les fractures et que le niveau de l'eau peut y être repéré par une formule du type :

$$h'_t = D.h'_{t-1} + I_t \quad (5-24)$$

On notera que I_t est entré dans les calculs de la formule (5-24) sous forme de hauteur d'eau; comme l'on suppose que 10 % en volume de l'infiltration remplit des fractures représentant seulement 1 % du volume de l'aquifère, une infiltration égale à 1 cm d'eau amène une élévation de 10 cm dans les fractures. Pour tenir compte de ce facteur, les infiltrations sont entrées en millimètre dans ce modèle où l'unité de hauteur est le centimètre (cf. définition de I_t au paragraphe 5.3.1.).

Pour démarrer cette série de calculs, il était nécessaire de se donner une valeur de départ h'_0 . Deux possibilités se présentaient :

- . prendre pour h'_0 la valeur de la piézométrie h_1 du mois suivant (axiome de base de ce modèle, puisque l'on suppose que le niveau atteint instantanément dans les fractures est rejoint par celui de la nappe au bout d'un mois);
- . considérer que les cotes h'_t sont tantôt supérieures, tantôt inférieures aux cotes h_t , et que l'égalité de ces deux cotes se produit pratiquement dans les pics hauts et bas de la piézométrie; la valeur de départ h'_0 pouvait donc être prise égale à h_0 dans un de ces pics.

Le modèle a été testé sur la période 1979-1982. La valeur de départ h'_0 a été prise égale à la cote piézométrique de mars 1979 (cf. figure 5-7). On peut remarquer que, vu la quasi égalité des cotes piézométriques en mars et avril 1979, les deux critères de choix de h'_0 sont remplis simultanément en mars 1979. Les résultats sont présentés dans le tableau ci-après :

Période de corrélation	Coefficient de corrélation	Droite de régression $Q_t = Ah'_t + B$
mars 1979 à juin 1982	R = 0,95	A = 26,9 B = -1714

Tableau 5-7

En utilisant les coefficients de la droite de régression, des valeurs modélisées du débit de la source ont été calculées; les fluctuations de ce modèle et celles des débits réels sont présentées en figure 5-10. Le haut coefficient de corrélation obtenu (95 %) pourrait confirmer les hypothèses émises dans cette seconde interprétation, à savoir un débit de Patumahoe Springs directement lié au remplissage de fractures concomitant à l'infiltration.

Une troisième interprétation peut être présentée afin d'expliquer le déphasage entre les débits à Patumahoe Springs et la piézométrie au puits D.S.I.R. n°7. Elle propose l'existence de deux aquifères partiellement superposés et interpénétrés (cf. figure 5-11) dans la zone de ce puits. Les épaisseurs de basalte augmentent lorsque l'on s'éloigne du puits vers le S-E, en direction du cône volcanique (Pukekohe Hill). La cote moyenne dans la nappe au puits n°18 est supérieure à celle du puits n°7 de quelques mètres, et l'amplitude des variations y est supérieure de plus d'un mètre (DOWDLE, 1980). On peut admettre, comme le suggère la figure, que les sources de Patumahoe réagissent au niveau piézométrique de la nappe dans la zone des puits n°20 et 18, et que la nappe réagit rapidement à l'infiltration dans cette zone puisqu'en cet endroit, l'aquifère est principalement basaltique, avec des fractures majeures. Par contre, au puits n°7, les épaisseurs de basalte sont faibles en regard de celles des scories, cendres etc... et il est probable que la nappe réagisse beaucoup plus lentement à l'infiltration et au drainage (retard à l'infiltration,

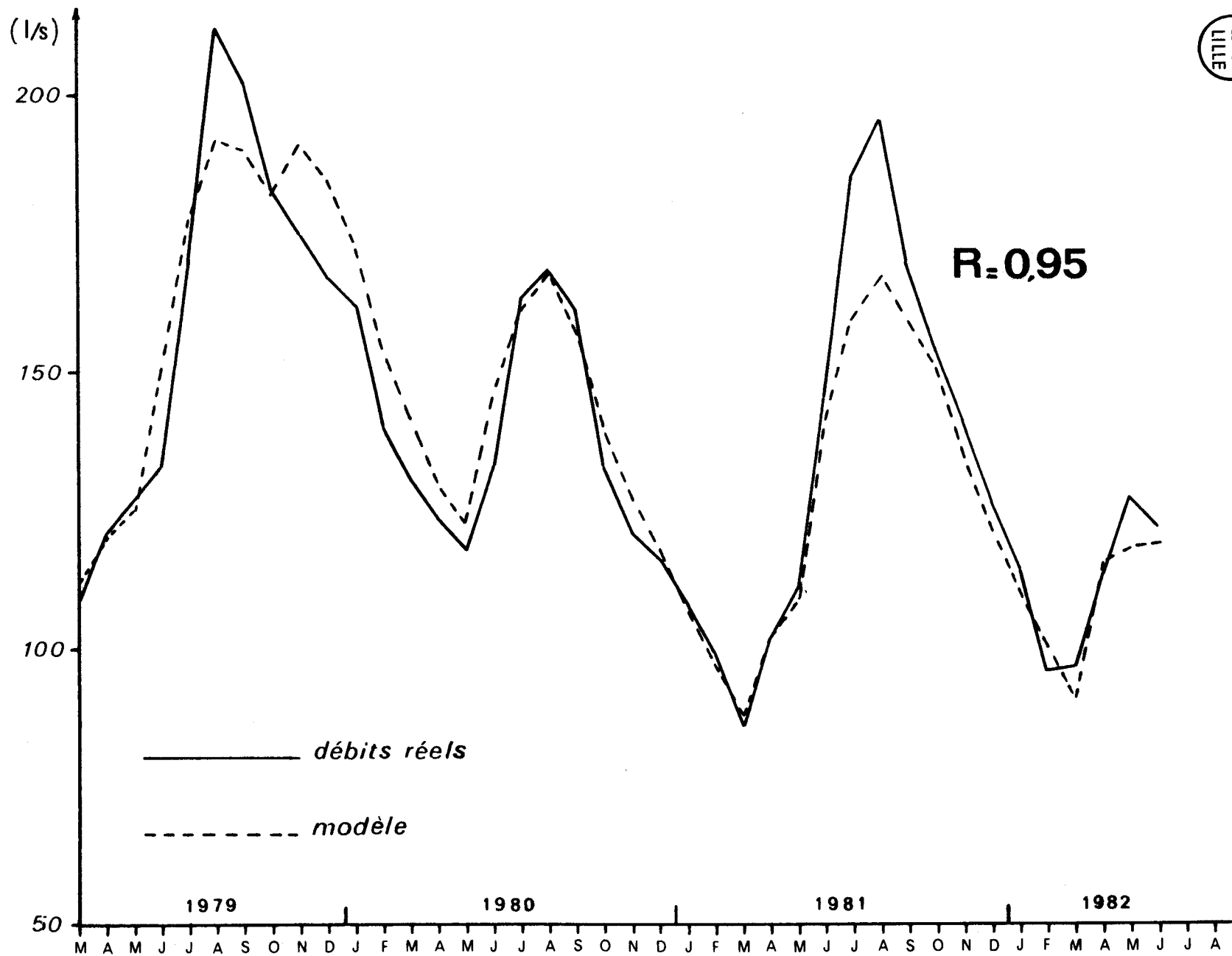


Fig. 5-10. - Modèle de fluctuation de débits à Patumahoe Springs liés au remplissage d'un réseau de fractures. Ce remplissage est supposé répondre de façon instantanée aux précipitations.

pertes de charges dans les cendres et scories, effet de rétention, etc...). Les sources de Patumahoe réagiraient donc à la charge dans la partie essentiellement basaltique de l'aquifère au S-E du puits n°7, de façon très rapide grâce aux possibilités de mise en pression des fractures du basalte de Franklin. La piézométrie au puits n°7 suivrait de façon décalée et amortie ces fluctuations de charge.

Dans les trois interprétations présentées, il est en fait toujours fait appel à deux aquifères différents (soit interpénétrés pour les deux premières, soit encastrés l'un dans l'autre pour la troisième) pour caractériser les réactions du système aquifère supérieur de Pukekohe: un premier aquifère caractérisé par une mise en pression rapide consécutive à l'infiltration et révélant certainement l'existence d'un réseau de fractures localisé dans les basaltes, un second aquifère de porosité probablement plus importante mais accusant des pertes de charges qui influencent la cinétique de ses fluctuations piézométriques.

Aucune des interprétations présentée n'est à elle seule pleinement satisfaisante, mais la complexité du système aquifère supérieur de Pukekohe peut certainement être appréhendée par une combinaison de ces différentes hypothèses.

B) Zones de corrélation

Les différentes zones étudiées en corrélation croisée (Tableau 5-3) entre débits à Patumahoe Springs et hauteur de la nappe au puits n°7 amènent quelques commentaires.

On observe d'abord une amélioration du coefficient R avec le lissage des données brutes de débit. L'élimination (probablement imparfaite) des pics dus aux précipitations et aux pompages dans le réservoir du seuil jaugeur de Patumahoe Springs sur des données de débit augmente le coefficient de corrélation et semble donc être justifiée.

D'autre part, toutes les zones englobant la période de lacune de 1978 ont une valeur de R inférieure aux zones situées de part et d'autre de cette période (zone 4 et 2, par exemple, comparées aux zones 3 et 9). Ceci s'explique

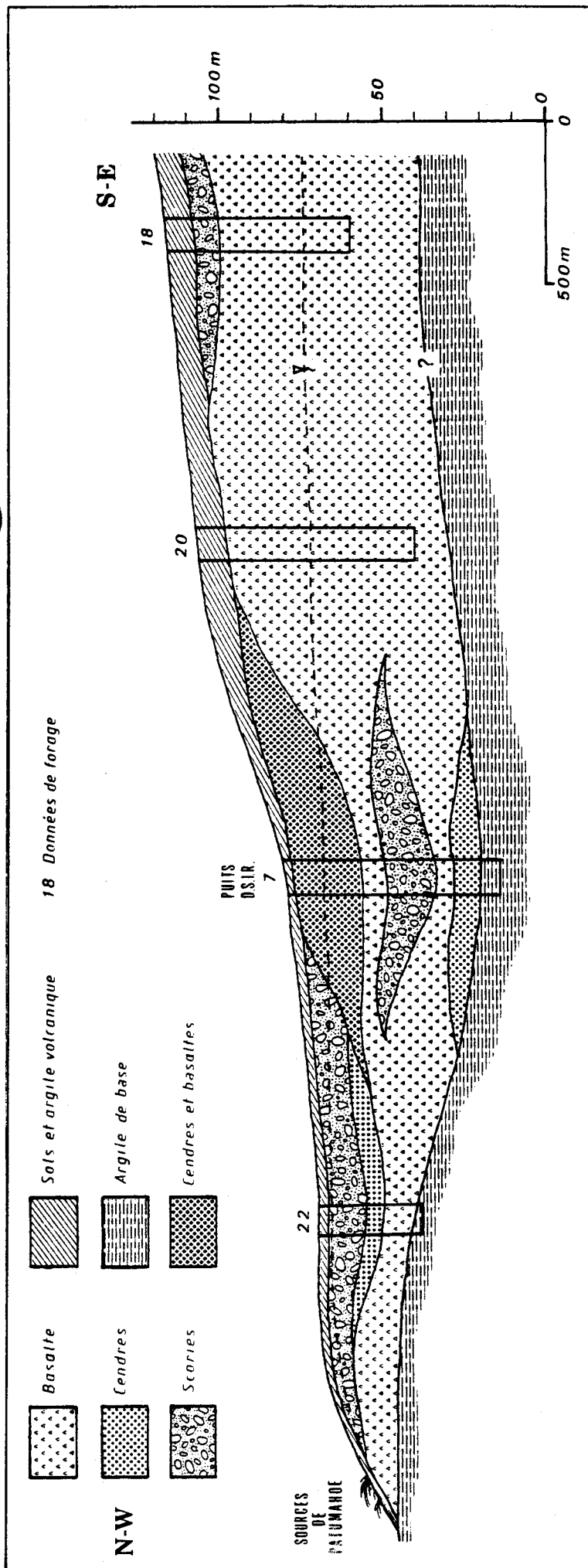


Fig. 5-11. - Coupe interprétative d'une partie de l'aquifère supérieur à partir des données de forages.

Les épaisseurs du basalte au puits n°7 sont faibles et il est possible que le puits ne recoupe pas de fracture majeure. Par contre, un réseau de fractures interconnectées pourrait exister entre Patumahoe Springs et la zone des puits 18 et 20, amenant le débit des sources à réagir de façon rapide au niveau piézométrique de cette zone. La piézométrie au puits n°7 suivrait cette dernière avec un retard d'environ un mois (données de forages tirées de A.R.W.B., 1977).

si l'on observe la répartition, sur la figure 5-12, des points représentant les couples de mesures piézométrie-débit, pour les zones 3 et 9. Les points de chaque zone se répartissent assez bien de façon linéaire, rendant ainsi compte des hauts coefficients de corrélation calculés dans chaque zone, tandis que l'ensemble du nuage de points présente une dispersion plus importante, ce qui se traduit par un coefficient de corrélation global plus faible (cf. zone 4). Cependant, ce type de répartition en deux nuages distincts, mais présentant chacun un haut coefficient de corrélation paraît surprenant. La liaison entre piézométrie et débit change brusquement au cours de l'année 1978, avec une "abscisse à l'origine" différente pour les deux droites de régression. Cette valeur de la cote h pour laquelle le débit est nul représente en effet la cote moyenne des sources. Une interprétation possible serait de supposer que le niveau moyen des sources a baissé au cours de l'année 1978. Bien qu'aucun argument ne permette de rejeter cette hypothèse de façon catégorique, il ne semble pas qu'il faille l'admettre pour les motifs suivants :

- une telle baisse du niveau devrait être subite, limitée à l'année 1978, et peu importante ou inexistante sur les périodes encadrantes, vu les hauts coefficients de corrélation que l'on y observe;

- il n'existe aucune cause évidente, reconnue, pour une telle baisse de niveau;

- on devrait assister à une migration des sources de l'ordre d'une centaine de mètres vers la base du plateau (cf. figure 1-17). Ceci n'a pas, à ma connaissance, été observé.

Une autre hypothèse peut être présentée. Le puits D.S.I.R. n°7 a été modifié durant l'année 1978 afin de transformer cet ouvrage qui n'atteignait que l'aquifère supérieur en un puits multiple donnant également accès à l'aquifère inférieur. Comme cela a été proposé au paragraphe 5.6.3.1., il est probable qu'à la faveur d'un défaut d'étanchéité de ce puits, une partie des eaux de l'aquifère supérieur s'infiltreront vers la nappe inférieure, créant ainsi localement une baisse du niveau piézométrique supérieur observé dans le puits. La droite de régression de la zone 3, sur la figure 5-12, représenterait donc la véritable liaison entre piézométrie et débits, tandis que celle de la zone 9 ne serait que le résultat d'une translation vers des valeurs inférieures de h d'une droite du type de celle de la zone 3.

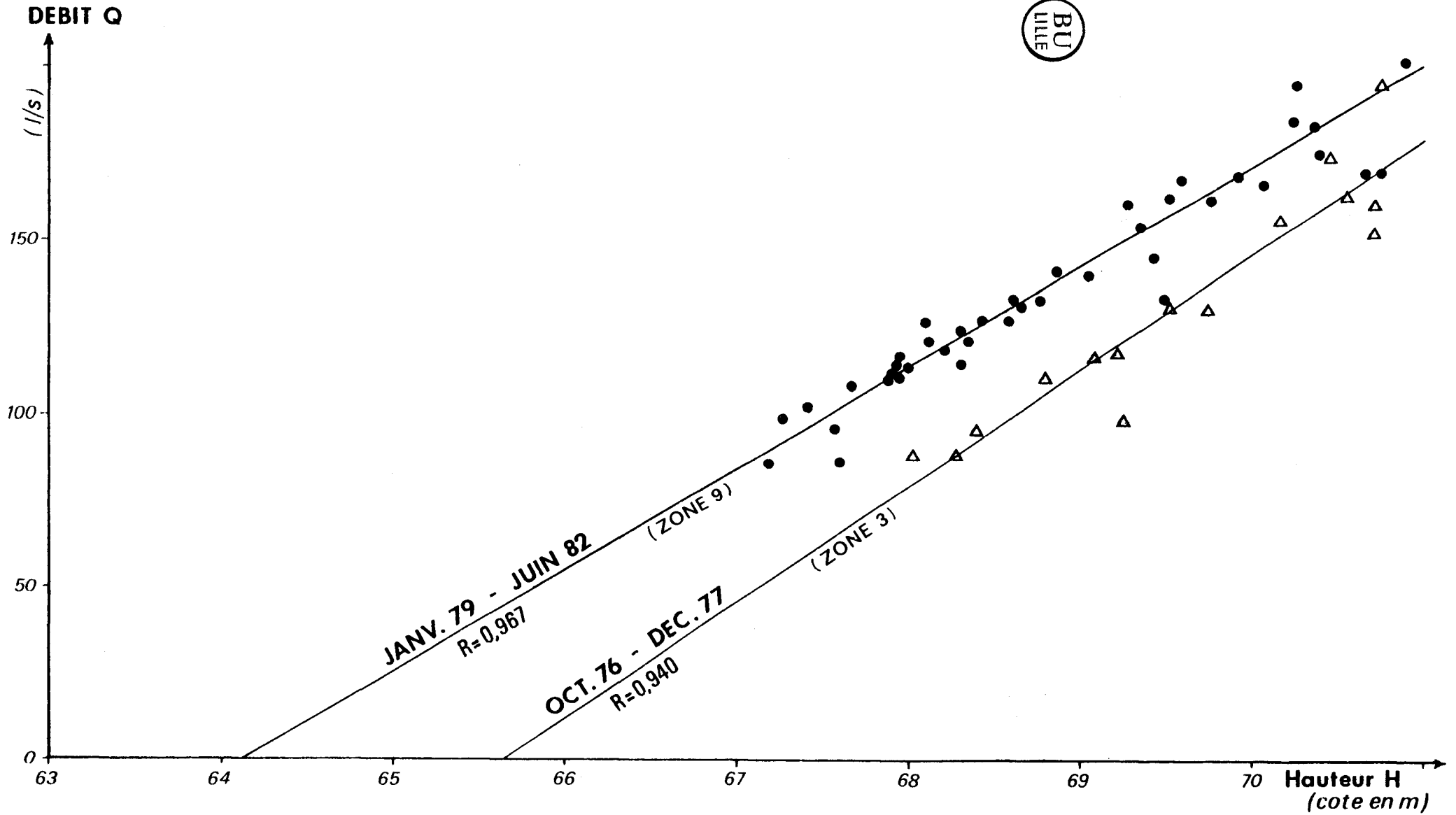


Fig. 5-12. - Droites de régression entre piézométrie au puits N° 7 et débits à Patumahoe Springs pour les périodes janvier 1979 - juin 1982 et octobre 1976 - décembre 1977. Ces deux périodes encadrent l'année 1978 où le puits N° 7 a fait l'objet de travaux en vue de le transformer en un ouvrage atteignant les deux aquifères simultanément. La période la plus récente (correspondant à la zone 9) est caractérisée par une droite de régression qui peut être interprétée comme la translation de la droite de la période précédente (zone 3) vers des valeurs inférieures de H. Cette baisse de niveau piézométrique serait due à des pertes de la nappe supérieure vers l'aquifère inférieur.

Deux arguments viennent étayer cette hypothèse :

- l'abscisse à l'origine de la zone 3 est égale à 65,60 m, ce qui est conforme d'une part à la valeur de 65 m choisie (pour le modèle non "calé") à partir de la carte piézométrique et, d'autre part, à la valeur 66,25 m obtenue à un stade ultérieur de l'étude (dans le modèle optimisé) pour le niveau moyen des sources. A l'opposé, la valeur de 64,12 m de la zone 9 semble trop faible;

- la possibilité de pertes au puits D.S.I.R. n°7 était déjà envisagée par le Water Board avant que cette étude ne soit entreprise (RUSSEL, comm. person.)

Ces pertes seraient suffisamment importantes pour faire chûter d'environ 1 m les valeurs de la piézométrie au puits n°7.

5.7. PROGRAMME INFORMATIQUE

Le modèle mathématique présenté au paragraphe 5-3 a été utilisé dans un premier temps sans l'aide de l'ordinateur (donc sans calage), à des fins de prévision sur des données du passé. Le programme présenté ici poursuit des objectifs différents.

5.7.1. Objectifs

Le développement de ce programme répond aux deux objectifs suivants :

- . caler le modèle par ajustement à une série de données piézométriques connues, en tentant d'améliorer le coefficient de corrélation entre données et modèle par modification des différents paramètres d'ajustement;
- . permettre l'introduction de pompages fictifs dans le modèle afin d'observer la dégradation du niveau piézométrique ainsi que la diminution du débit des sources.

5.7.2. Langage et logiciels utilisés

Le programme qui a été développé dans cette étude est écrit en BASIC, sous le nom de Prog2 et passe sur Hewlett-Packard 9845-A; l'ensemble des questions posées par le programme s'affichent sur l'écran, tandis que les sorties numériques sont frappées sur imprimante. Enfin, les données susceptibles d'impression

graphique sont stockées, si l'utilisateur le désire, sur fichier. Un programme de traçage standard, nommé PLOT a été utilisé pour l'impression de ces graphes. Ce programme reprend dans le fichier les variables que l'on désire voir figurer simultanément sur un graphe, et effectue leur tracé ainsi que l'impression des titres, axes, etc... L'ensemble du programme Prog2 est rédigé en anglais. Un organigramme et un listing du programme, tous deux en français, sont présentés en annexe 1, ainsi que le mode d'utilisation de ce programme et les commentaires qui s'y rattachent.

5.7.3. Termes utilisés

Les termes suivants sont utilisés dans le programme :

- LEV1 (pour level = niveau) est un fichier contenant les valeurs de la piézométrie mensuelle au puits D.S.I.R. n°7. Afin de garder les unités employées pour le Water Board, cette piézométrie est entrée en centimètres (au-dessus du niveau de la mer).
- Z est une valeur moyenne de la cote des sources drainant le Plateau de Pukekohe, notamment celles de Patumahoe. Cette valeur est également entrée en centimètres.
- LEV2 représente une modification des valeurs de LEV1, afin de ramener toutes ces valeurs à des cotes au-dessus du niveau moyen des sources (ligne 629 : $LEV2(I) = LEV1(I) - Z$). Ce fichier est créé directement par le programme.
- INF1 (pour infiltration) est un fichier contenant les valeurs moyennes mensuelles de l'infiltration (calculées à partir des précipitations à la station météorologique de Pukekohe et des formules d'évapotranspiration de Penman). Ces valeurs sont entrées dans le programme en millimètres.
- F appelé dans les résultats imprimés "coefficient d'infiltration" est une valeur numérique par laquelle sont multipliées toutes les valeurs de INF1 avant d'être additionnées dans le modèle (ligne 630 : $INF2(I) = INF1(I) * F$). Etant donné que INF2(I) est ainsi additionné à la piézométrie du modèle sans autre modification, et les valeurs d'infiltration étant en millimètre alors que celles du modèle de piézométrie sont en centimètres, l'utilisation de la valeur $F = 1$, par exemple, implique que l'on suppose que la porosité est de 10 %. La modification du paramètre F permet donc de faire varier la porosité supposée du terrain.

- INF2 est donc dérivé de INF1 par multiplication par F, comme vu précédemment.
- PUMP1 est un fichier que l'on remplit à l'aide des valeurs supposées des pompages réels (aucune donnée précise n'est disponible), dans le cas où l'utilisateur ne cherche qu'à caler au mieux le modèle sur les données réelles des fluctuations piézométriques dans le puits. Ce fichier peut également être utilisé avec le mode de prévision des effets de pompages supplémentaire. Chaque valeur mensuelle doit alors contenir la somme des pompages réels (supposés) et des pompages fictifs supplémentaires. Il doit cependant être gardé à l'esprit que, lors de la création de ces valeurs de pompage, l'on doit tenir compte de la valeur de la porosité, puisque les valeurs entrées dans PUMP1 sont équivalentes à une hauteur d'eau et directement soustraites aux valeurs de la piézométrie du modèle. Un exemple d'application est donné dans PUMP2.
- P appelé ici "coefficient de pompage" transforme toutes les valeurs de PUMP1 par un facteur multiplicatif (ligne 640, $PUMP2(I) = PUMP1(I) * P$). Ceci permet de modifier rapidement les valeurs de pompages dans la phase de calage du modèle, en conservant les rapports entre valeurs de pompage des différents mois, et sans avoir à réintroduire une série complète de données dans PUMP1.
- PUMP2 représente l'ensemble des valeurs obtenues en multipliant les valeurs de PUMP1 par P. Ces valeurs sont alors directement soustraites de la piézométrie du modèle pour le mois considéré. Si les pompages, par exemple, sont supposés nuls de janvier à octobre et qu'ils sont fixés aux valeurs de 10 en novembre et 20 en décembre, le modèle verra sa piézométrie diminuée de 10 cm et 20 cm respectivement pour ces deux mois; en supposant une porosité de 10 %, ceci est équivalent au pompage d'une "couche" de 3 cm sur l'ensemble du plateau (2 cm + 1 cm) pour un cycle annuel, soit 300 m³/ha par saison. Si le meilleur ajustement du modèle est obtenu pour $P = 1,2$, la ponction saisonnière effectuée sur la nappe est égale à 360 m³/ha. Pour une surface irriguée d'environ 800 ha, la valeur totale des pompages s'élève donc dans ce cas à 288.000 m³ par an.
- MOD correspond au calcul des valeurs du modèle de fluctuation de la nappe au puits D.S.I.R. n°7 (ligne 680 : $MOD(I) = D * MOD(I-1) + INF2(I-1) - PUMP2(I)$). Au départ, le modèle prend la première valeur de LEV2 (ligne 660 : $MOD(1) = LEV2(1)$), puis progresse de lui-même, en utilisant sa valeur au pas de temps précédent multipliée par un "coefficient de décroissance" D, la valeur de l'infiltration du mois précédent

(puisque'il a été montré que l'infiltration mettait environ un mois pour atteindre la nappe), et la valeur des pompages, dont l'action est considérée comme immédiate.

D est appelé dans le commentaire "coefficient de décroissance". Il est égal à $e^{-K_2 \Delta t}$ qui est une constante puisque le pas de temps Δt ne varie pas. Ce coefficient est inférieur à 1 et imprime donc au modèle sa tendance à la baisse en l'absence d'infiltration. Plus D est faible, plus les valeurs du modèle tendent à être inférieures aux cotes réellement observées dans les puits. Dans une certaine mesure, il contrebalance, dans la phase de calage, l'effet de l'infiltration. Le calage du modèle, au niveau du coefficient de corrélation, peut parfois rester stable ou même être amélioré lorsque l'on augmente F conjointement à une diminution de D. Cependant, un tel procédé tend à améliorer le calage du modèle partout sauf dans les valeurs extrêmes, c'est-à-dire les zones hautes et basses de la piézométrie du modèle. Or ces zones sont certainement les parties les plus importantes de la courbe. Ce point sera plus amplement développé au paragraphe 5.8.1.

N correspond au nombre total de valeurs introduites dans les fichiers (piézométrie, infiltration, pompages et débits à la source). Le nombre des données doit donc être identique pour chaque fichier.

SPRING est un fichier contenant les valeurs des débits moyens mensuels à Patumahoe Springs. Aucune unité particulière n'est nécessaire. Ces valeurs doivent impérativement être entrées dans le fichier de façon particulière : comme cela a été montré précédemment, le débit aux sources réagit de façon synchrone à l'infiltration tandis que la piézométrie enregistre cette infiltration avec un retard d'un mois. Il s'en suit un coefficient de corrélation maximal lorsque les valeurs de débit sont corrélées avec la piézométrie du mois suivant. Afin de prendre en compte cet effet, il a semblé plus simple de créer un fichier de débit ayant toutes ses valeurs en avance d'un mois sur celles des autres fichiers (si LEV1, INF1 et PUMP1 débutent en janvier 1979, par exemple, la première valeur de SPRING sera celle de décembre 1978).

SPRMOD1 (pour Spring Model) est un modèle de débit à Patumahoe Springs basé sur les valeurs de MOD. Pour des raisons de traçage, SPRMOD1 est réservé pour un modèle sans pompages supplémentaires, tandis que SPRMOD2 est calculé à partir d'un modèle prenant en compte non seulement les pompages réels mais

également des pompages supplémentaires fictifs. Ces deux modèles de la source sont calculés de la manière suivante : la droite de régression entre SPRING et MOD est calculée; ses coefficients A_1 et B_1 sont ensuite utilisés pour créer SPRMOD1 (ou SPRMOD2) :

$$\text{SPRMOD1 (I)} = A_1 * \text{MOD (I)} + B_1$$

SPRMOD2 est équivalent à SPRMOD1, mais est utilisé à des fins de prévision. Les valeurs de MOD utilisées font appel à des données de PUMP2 comprenant les pompages réels plus des pompages fictifs.

5.8. RESULTATS

Dans une première phase, les différents paramètres F, P, D et Z ont été ajustés afin de caler le modèle, ce qui a permis d'obtenir des sorties graphiques comparant le modèle et les données réelles, tant pour la nappe que pour les sources. Ensuite, les réactions du modèle à des pompages supplémentaires ont été analysées.

5.8.1. Calage du modèle

Afin de juger de l'influence de la modification d'un paramètre pour le calage du modèle, il a été fait appel à deux critères simultanément :

- le coefficient de corrélation entre modèle et piézométrie,
- les coefficients de la droite de régression entre modèle et piézométrie (A_0 et B_0).

Il s'est avéré, en effet, que l'emploi du seul coefficient de corrélation est insuffisant pour juger du calage du modèle. Si un modèle Y calquait parfaitement des données réelles X, la droite de régression $Y = A_0.X + B_0$ se ramènerait à $Y = X$ ($A_0 = 1$, $B_0 = 0$). Or il est possible de voir le coefficient de corrélation augmenter alors que les coefficients de la droite de régression s'écartent progressivement des valeurs idéales 1 et 0 respectivement. La figure 5-13 présente une telle situation : une augmentation de F conjointement à une diminution de D amène une amélioration de R de plus de 2,5 %, alors que la droite de régression s'écarte de plus en plus de l'idéal $Y = X$. Si l'on trace les variations du modèle en comparaison de la piézométrie avec les valeurs des paramètres $F = 1,6$ et $D = 0,78$ (cf. fig. 5-14), il apparaît en effet une dégradation nette de l'ajustement du modèle, et de façon accentuée dans les zones hautes et basses de la piézométrie.

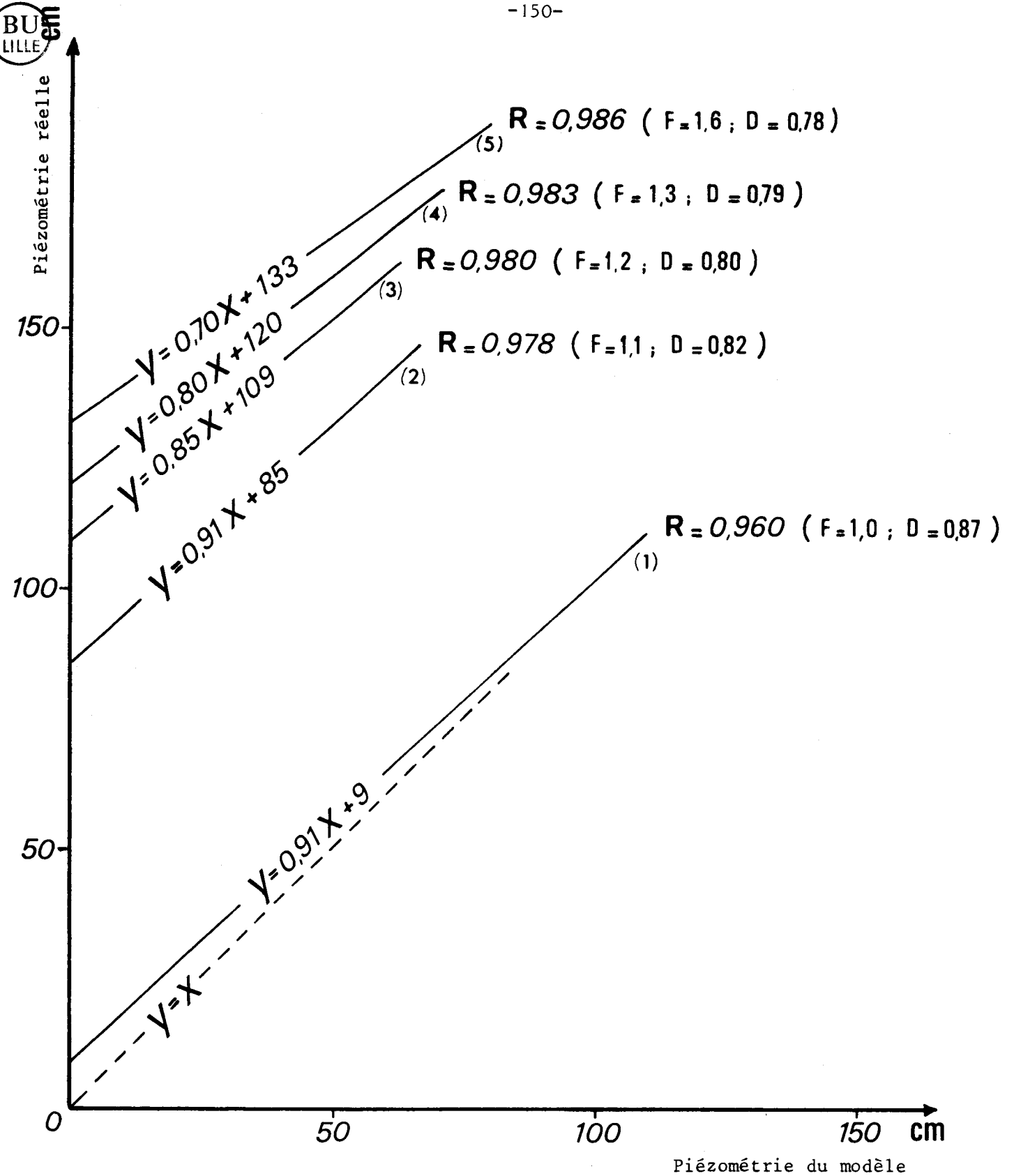


Fig. 5-13. - Type d'évolution conjointe possible du coefficient de corrélation et de l'équation de la droite de régression entre piézométries réelle et modélisée. Dans ce cas de figure particulier, l'action simultanée sur les paramètres F (taux d'infiltration) et D (coefficient de décroissance) permet une amélioration sensible du coefficient de corrélation (calages 1 à 5), alors que l'on assiste à un éloignement progressif de la droite de régression de sa position idéale d'équation $Y = X$.

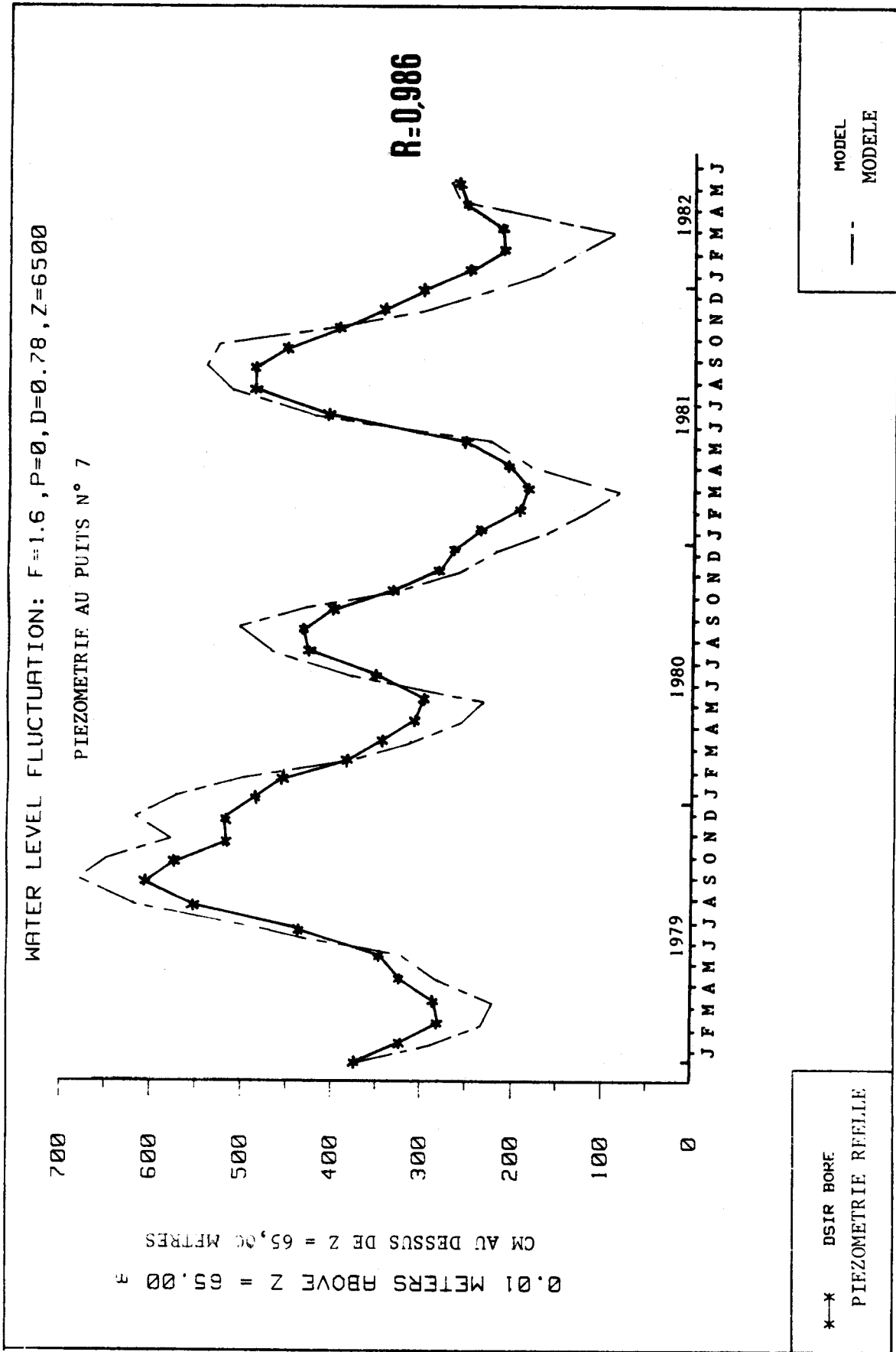


Fig. 5-14. - Evolutions comparées des piézométries réelle et simulée dans le cas du calage 5 de la figure 5-13 ($F = 1,6$; $D = 0,78$). Malgré un coefficient de corrélation supérieur à celui du cas C de la figure 5-15, le modèle est ici beaucoup moins bien ajusté.

On pourrait d'ailleurs démontrer que des courbes qui sont loin de se superposer, comme celles d'équation $y = \sin x$ et $y = k \cdot \sin x$, par exemple, ou $y = \sin x$ et $y = \sin x + k$, présentent un coefficient de corrélation égal à 1 (quelle que soit la valeur de k).

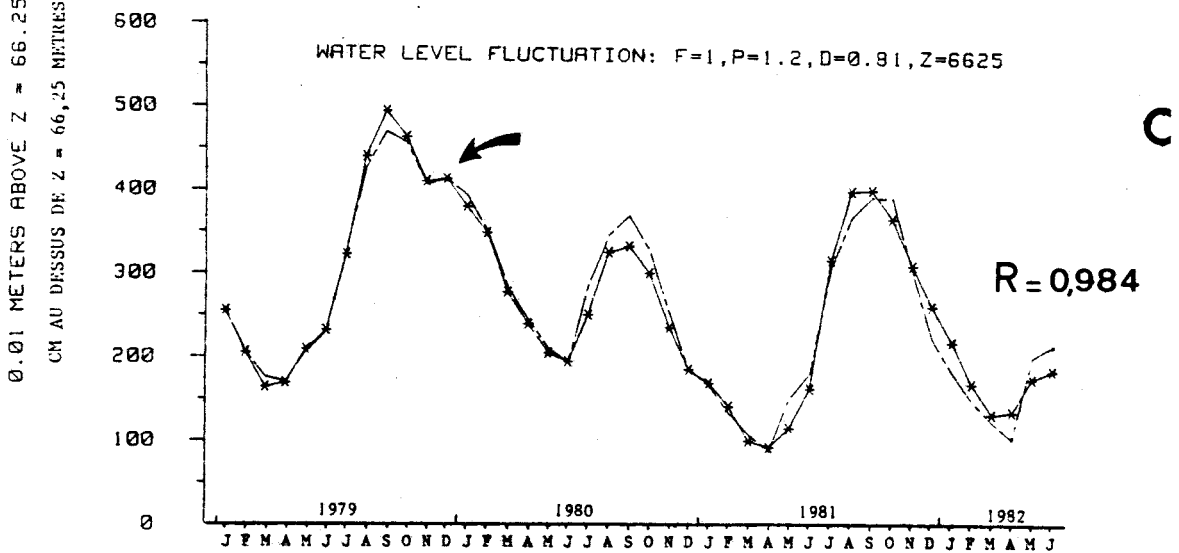
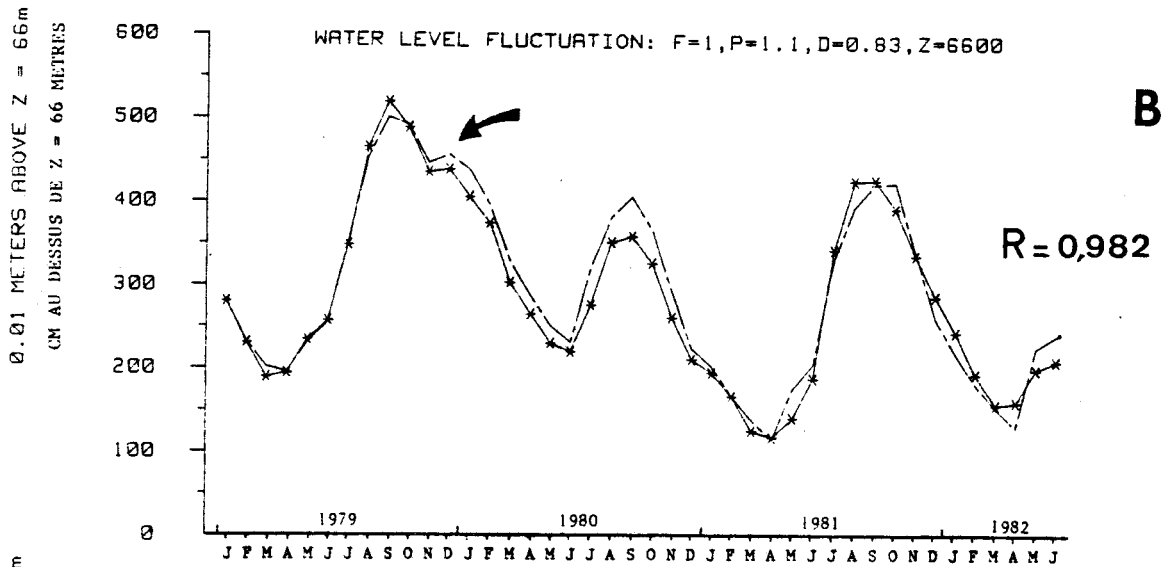
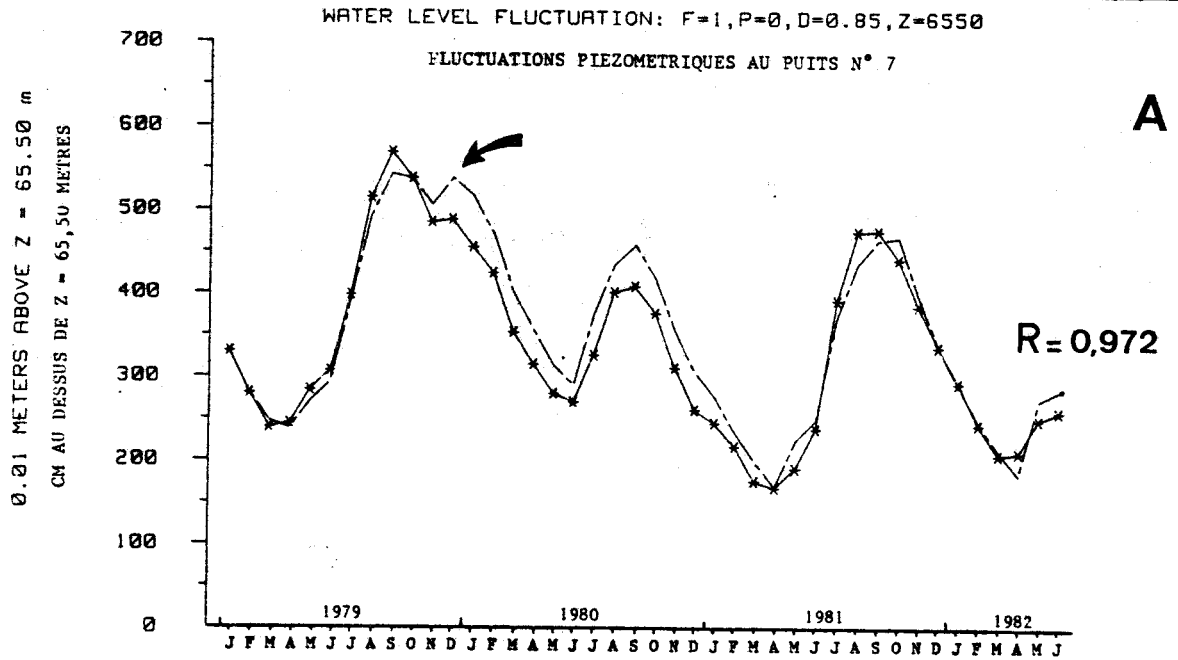
La mise en évidence de ce type de phénomène est importante dans la mesure où les modèles sont généralement calés par recherche du coefficient R maximal entre modèle et données réelles. Ce critère unique n'est donc pas suffisant.

Le calage a été effectué par actions successives sur chaque paramètre (F, P, D et Z) ou par actions conjointes sur deux paramètres (F et D, ou F et P). Ce deuxième type de méthode n'a pas permis d'amélioration notable des coefficients d'ajustement (R, AO et BO). Le calage paramètre par paramètre s'est révélé simple et efficace. Lorsqu'un paramètre était optimisé, sa valeur était retenue dans l'optimisation du paramètre suivant. Lorsque les quatre paramètres ont été ajustés de cette façon, une deuxième tentative d'ajustement paramètre par paramètre a été effectuée (les effets des différents paramètres n'étant pas obligatoirement indépendants).

La période retenue pour le calage du modèle s'étend sur 42 mois de Janvier 1979 à Juin 1982. C'est sur cette période également que seront simulés les effets de pompages supplémentaires. Dans le tableau 5-8 sont présentés les deux meilleurs calages pour deux scénarios de pompages différents (les mois non indiqués dans ce tableau correspondent à l'absence de pompage).

F	Données de pompage	P	Volume total pompé (000ha)	D	Z	R	AO	BO
1,00	nov. = 10 déc. = 20	1,20	288 000 m3/an (360m3/ha/saison)	0,810	6625	0,984	0,992	0,07
1,00	nov. = 15 déc. = 5 janv. = 7 fev. = 3	1,15	276 000 m3/an (345 m3/ha/saison)	0,810	6625	0,985	0,992	-0,08

Tableau 5-8



* * DSIR BORE
PIEZOMETRIE REELLE

- - MODEL
MODELE

Fig. 5-15. - Evolution du calage du modèle de piézométrie au puits N° 7 par introduction de pompages saisonniers.

5.8.2. Sorties graphiques

Il a été tiré du programme Progm2 deux types de sorties graphiques : les fluctuations de la nappe au puits n°7 et celles des débits à Patumahoe Springs. Chaque type présente deux modes différents : un mode de calage tenant compte des pompages actuels et un mode de prévision évaluant les effets de pompages supplémentaires.

5.8.2.1. Calage

. La figure 5-15 présente trois stades du calage des fluctuations piézométriques au puits n°7. En A, le modèle est pratiquement identique à celui présenté en figure 5-7 (pas de pompage, D non optimisé); l'absence de pompage ($P = 0$) amplifie le pic de décembre 1979, tandis que sur une grande partie de la courbe, le modèle prend des valeurs supérieures à la piézométrie réelle. En B et C, l'augmentation des pompages fait disparaître l'anomalie de décembre 1979 et le calage de D améliore de façon générale l'ensemble de la courbe.

. En figure 5-16 sont représentées les débits réels à Patumahoe Springs et les fluctuations du modèle (SPRMOD1, cf. 5.7.3) obtenu avec le meilleur calage au puits n°7. Les décalages importants observés entre débits réels et modèle en aout-septembre 1979 et juillet-aout 1981 sont probablement dus, non au modèle lui-même, mais à l'imperfection de l'élimination, dans les données de débit à Patumahoe Springs, des précipitations sur le bassin collecteur de ces sources.

5.8.2.2. Prévision des effets de pompages supplémentaires

La totalité des pompages effectués sur le Plateau de Pukekohe représente un débit (estimé) de l'ordre de 1000 000 m³ par an. Sur la période de janvier 1979 à juin 1982 ont été testés trois scénarios de pompages supplémentaires différents : 500 000, 1000 000 et 2000 000 m³/an, qui correspondent donc à une augmentation de 50 %, un doublement et un triplement des pompages actuels.

. En figure 5-17 sont présentés les effets de tels pompages sur le niveau piézométrique au puits n°7. On remarquera la faible incidence du taux de pompage sur les maxima annuels de la nappe : d'un modèle à l'autre, la diminution de ces cotes maximales est faible. D'autre part, le niveau moyen des sources est atteint en période basse pour des pompages supplémentaires de 2000 000 m³.

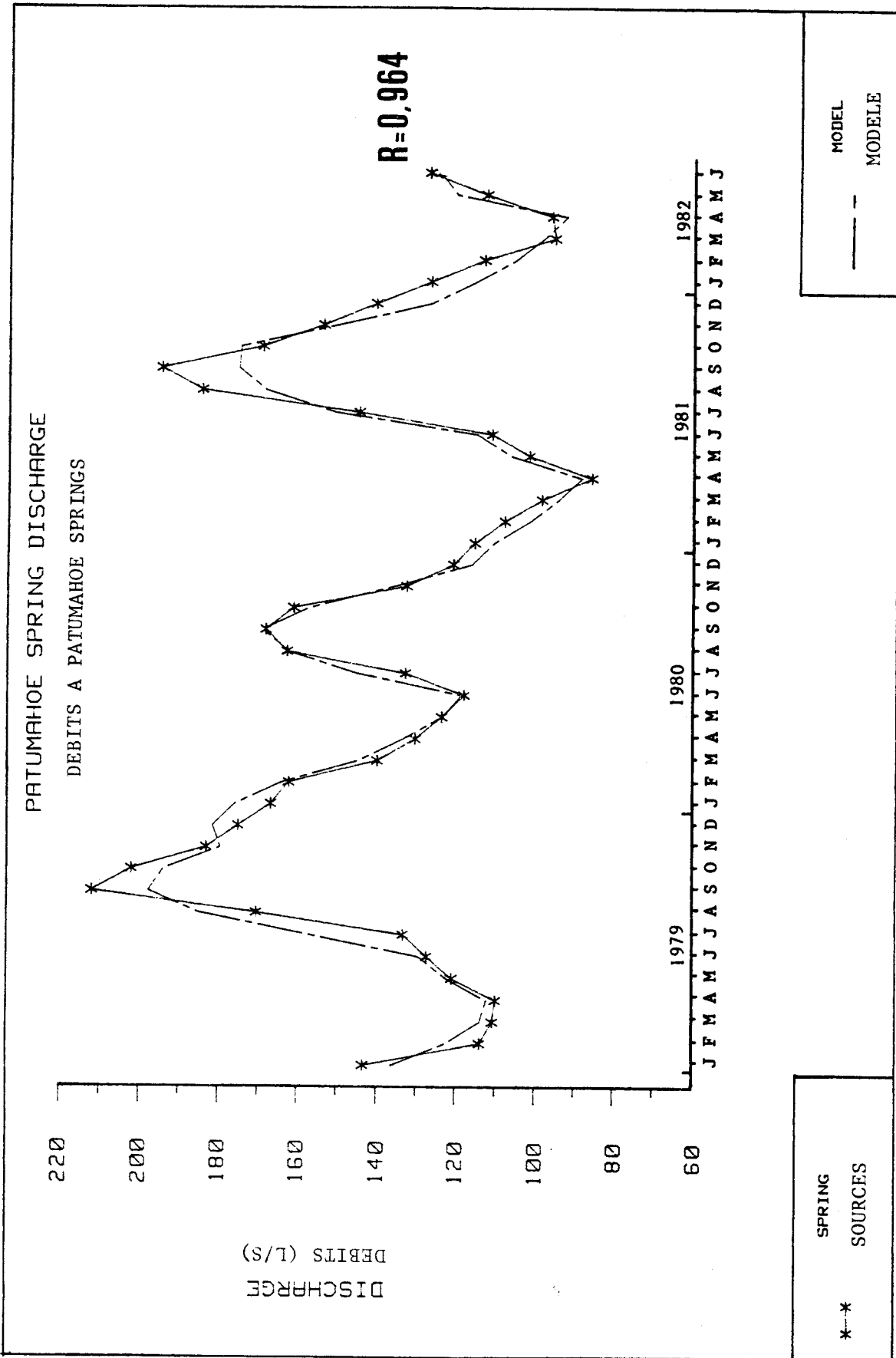


Fig. 5-16. - Evolutions comparées des débits à Patumahoe Springs et des valeurs modélisées dérivées du modèle de piézométrie établi au puits N° 7.



. En figure 5-18 sont comparés les différents débits à Patumahoe Springs pour les trois taux de pompages supplémentaires indiqués précédemment. Pour simplifier l'interprétation, les modèles à pompages supplémentaires ont été mis en regard du modèle à pompages réels, ce qui explique la similitude des courbes comparées jusqu'en octobre 1979, puisqu'aucun pompage n'est effectué en dehors des mois de novembre et décembre. On remarquera que le tarissement des sources n'est pas encore atteint pour des pompages de 2000.000 m³/an, alors qu'au puits n°7, la nappe a rejoint le niveau moyen des sources. Cette apparente contradiction est interprétée au paragraphe suivant.

5.8.3. Commentaires

Dans les résultats de cette étude, trois points méritent une attention particulière :

* Au paragraphe 5.8.1., les meilleurs calages au puits n°7 sont obtenus pour des pompages de l'ordre de 280.000 m³/an sur l'ensemble du plateau, alors que l'enquête effectuée par le A.K.W.B. estimait un prélèvement par pompage de l'ordre de 1000.000 m³ (cf. 5.5.2.2.). La divergence de ces chiffres peut s'expliquer de deux façons : d'une part, les valeurs avancées par le Water Board ne sont qu'estimatives, car il n'existe aucune mesure chiffrée des débits pompés par des ouvrages privés; d'autre part, les volumes pompés dans l'aquifère étant utilisés pour l'irrigation, une partie de cette eau retourne certainement à la nappe. Si l'on prend pour le rapport infiltration/irrigation la même valeur que celle du rapport infiltration/précipitation, on aurait environ 46 % des volumes pompés qui retourneraient à la nappe (cf. Annexe 5). Le modèle ne reflèterait donc que les volumes soutirés à la nappe et perdus par évapo-transpiration. Ainsi, lorsque le modèle est calé avec des pompages effectifs de 280.000 m³/an, ce serait un volume annuel de l'ordre de 520.000 m³ qui serait réellement pompé.

* Des volumes pompés importants dans la nappe ont peu d'influence (cf. figure 5-17) sur la façon dont la nappe "récupère". Les valeurs maximales sont peu affectées par des pompages de 2000.000 m³/an (soit environ 3700.000 m³/an réellement pompés (cf. paragraphe précédent); pour des volumes de 500.000 et 1000.000 m³/an, la sécheresse de 1982 n'amplifie pas l'effet de ces pompages.

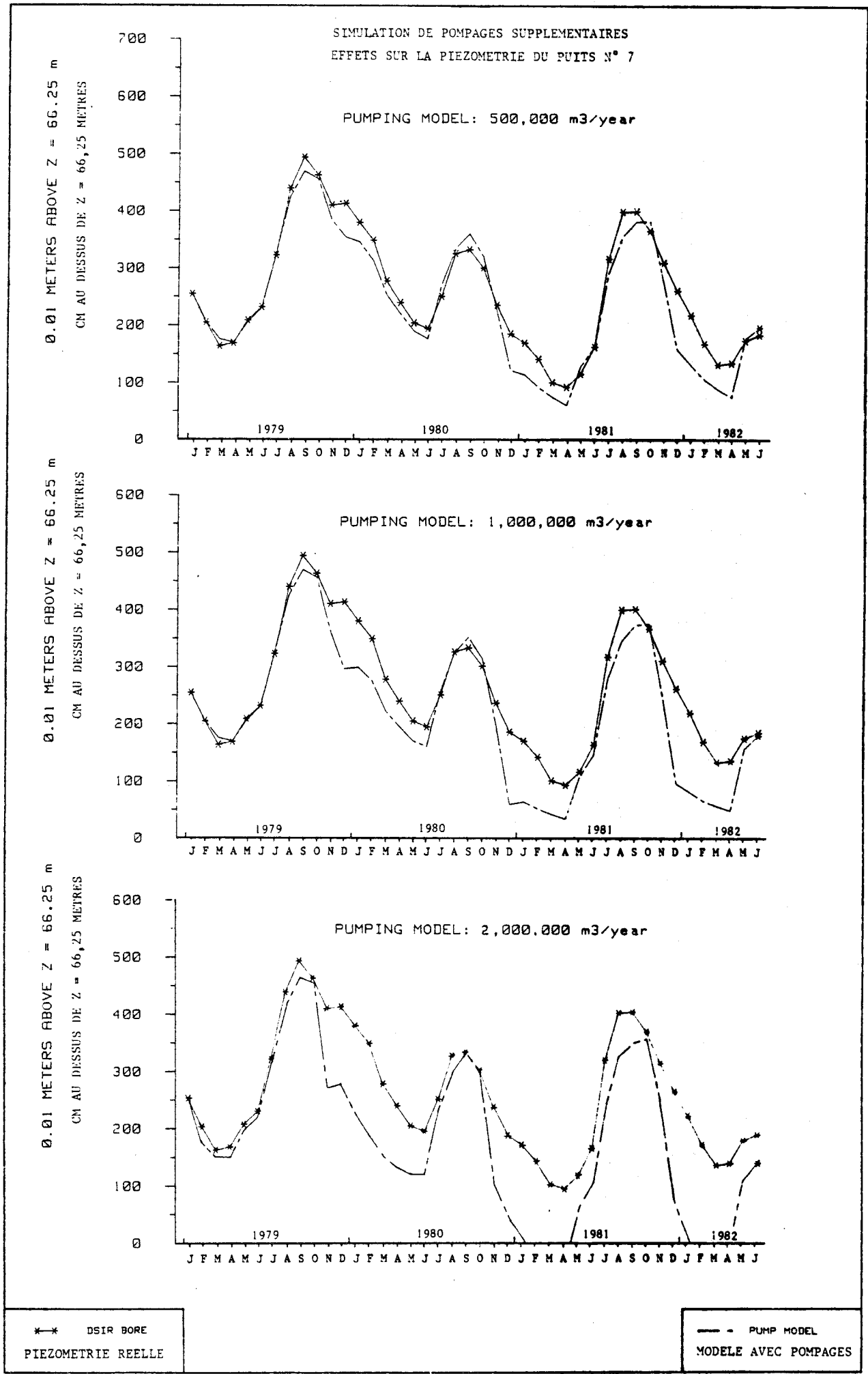


Fig. 5-17. - Effets de simulations de pompages sur la piézométrie au puits N° 7.

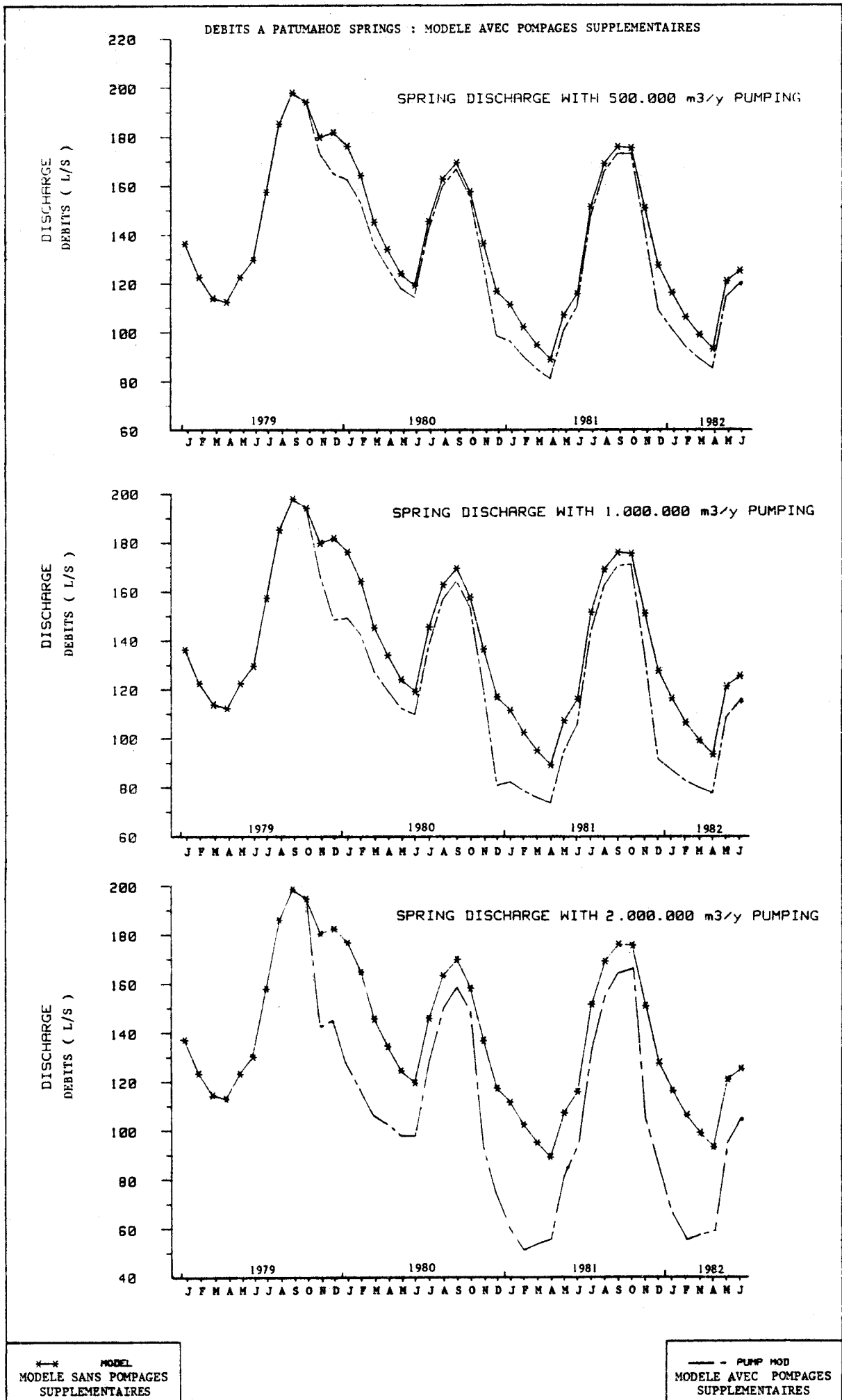


Fig. 5-18. - Effets de simulations de pompages sur les débits à Patumahoe Springs.

. Sur la figure 5-17, la nappe atteint le niveau moyen des sources avec des pompages de 2000.000 m³/an. On devrait donc assister au tarissement des sources pour ces volumes pompés, mais ce n'est pas le cas (cf. figure 5-18). En effet, si l'on se reporte à la figure 5-12 et au paragraphe 5.6.3.2., B), il apparaît que le tarissement de Patumahoe Springs n'intervient que pour un niveau piézométrique au puits n°7 de l'ordre de 65 m; ceci tient au fait que, comme cela a été présenté précédemment, il existe des pertes dans ce puits et la piézométrie mesurée au puits même est certainement inférieure d'au moins 1 m à celle de la nappe dans les zones avoisinantes. En fait, lorsque la cote moyenne des sources est atteinte au puits n°7, l'ensemble de la nappe est encore à des valeurs supérieures d'au moins 1 m à cette cote. Si l'on accepte la droite de régression de la figure 5-12 pour la période 1979-1982 comme représentative de l'évolution des débits à Patumahoe Springs en fonction des niveaux observés au puits n°7, on n'assisterait pas à un tarissement de ces sources avant que la piézométrie n'atteigne la valeur de 64,12 m dans ce puits. De plus, le fait que le meilleur calage du modèle ait été obtenu sur les données du puits n°7, avec une valeur de $Z = 66,25$ m n'est pas en contradiction avec ce qui vient d'être présenté : la piézométrie réagit au puits n°7 comme l'ensemble de la nappe, dont la cote est supérieure à celle observée dans le puits.

Ainsi, malgré certaines complexités apparentes dues à l'imperfection des données, le modèle présenté dans cette étude peut être considéré comme fiable, et il peut en être tiré des informations sur la gestion de l'aquifère; cet aspect est abordé dans le paragraphe suivant.

5.9. CONSEQUENCES SUR LA GESTION DE L'AQUIFERE SUPERIEUR

Avant que cette étude ne soit entreprise, il était admis que les ressources en eau de l'aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe étaient utilisées à leur plein potentiel ("L'évaluation des données hydrogéologiques qui a été menée à bien à ce jour suggère que l'utilisation en eau approche les limites disponibles et que sur le plateau au moins, les ressources des aquifères pourraient avoir atteint leur pleine utilisation", ARWB, 1977). Il semble, à la suite de cette étude, qu'il est encore possible d'augmenter de façon substantielle les ponctions en eau dans l'aquifère supérieur.

Pour chiffrer cette augmentation, deux hypothèses sont envisagées : une hypothèse basse (ou pessimiste) et une hypothèse haute (ou optimiste), toutes deux fondées sur les fluctuations du modèle de débits à Patumahoe Springs pour des volumes supplémentaires pompés de 1000.000 m³/ an sur la période de Janvier 1979 à Juin 1982.

- Hypothèse basse : On admet que l'évaluation du A.R.W.B. chiffrant les débits pompés annuels à environ 1000.000 m³ est réaliste, que tous ces pompages sont effectués dans l'aquifère supérieur et que la totalité des volumes pompés et utilisés pour l'irrigation est perdu par évapotranspiration. Le pompage d'un million de mètres cubes supplémentaires double donc la situation actuelle.

- Hypothèse haute : on admet que c'est la valeur de 280.000 m³/an environ (calage du modèle) qui est la plus réaliste, mais que cette valeur ne correspond qu'aux pertes par évapotranspiration et que les débits réels pompés sont supérieurs (46% en infiltration, 54 % en évapotranspiration). Ce sont alors des valeurs réellement pompées de 520.000 m³/an et des pompages supplémentaires de 1850.000 m³/an qu'il faut retenir comme produisant les effets présentés par le modèle à 1000.000 m³/an. De tels pompages seraient équivalents à une multiplication de la situation actuelle par 4,6 environ.

Dans les deux hypothèses (pompages de 1000.000 et 1850.000 m³/an), les résultats sur les débits à Patumahoe Springs sont ceux présentés par le modèle à 1000 000 m³/an. Si l'on calcule les volumes totaux débités à Patumahoe Springs sur la période testée (surface sous les courbes), on constate que le modèle à 1000 000 m³/an de pompages supplémentaires ne crée qu'une baisse de 9,1 % environ par rapport au modèle sans pompages supplémentaires. Les pertes de débits les plus accentuées sont situées en avril 1981 et avril 1982 et représentent environ 18 % des débits du modèle sans pompages supplémentaires.

Bien que la période d'étude ne soit pas très longue (42 mois), il semble néanmoins que la baisse de la nappe due à ces pompages supplémentaires soit stabilisée sur cet exemple et que la dégradation de la piézométrie soit à son maximum. Si l'on accepte cette proposition (qui reste à vérifier), il semble que l'hypothèse basse pourrait être retenue, à savoir la possibilité d'augmenter les volumes actuellement pompés d'une quantité égale à 1000.000 m³/an. Les débits à Patumahoe Springs seraient égaux ou supérieurs à 82 % des débits actuellement observés, tandis que la baisse de la nappe consécutive à de tels pompages serait toujours inférieure à 1 m (cf. figure 5-17), alors que

l'épaisseur de la zone saturée de l'aquifère supérieur, au puits n°7 par exemple, varie entre 45 et 50 m. Le pompage de 1000 000 m³ supplémentaire par saison d'irrigation ne semble donc pas susceptible de compromettre l'utilisation des eaux du Whangamaire (issues de Patumahoe Springs) pour des besoins publics ou privés, et la faible baisse de la nappe ne devrait pas entraîner de conséquences notables pour les utilisateurs d'eau s'approvisionnant dans l'aquifère supérieur.

D'autre part, il apparaît que les lois qui régissent le comportement de cet aquifère sont simples et que les corrélations avec le modèle sont fortes. Il s'ensuit que l'on peut certainement extrapoler, avec une faible probabilité d'erreur, le comportement de Patumahoe Springs à Hickeys Springs notamment, dont dépend l'approvisionnement en eau du Pukekohe Borough Council.

5.10. CONCLUSIONS

L'étude qui vient d'être menée a permis de dégager les points suivants :

- L'aquifère supérieur du Plateau de Pukekohe, malgré une structure lithologique complexe, se prête à une modélisation répondant à des lois simples et fondamentales. Il s'ensuit une crédibilité importante du modèle en prévision.
- L'utilisation du modèle en prévision a montré que l'aquifère supérieur pourrait encore fournir des volumes substantiels d'eau en vue d'irrigation. Malgré l'imprécision des données de pompages actuels, il apparaît que leur doublement ne produirait pas de conséquences notables tant sur le niveau de la nappe que sur le débit des sources.
- Il existe des pertes au puits D.S.I.R. n°7 vers l'aquifère inférieur. Ces pertes sont probablement importantes puisqu'elles créent localement un abaissement de la nappe de l'ordre d'au moins 1 m. Ce point mérite attention car ce puits multiple est le site privilégié d'accès à l'aquifère inférieur (études chimiques, piezométrie). Les mesures faites en ce site sur les eaux de l'aquifère inférieur doivent donc être reconsidérées à la lumière de ce fait.
- Les débits mesurés au seuil jaugeur en amont du Whangamaire ne reflètent qu'imparfaitement les débits de Patamahoe Springs. Une méthode d'élimination de l'apport dû aux précipitations reste à mettre au point.

CHAPTER FIVE

(ABSTRACT)

This long chapter presents a computerized mathematical model of the upper aquifer. Although water level fluctuations are simulated at D.S.I.R. bore n°7 while computed springs discharge is Patumahoe Springs one, the program is assumed to be general enough to be able to predict those fluctuations at any point of the aquifer.

A very simplified hydrological model is proposed for the upper aquifer, and the mathematical equations of such an idealized system are presented. The following simplifications have been made (and justifications given in each case) :

- Darcy's law is valid,
- the water table is almost horizontal all over the Plateau,
- the aquifer reacts, by some aspects, as if it was confined (i.e. Darcy's law coefficient A is taken as constant),
- the surface of the water table, when fluctuating, stays constant.

The following data have been used (in order to set and to test the model) :

- D.S.I.R. bore n°7 water level fluctuations,
- Patumahoe Springs discharge,
- infiltration from a Meteorological Service water balance at Pukekohe Horticultural Station.

All the other needed values for the model (porosity, springs mean level, time lag between infiltration and water table reaction) have been taken in the literature or deduced from maps, etc...

In a first stage, the model has been tested on a 48 month long period from 1974 to 1977 and on an other 42 month long period from 1979 to 1982 with respective coefficients of correlation of 0,94 and 0,97. In that stage, no pumping was introduced in the model. Furthermore, as the different adjustment parameters had not been optimized (in an attempt to improve the coefficient of correlation), the very high values of this coefficient tend to accredit the possibilities of the model in prediction.

In a second stage, the different adjustment parameters have been optimized, and the general fit improved (up to 0,985). But in such a process, the obtained improvement is not necessarily linked with better prediction possibilities.

The coefficient of correlation between water level fluctuations in bore n°7 and Patumahoe Springs discharge has been computed over different periods. In addition of this study, the regression curve between those two variables has been traced for two periods taking place before and after the year 1978 (which corresponds to the modification of D.S.I.R. bore n°7; this bore was in fact deepened and modified to tap both aquifers). From the different presented evidences, it seems almost certain that an important leakage occurs in this bore, bringing water of the upper aquifer to the lower one. Those leakages, equivalent in effect to a continual local pumping, would be important enough to lower the upper aquifer local water level of at least one meter.

It has been shown that Patumahoe Springs discharge exhibit a high coefficient of correlation with water levels observed in the aquifer one month later. Although water levels are linked with the infiltration of the previous month, this is not sufficient to explain the very high observed coefficient of correlation (in other words, springs discharge is in phase with infiltration, but this does not explain the amplitude of the discharge, which stays definitely linked (at least apparently) to the water level of the following month). Three different "models" are proposed to explain this behaviour, with a common main feature : fractures or interconnected fissures linking Patumahoe Springs and the body of the aquifer. It is assumed that, when infiltration takes place, it fills almost immediately the main fractures up to a level that will be reached one month later in the nonfractured zones of the aquifer (mathematical support is presented). This possibility has been tested in the model by simulating fracture behaviour, and the corresponding discharge exhibit a very high coefficient of correlation with actual discharge (0,95).

A detailed explanation of the computerized model and the way to use it can be found, in English, in the "Annexe 9". Graphical outputs of the program are presented in the different figures of this chapter.

A simulation of annual pumpings of 500 000, 1 000 000 and 2 000 000 m³ has been computed and the results on water levels and springs discharge presented. With an extra pumping of 1 000 000 m³/year,

Patumahoe Springs annual discharge would be lowered by only 9 %, with maximum peak losses of 18 % in April, while the water levels in the aquifer would decline of less than one meter at D.S.I.R. bore n°7 (at that place, the water saturated aquifer thickness is around 50 m).

Thus a doubling of the present pumping situation can be proposed (assuming that pumping is spread over the Plateau) without leading to any overexploitation of the upper aquifer.

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS GENERALES

L'ensemble des différentes techniques utilisées dans cette étude (analyses chimiques, traçages, exploitations d'enregistrements piézométriques, modélisation) a permis de préciser le comportement hydrodynamique de l'aquifère supérieur du plateau de Pukekohe et un modèle conceptuel peut désormais être présenté.

Cet aquifère basaltique est caractérisé par un réseau de fractures rapidement mises en charge lors de précipitations, amenant le débit des sources de périphérie de plateau à répondre de façon quasi synchrone (à l'échelle du mois) à l'infiltration. En période plus sèche, ce réseau de fractures permet un drainage efficace et rapide de l'ensemble de l'aquifère. Dans les zones ne comportant pas de basalte franc et fracturé, (dépôts de cendres, scories, tourbes, basaltes altérés), la piézométrie suit de façon décalée et amortie les fluctuations de niveau d'eau enregistrées dans les fractures ouvertes.

On peut ainsi expliquer le comportement hydrodynamique des eaux de l'aquifère supérieur par l'existence de deux systèmes interpénétrés, l'un à faible inertie hydraulique (fractures) responsable des vitesses de transfert importantes observées dans l'aquifère et de la réponse rapide des sources à l'infiltration, l'autre à inertie plus importante, rendant mieux compte du retard qu'enregistre la piézométrie sur l'infiltration.

Une modélisation des fluctuations piézométriques de la nappe et du débit des sources a donc été développée en utilisant des équations simples, et les hauts coefficients de corrélation obtenus avant calage sur une période assez longue (près de 1300 jours) confèrent au modèle un important degré de confiance en prévision.

A la suite des résultats obtenus pour les différentes hypothèses de pompages supplémentaires, il semble qu'une réorientation de la politique de gestion des ressources de l'aquifère puisse être envisagée.

Cependant, l'aquifère inférieur du plateau de Pukekohe représente également un potentiel hydrologique dont on devrait envisager l'exploitation de façon optimale. Dans ce but, des études ultérieures visant à définir notamment l'étendue, les sources d'approvisionnement en eau, le temps de résidence de ces eaux et le comportement hydrodynamique de cet aquifère devraient être entreprises à la suite de ce travail, permettant ainsi de préciser les liens existant entre les deux aquifères basaltiques du plateau de Pukekohe. A cet effet, des analyses chimiques et isotopiques d'échantillons d'eau de l'aquifère inférieur pourraient être envisagées, ainsi qu'une étude approfondie des enregistrements piézométriques disponibles. De telles études complémentaires permettraient de tenter le développement d'un modèle global de simulation de ces deux aquifères.

CHAPITRE VI

CHAPITRE 6

METHODE DE CONCENTRATION DE RHODAMINE W.T. SUR

COLONNE DE CHARBON ACTIF

6.1. CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET CONTRAINTES IMPOSEES

L'aquifère supérieur du plateau du Pukekohe est intensément exploité, tant pour l'irrigation de quelques 150 stations horticoles que pour l'utilisation d'eau à usage domestique. L'approvisionnement en eau du Kingseat Hospital est également assuré par un puits sollicitant l'aquifère supérieur.

L'intense utilisation domestique des eaux de cet aquifère a amené le A.R.W.B. et la W.V.A. à n'accorder les autorisations de traçage dans cette zone que pour des quantités de colorant extrêmement réduites, ne présentant aucun risque de repérage visuel du traceur.

Le réseau des points d'extraction d'eau sur le plateau présente les caractéristiques suivantes :

- des puits à usage privé, inutilisables pour l'échantillonnage (puits fermés, débitant dans un réservoir, etc..). L'espacement moyen de ces points d'eau est de l'ordre de quelques centaines de mètres;
- des sites accessibles au prélèvement (sources, puits du A.R.W.B., drains privés à ciel ouvert, etc...). Leur espacement moyen est de l'ordre de quelques kilomètres.

Les contraintes imposées étaient les suivantes :

- limite de visibilité de la Rhodamine en solution dans l'eau égale à 20 $\mu\text{g}/\text{l}$ (sous 10 cm d'épaisseur);
- décroissance en $1/x^2$ de la concentration en traceur avec la distance x au point d'injection (cf. paragraphe 4.6.).
- la fluorescence naturelle (ou artificielle) des échantillons d'eau de surface, avant traçage, étant équivalente à celle d'une teneur en Rhodamine W,T, d'environ 0,16 $\mu\text{g}/\text{l}$, la limite de détection du traceur dans ces eaux a été fixée à 3 fois cette concentration de base, soit environ 0,5 $\mu\text{g}/\text{l}$.

Une injection de colorant telle que la valeur maximale de la concentration ne dépasse pas $20 \mu\text{g/l}$ à une centaine de mètres aux alentours voit cette valeur tomber à son centième à une distance dix fois plus grande, soit de l'ordre du kilomètre, passant ainsi à $0,2 \mu\text{g/l}$, en dessous du seuil de détection.

Aucun traçage respectant cette condition d'invisibilité dans les puits privés ne pouvait aboutir à des résultats décelables dans les sites échantillonnables. Ceci explique les expériences peu concluantes des traçages entrepris dans l'aquifère supérieur de Pukekohe (DOWDLE, 1980).

Une méthode de concentration en colorant devait donc être utilisée. Les propriétés d'adsorption par le charbon actif des molécules de fluorescéine (DUNN, 1957) ou d'autres colorants xanthéniques telle la Rhodamine W.T. pouvaient être employées par l'usage de fluocapteurs. La possibilité de révéler la présence de colorant en-dessous des seuils habituels de détection par cette méthode dite "du charbon actif" a été exposée (LALLEMAND et PALOC, 1964). Elle présente cependant les inconvénients suivants :

- * Le charbon actif adsorbe, puis absorbe (cf. paragraphe 6.2.4.) les colorants xanthéniques mais également certaines substances produisant une fluorescence parasite dans les mêmes gammes de longueur d'onde que celle des traceurs utilisables. L'effet de concentration agit ainsi sur le traceur mais également sur la concentration de base (background) de l'eau échantillonnée. Si l'on expérimente avec de très faibles concentrations supposées (le traceur n'est peut être pas présent) et que l'on obtient un résultat positif au fluorimètre après élution d'un fluocapteur, a-t-on réellement concentré le traceur, ou simplement des substances parasites ?

- * la méthode est purement qualitative. Les paramètres physiques du fluocapteur, de son site d'immersion, la vitesse du courant d'eau, sont quelques uns des nombreux facteurs qui rendent aléatoire toute interprétation quantitative;

- * l'usage de la méthode se limite aux sites où le placement d'un fluocapteur est réalisable (exclusion des puits fermés munis de pompes, etc...).

6.2. METHODE UTILISEE

Une méthode tentant de pallier ces différents inconvénients a donc été développée. Elle utilise le passage forcé de plusieurs litres d'échantillon d'eau à travers une colonne de charbon actif afin d'y fixer le traceur; une élution est effectuée ultérieurement sur la colonne elle-même par quelques cm^3

de potasse en solution alcoolique. L'éluat obtenu peut alors être traité en spectrométrie d'absorption moléculaire et en spectrofluorimétrie.

6.2.1. Appareillage

Il se compose du matériel présenté à la figure 6-1 :

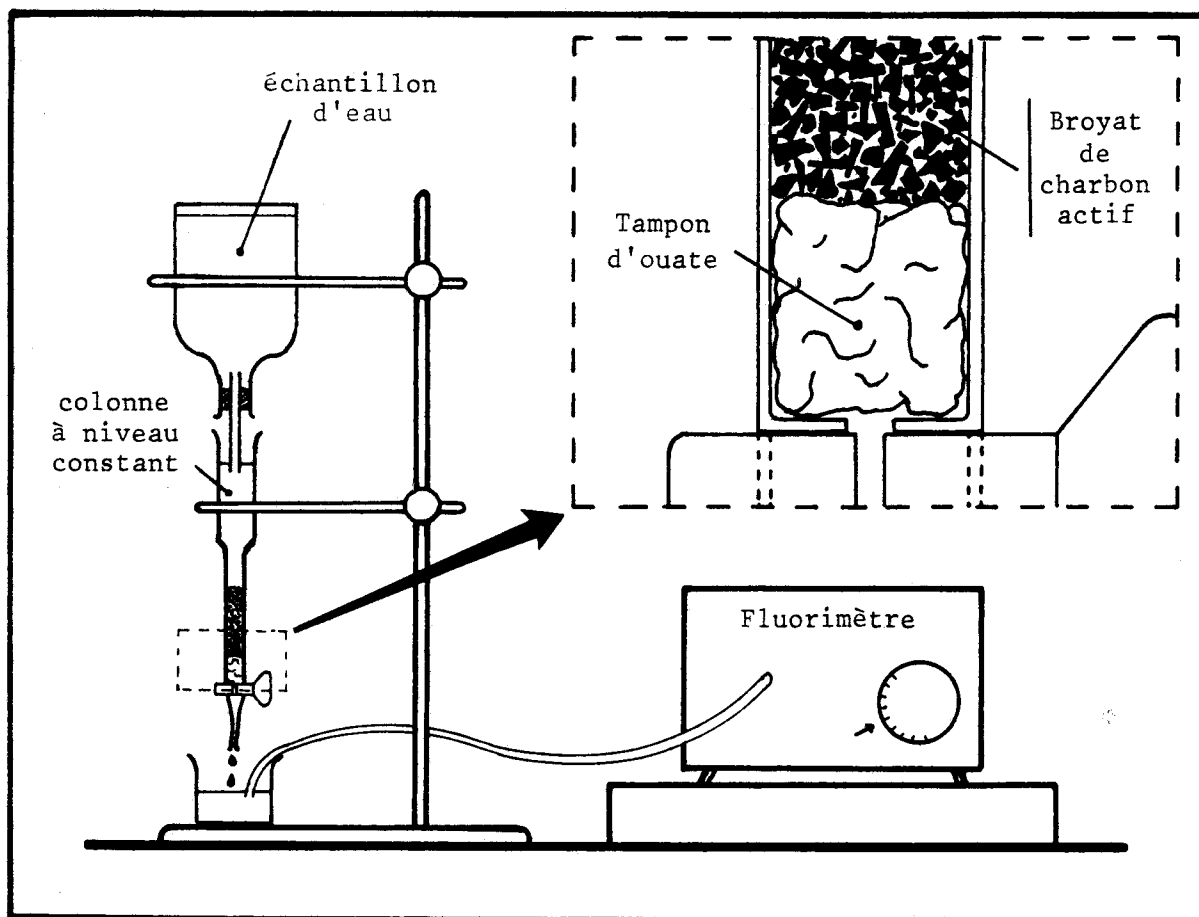


Fig. 6-1. - Dispositif de concentration à colonne au charbon actif.

Ce matériel comprend :

- une colonne de verre d'un diamètre intérieur d'environ 1 cm, recevant 4 à 5 cm³ de broyat de charbon actif, maintenu dans la colonne par un tampon d'ouate placé à sa base,
- un récipient contenant quelques litres de l'échantillon d'eau à concentrer en traceur muni d'un tube de vidage créant avec la colonne de verre un dispositif à niveau d'eau constant,
- un matériel d'analyse (fluorimètre) permettant la mesure de la concentration résiduelle en traceur dans l'eau ayant traversé la colonne.

6.2.2. Procédure

Afin d'assurer une adsorption maximale du traceur par le charbon actif, deux paramètres sont à optimiser :

- le temps de contact : il est lié à la vitesse de filtration. Plus cette vitesse est lente, plus le temps de contact est important. D'autre part, pour un autre colorant xanthénique, la fluorescéine, la vitesse de fixation étant inversement proportionnelle au temps écoulé et de façon exponentielle (LALLEMAND et PALOC, 1964), il n'est probablement pas nécessaire d'augmenter outre mesure le temps de contact, la plus grande partie du traceur étant fixée assez rapidement. Expérimentalement, un débit de filtration de l'ordre d'une goutte par seconde environ (1 l/heure) semble suffisante;
- la surface de contact : elle est liée au diamètre des grains de charbon actif. Les granulés de charbon obtenus dans le commerce ont été partiellement broyés et passés au tamis. Un diamètre moyen des grains de 0,2 à 0,5 mm a été retenu, une poudre plus fine ne permettant plus la circulation de l'eau dans la colonne, ou amenant un colmatage de celle-ci lorsque l'échantillon contient des matières en suspension (matière organique), même en très faible quantité.

6.2.3. Concentration résiduelle dans l'eau filtrée

Un échantillon de 10 litres d'eau à $0,16 \mu\text{g/l}$ de Rhodamine W.T. a été préparé en laboratoire dans le but d'étalonner la méthode. Un suivi en concentration de l'eau ayant traversé la colonne a été effectué afin d'apprécier le pourcentage de Rhodamine réellement fixé sur le charbon (cf. fig. 6-2). Une étude fine du phénomène n'était pas envisagée, mais l'aspect qualitatif de la courbe sera quand même retenu. En abscisse a été porté le volume ayant traversé la colonne, en ordonnée la concentration résiduelle en traceur dans l'eau filtrée.

6.2.4. Commentaires

Malgré des lacunes d'observation, la courbe présente trois "événements" où la concentration décroît. Or, en A, B et C, la colonne est restée inutilisée pendant plusieurs heures (respectivement 5, 2 et 10 h environ). Ce phénomène a été observé également lors d'une seconde expérience de concentration. Une hypothèse peut être proposée : pendant que les particules de charbon actif ne sont pas soumises au flux de nouvelles molécules xanthéniques, il s'effectue un réarrangement des molécules déjà fixées sur les sites d'adsorption, permettant une fixation plus efficace lors de la reprise de l'expérience. Ceci serait conforme aux observations faites par SMART et BROWN (1976),

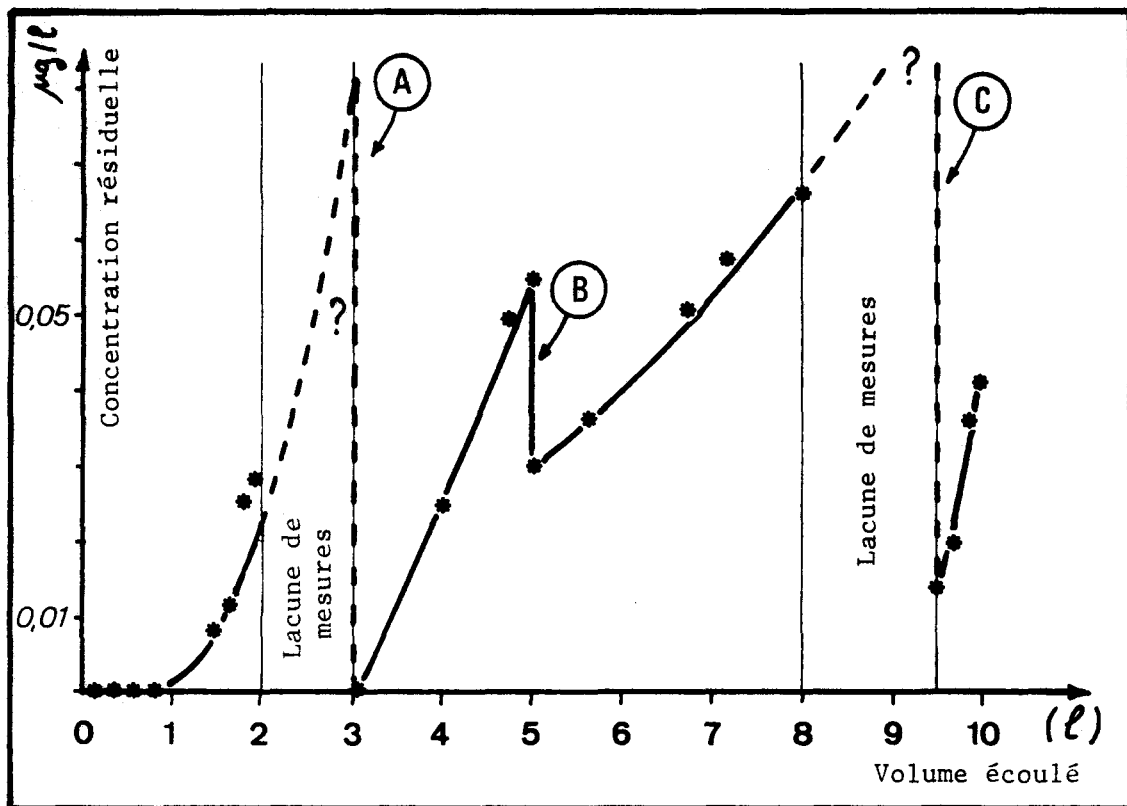


Fig. 6-2. - Concentration résiduelle en Rhodamine W.T. dans l'eau de filtration de la colonne en fonction du volume écoulé.

montrant que lorsqu'un charbon actif chargé en Rhodamine W.T. était laissé pendant des temps croissant avant élution, le taux de colorant récupéré baissait proportionnellement au temps. Ceci indiquerait une migration du colorant vers des sites plus internes, présentant une plus grande résistance à l'élution, certaines "particules" devenant irréversiblement liées ou trop profondément placées pour pouvoir entrer en jeu lors de la phase d'élution (WEBER et MORRIS, 1964). Dans la colonne de charbon actif, la diffusion du colorant dans la masse des grains, pendant les périodes de repos, libérerait des sites en surface, augmentant ainsi les possibilités d'adsorption à la reprise de la filtration. Conformément aux phénomènes de physisorption décrits par ROCHON (1978), le colorant passerait de l'état adsorbé (en surface) à l'état absorbé (dans la masse). Ces phénomènes sont proportionnels au temps, ce qui explique la plus grande efficacité en adsorption de la colonne en C et A (après des arrêts respectifs de 10 et 5 heures qu'en B (arrêt de 2 heures).

6.2.5. Résultats

Après concentration sur la colonne des 10 litres de solution expérimentale titrée à $0,16 \mu\text{g/l}$ de Rhodamine W.T., il a été procédé à l'élution du traceur par 5 cm^3 de potasse en solution alcoolique (2 % de KOH en solution dans l'éthanol). L'éluat obtenu présentait la coloration rose de la Rhodamine W.T. en solution dans l'eau, et sa concentration, mesurée à l'aide d'un fluorimètre

TURNER 111, s'élevait à 65 $\mu\text{g}/\text{l}$.

D'autre part, de la surface située sous la courbe de la figure 6-2, il a été calculé que le taux de stockage de Rhodamine W.T. dans la colonne s'élevait à 75 % de la quantité totale de traceur ayant traversé le dispositif. Cette quantité a été récupérée à 27 % par élution, ce qui représente un rendement effectif global de 20 %.

Il est à noter que la valeur du rendement de l'ordre de 20 % obtenue dans cette expérience dépend étroitement des conditions expérimentales et ne doit pas être interprétée de façon absolue, en conférant ainsi à la méthode un aspect quantitatif qu'elle n'a pas. Le taux de fixation de la Rhodamine W.T. dans la colonne et le taux de récupération à l'élution dépendent en effet de nombreux paramètres (volume de l'échantillon, concentration en traceur, caractéristiques de l'élution, etc...). Cependant, il pourrait être envisagé de donner à la méthode un caractère semi-quantitatif en étudiant l'influence de ces différents paramètres sur le rendement effectif global.

L'utilisation d'un échantillon de 10 litres d'eau a donc permis d'atteindre une concentration en traceur dans un rapport de 400 à 1. Cet important effet de concentration est primordial si l'on veut effectuer un spectre de l'éluat.

6.3. ETUDE SPECTROMETRIQUE DE L'ELUAT

Une étude spectrométrique de l'échantillon d'eau avant concentration sur colonne est souvent inutile. En spectrofluorimétrie, le pic dû à la présence du colorant est complètement masqué par le bruit de fond dans les faibles concentrations (de 1 à 0,1 $\mu\text{g}/\text{l}$). En spectrométrie d'absorption moléculaire, la méthode, peu sensible, n'est pas applicable à ces concentrations.

Avec les concentrations plus importantes obtenues dans les éluats précédents, les deux méthodes étaient applicables.

6.3.1. Spectrométrie d'absorption moléculaire

Cette méthode, dite également colorimétrique, consiste à comparer, sur l'étendue du spectre visible, l'absorption moléculaire de l'échantillon d'eau contenant le colorant à celle d'un échantillon d'eau de référence, ou blanc.

L'étude a été menée sur un spectromètre PERKIN - FLMER accouplé à une table traçante enregistrant les fluctuations de l'absorption moléculaire de l'échantillon en fonction de la longueur d'onde. Trois passages successifs ont été effectués sur un échantillon de référence et deux éluats obtenus sur la colonne de charbon actif. Les résultats sont représentés dans la figure 6-3.

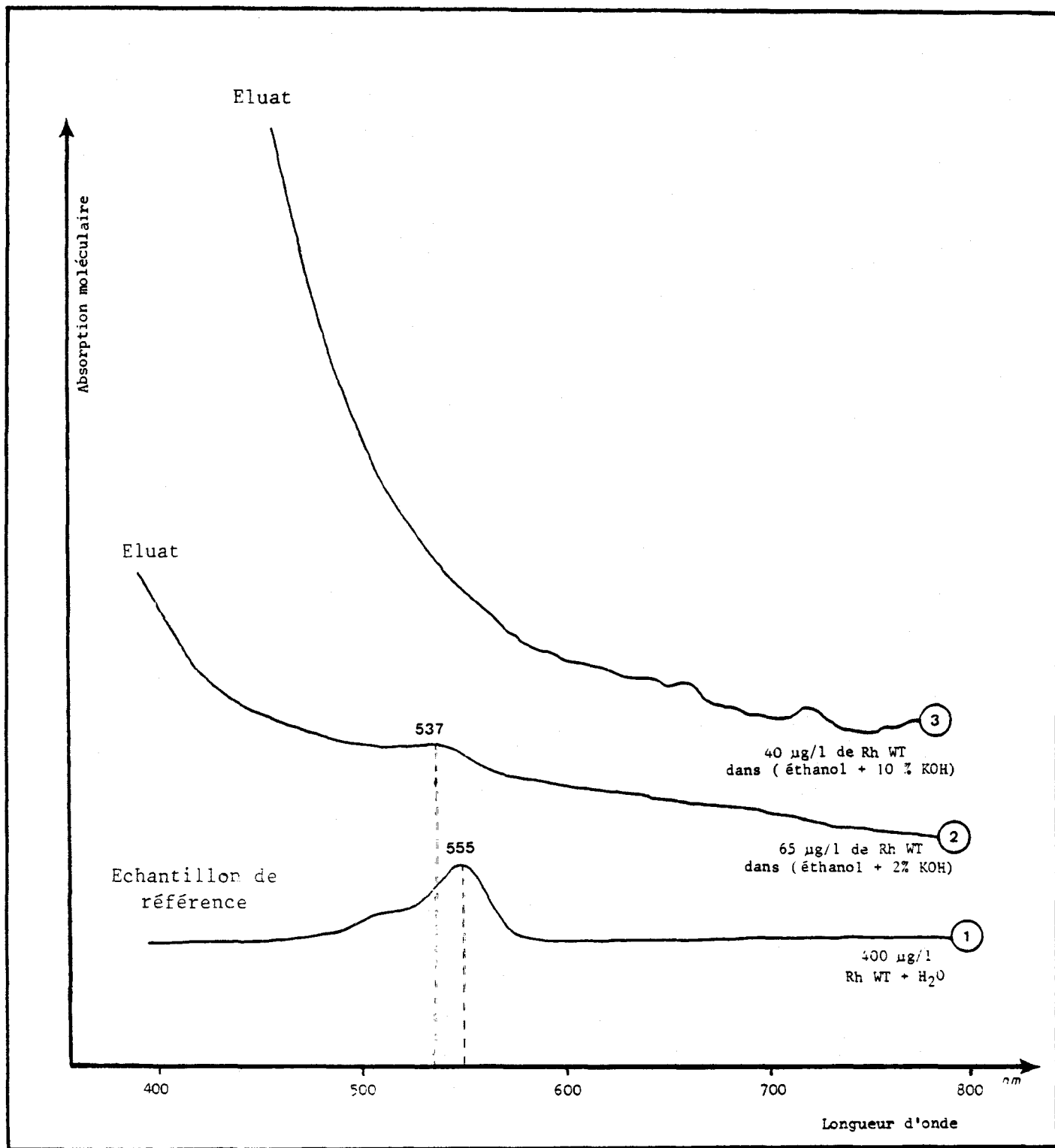


Fig. 6-3. - Spectre d'absorption moléculaire de 3 échantillons contenant de la Rhodamine W.T. . Lorsque la Rhodamine est en solution dans l'eau, elle présente un pic caractéristique à 555 nm , mais en solution dans un alcool, ce traceur voit sa longueur d'onde caractéristique se décaler vers le rouge. Dans les échantillons N° 2 et 3 , la présence de potasse a produit un jaunissement rapide de la solution, masquant pratiquement le pic dû à la Rhodamine.

6.3.2. Spectrofluorimétrie

C'est une méthode sensible, utilisant la propriété qu'a un élément ou un composé chimique donné de réémettre dans des fréquences qui lui sont propres et caractéristiques, lorsqu'il est soumis à un rayonnement d'une longueur d'onde particulière.

Un spectrofluorimètre se compose d'une source lumineuse (en général une lampe Xénon qui fournit un spectre continu entre 250 et 700 nm), d'un monochromateur d'excitation permettant de soumettre l'échantillon à un rayonnement monochromatique, d'un monochromateur d'émission, qui permet d'analyser l'ensemble du spectre réémis par l'échantillon, enfin d'un photomultiplicateur qui amplifie le signal du monochromateur d'émission. Ce signal amplifié est dirigé vers une table traçante pour enregistrement.

L'appareil utilisé est un spectrofluorimètre PERKIN-FLMER. Trois passages successifs ont également été effectués et les résultats sont présentés en figure 6-4.. La longueur d'onde d'excitation utilisée pour la Rhodamine W.T. était de 520 nm.

6.3.3. Résultats

- En absorption moléculaire (cf. figure 6-3)

* L'échantillon 1 était un échantillon de référence, ne contenant que de la Rhodamine W.T. en solution dans l'eau distillée. Il présente un pic caractéristique d'absorption vers 555 nm.

* L'échantillon 2 est un éluat obtenu sur la colonne de charbon actif, après filtrage de 10 l de solution de Rhodamine W.T. dans l'eau distillée. L'élution a été effectuée avec une solution à 2 % de KOH dans l'éthanol, et la présence de cet alcool dévie le pic dû au traceur vers des valeurs inférieures. La présence de potasse dans l'échantillon crée, peut-être par réaction avec l'alcool ou le traceur, une coloration brun-jaune de l'éluat qui n'apparaît qu'au bout d'une dizaine de minutes et s'intensifie avec le temps. Cet échantillon passé en colorimétrie deux heures après son élution, présentait déjà une teinte accentuée qui est décelable sur la majorité du spectre et masque en partie le pic dû au colorant.

* L'échantillon 3 est l'éluat obtenu après passage sur colonne de 6 l d'eau récoltée à Pukekohe consécutivement à un traçage à la Rhodamine W.T.. L'élution a été effectuée avec une solution à 10 % de KOH dans l'éthanol. Le plus haut taux de potasse dans cet éluat s'est marqué par une jaunissement intense

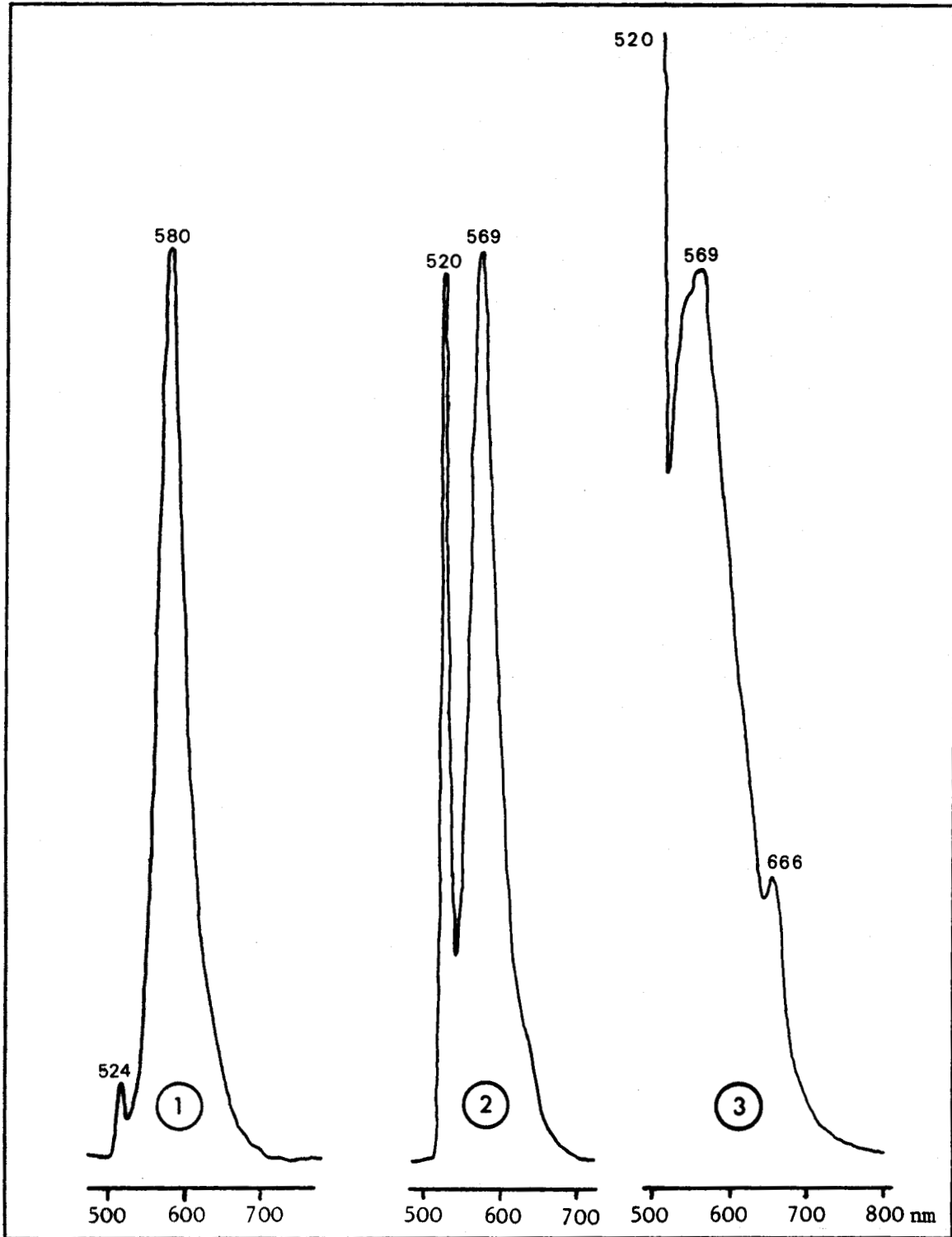


Fig. 6-4. - Spectres obtenus au spectrofluorimètre de 3 échantillons d'eau contenant de la Rhodamine W.T..

dans les heures qui ont suivi l'élution. Le passage sur le colorimètre a été effectué après une journée. Bien que la concentration en Rhodamine W.T. soit du même ordre de grandeur que celle de l'échantillon 2, le pic dû au traceur est ici totalement masqué par le bruit de fond dû à la coloration de l'échantillon.

- En spectrofluorimétrie (cf. fig. 6-4)

Les trois échantillons sont ceux déjà analysés en absorption moléculaire. L'excitation a été fixée à 520 nm. L'émission présente en fait un pic pour cette même longueur d'onde (phénomène de réflexion ou de diffraction du rayonnement incident) mais également un pic caractéristique de la Rhodamine W.T. à 572 nm. L'échelle d'intensité des pics est différente dans chaque échantillon; pour chaque passage, le gain du photomultiplicateur a, en fait, été ajusté afin que le pic caractéristique du traceur se présente en pleine échelle.

* L'échantillon 1 présente le pic caractéristique de la Rhodamine W.T. (à la précision de la mesure près) avec une forte intensité par rapport au pic de réflexion due à la concentration plus élevée en traceur de cet échantillon (400 μ g/l).

* L'échantillon 2, résultat d'une élution sur la colonne, présente également les deux mêmes pics, légèrement décalés vers les valeurs inférieures par la présence d'éthanol dans l'éluat. L'augmentation de la polarité du solvant entraîne en effet un déplacement des spectres de fluorescence vers de plus basses énergies, soit un décalage vers le rouge (GUILBAULT, 1973). Le pic d'émission est de plus faible intensité, la valeur de la concentration de cet échantillon étant inférieure à celle du précédent (65 μ g/l).

* L'échantillon 3, résultat d'un véritable traçage, présente un pic pour la même longueur d'onde que dans l'échantillon précédent (569 nm). Bien que de plus faible intensité par rapport au pic par réflexion (ici hors d'échelle), il indique la présence indiscutable de Rhodamine W.T. dans cet échantillon, confirmant ainsi la réussite du traçage. Un autre pic net est visible à 666 nm, dont la nature n'est pas évidente. Il pourrait s'agir d'une transition radiative de seconde importance, visible sur cet échantillon uniquement, à la faveur du gain important utilisé pour le photomultiplicateur.

6.3.4. Commentaire

Le passage des éluats en colorimétrie n'apporte pas de preuve décisive de la présence du traceur. Les spectres sont très étalés, et la coloration particulière (dont la nature reste à définir) de ces échantillons après quelques heures oblitère le spectre du colorant lui-même.

En spectrofluorimétrie, par contre, le spectre de la Rhodamine W.T. est net, et la haute concentration du traceur dans l'éluat permet d'obtenir un pic bien individualisé, attestant ainsi avec certitude la présence de ce traceur dans l'échantillon d'eau initial.

6.4. OPTIMALISATION DE LA METHODE

Avec la méthode présentée ci-dessus, il a été possible, dans le cas de l'échantillon 3, de montrer avec une quasi certitude la présence de Rhodamine W.T. dans un échantillon dont la concentration initiale en traceur était de $1,6 \cdot 10^{-1}$ µg/l. Il est probablement possible d'abaisser la limite de cette méthode d'environ un ordre de grandeur en augmentant :

- * le volume de l'échantillon d'eau passant à travers la colonne. Cependant, avec un débit de filtration de l'ordre d'un litre par heure, la durée de l'expérience devient vite un facteur limitant;
- * le taux de récupération global de traceur. Dans les conditions expérimentales utilisées, 27 % seulement de la Rhodamine stockée dans la colonne ont été récupérés par l'éluat. Il est possible d'augmenter ce pourcentage en élevant la température de l'éluant (SMART et BROWN, 1976). D'autre part, il est certain que la potasse en solution alcoolique n'est pas l'éluant le plus efficace. SMART et BROWN (1976) ont montré que pour du charbon actif chargé de Rhodamine W.T., le meilleur éluant était l'hydroxyde d'ammonium à 10 % en solution aqueuse à 50 % de 1-propanol;
- * le gain du photomultiplicateur du spectrofluorimètre. Dans le cas de l'échantillon 3, ce gain n'était pas utilisé au maximum. Si le spectre de l'échantillon présente un pic bien individualisé, même de très faible amplitude, il peut être mis en évidence en augmentant le gain du photomultiplicateur (conjointement éventuellement à un élargissement de l'échelle horizontale des longueurs d'onde).

6.5. AVANTAGES LIES A L'UTILISATION D'UNE COLONNE DE CHARBON ACTIF

Afin de fixer un colorant xanthénique sur du charbon actif, plusieurs procédés différents pourraient être envisagés :

- utilisation de fluocapteurs in situ,
- trempage de charbon actif dans un volume donné d'échantillon prélevé,
- utilisation d'une colonne au charbon actif.

L'utilisation de fluocapteurs in situ ne permet pas, actuellement, d'espérer obtenir de résultats quantitatifs ou même semi-quantitatifs (trop d'éléments liés aux paramètres de l'écoulement de l'eau autour et à l'intérieur du fluo-capteur restent difficiles à appréhender). Par contre, l'emploi d'un volume donné d'échantillon, dont le colorant pourrait être fixé soit par trempage avec un poids donné de charbon actif, soit par passage en colonne également sur une quantité donnée de charbon semble pouvoir donner lieu à des études plus quantitatives.

Afin de pouvoir comparer les avantages liés à chacune des méthodes, il est nécessaire de présenter succinctement le phénomène d'adsorption sur charbon actif.

L'adsorption des traceurs xanthéniques correspond en effet à un phénomène de physisorption (ROCHON, 1978), où l'adsorbat a tendance à occuper toute la surface de l'adsorbant sans changer de nature chimique. Mais le processus inverse de cette adsorption, la désorption, s'effectue conjointement et tend à amener le système biphasique (charbon, eau contenant du colorant) à un état d'équilibre en concentration. L'adsorption physique est donc un processus réversible. L'équilibre d'adsorption est établi lorsque le nombre de "particules" s'adsorbant et se désorbant par unité de temps est le même. Cet équilibre est donc un équilibre dynamique.

Ainsi, lorsque l'on utilise le charbon actif par trempage dans une solution contenant un colorant xanthénique, la fixation de ce colorant s'effectue jusqu'à ce que l'équilibre dynamique soit atteint; à l'équilibre, le charbon actif et la solution présentent tous deux une concentration propre (donc non nulle pour la solution), et on ne peut donc pas fixer la totalité du colorant sur le charbon avec la méthode par trempage.

A l'élution (si l'on procède par trempage également), les mêmes phénomènes d'équilibre en concentration jouent entre l'éluat et le charbon actif ayant fixé le traceur, et l'on ne peut pas non plus espérer récupérer au maximum le colorant adsorbé.

La méthode par trempage ne permet donc pas de fixer la totalité du colorant présent dans l'échantillon, ni d'éluer au maximum celui fixé sur le charbon actif. De plus, en cas d'échantillon de volume important, il serait nécessaire de prévoir un brassage de l'échantillon et du charbon actif pendant la phase d'adsorption.

En faisant passer l'échantillon à travers une colonne de charbon actif, la fixation du colorant s'effectue de manière différente. Lorsque débute la filtration sur la colonne, l'équilibre dynamique en concentration est atteint dans les niveaux

supérieurs de la colonne après passage d'un certain volume d'échantillon. La solution traverse donc cette zone sans pouvoir y fixer de molécules supplémentaires, mais rencontre ensuite, dans les niveaux sous-jacents, du charbon actif pratiquement "vierge" de toute fixation de colorant. En d'autres termes, la colonne se sature par le haut, selon un front de concentration maximale qui se propage vers le bas avec le temps (en fait avec le volume écoulé), et en laissant sous ce front des zones à l'adsorption potentielle maximale (cf. fig. 6-5).

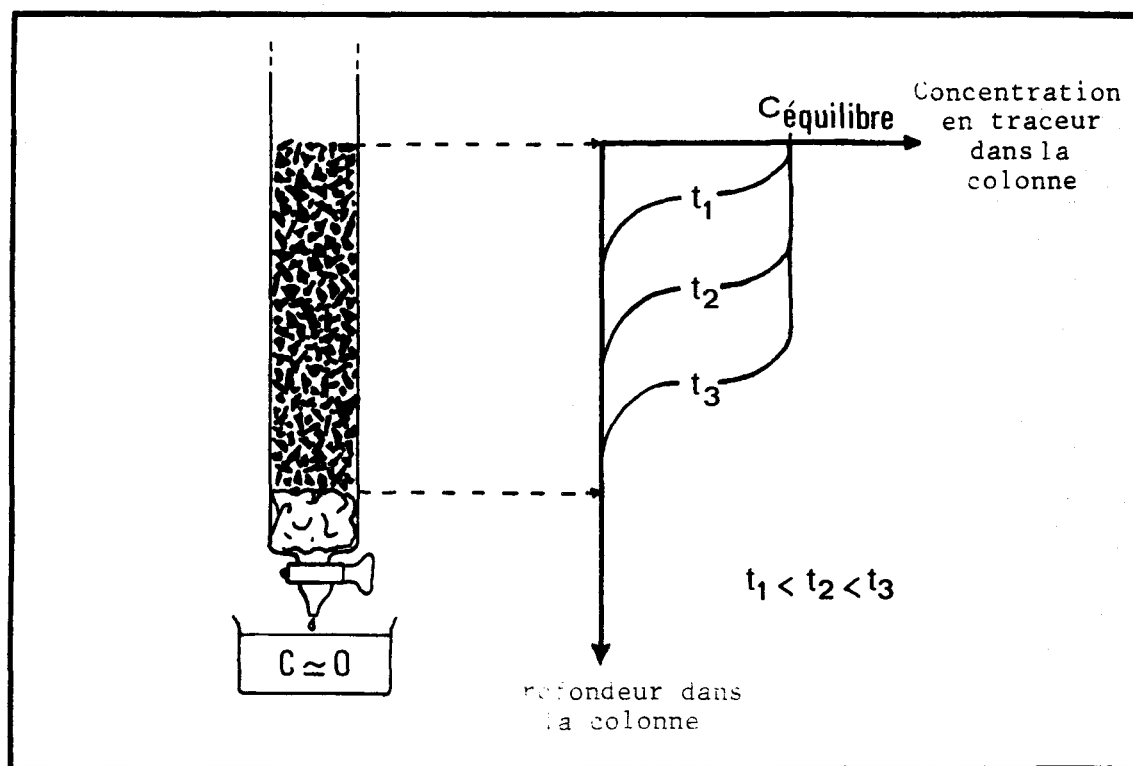


Fig. 6-5. - Schéma explicatif du processus de fixation du traceur sur une colonne au charbon actif au cours du temps.

A l'élution, en travaillant également sur colonne, le même type d'équilibre dynamique entre l'éluat et le charbon actif (ayant fixé le colorant) sera également obtenu selon un front régressant vers le bas de la colonne. La colonne se "vide" donc par le haut, permettant une arrivée continue d'éluant également "vierge" sur les zones inférieures encore chargées en colorant, permettant ainsi une élution maximale.

L'utilisation d'une colonne de charbon actif pour la fixation puis l'élution d'un colorant xanthénique doit donc permettre un taux de restitution global supérieur à celui obtenu avec une méthode par trempage.

6.6. CONCLUSIONS

L'étude qui a été menée permet de dégager les points suivants :

- la méthode de concentration présentée permet de déceler avec une quasi certitude, la présence de Rhodamine W.T. dans un échantillon d'eau avec une concentration de l'ordre de 10^{-1} $\mu\text{g}/\text{l}$;
- l'analyse spectrofluorimétrique s'est révélée être la plus adaptée pour déceler la présence du traceur dans l'eau;
- déceler la présence de Rhodamine W.T. dans l'eau à 10^{-2} $\mu\text{g}/\text{l}$ est tout à fait possible moyennant des améliorations ponctuelles de la méthode.

CHAPTER SIX

(ABSTRACT)

This chapter presents a simple method to detect Rhodamine W.T. at very low concentration (10^{-1} $\mu\text{g}/\text{l}$ and maybe 10^{-2} $\mu\text{g}/\text{l}$) even in surface water where background is high enough to cover up the presence of the dye.

When dye tracing is experimented, a fluorometer is usually employed to confirm the presence of the dye. But, as many natural or artificial chemical compounds present in the analysed water may have fluorescence at the same wavelength, it is almost impossible to precise whether one has detected the dye itself or a different substance having a fluorescence at the same wavelength (if dealing with low concentrations). If a spectrofluorometer is used, the peak due to the dye may be completely screened by the natural or artificial fluorescence of the water, and once again the obtained spectrum is hardly conclusive.

Thus a dye concentration method is proposed, using dye absorption on charcoal. The utilisation of large volume samples (up to 10 l) has allowed to prove the existence of Rhodamine W.T. in surface water with fluorescence

of 0,16 $\mu\text{g}/\text{l}$ in the initial sample. The efficiency of the process was in that case in a ratio superior to 400/1, and consequently the obtained spectrum of the concentrated solution was definitely conclusive.

It appears that the use of a charcoal column presents the best advantages (as well in the absorption phase as during the elution process) in terms of concentration possibilities.

Finally, the best elutant solution is proposed, and thus, with some ponctual improvements of the method, it is probably possible to detect with certitude the existence of Rhodamine W.T. in surface or ground waters at concentrations as low as 10^{-2} $\mu\text{g}/\text{l}$.

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

**LISTE DES FIGURES ,
TABLEAUX ET ANNEXES**

NOTE A L'USAGE DU
LECTEUR FRANCOPHONE

Dans la bibliographie présentée, différents termes utilisés
traditionnellement en langue anglaise ont été conservés:

- M.A. = Master of Arts (équivalent à un D.E.A. en Sciences Naturelles,
en Géographie, etc.)
- M.E. = Master in Engineering (D.E.A. en Sciences Physiques, en
Mécanique, etc.)
- M.Sc. = Master of Science (D.E.A. en Sciences Physiques ou
Mathématiques, etc.)
- Ph. D. = Philosophy Doctorate (diplôme dont la durée est légèrement
supérieure à celle d'une thèse de 3e cycle)
- Unpub. = Unpublished (non publié)

BIBLIOGRAPHIE

- AUCKLAND REGIONAL WATER BOARD (1977).- A study of the water resources in Franklin County. Unpub.
- BARENBLATT G.I., ZHELTOV In. P. et KOCHINA I.N. (1960).- Basic concept in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *Jour. of Applied Mathematics and Mecanics*, 24, 5, p. 852-864.
- BARRY R.G. (1969).- Evaporation and transpiration. In : Water, Earth and Man, R.J. Chorley (Ed.). Methuen and Co., London, p. 169-184.
- BATRUM J.A. et BRANCH W.J. (1936).- Geology of the Happy Valley-Bombay area, Franklin County, Auckland. *Trans. Roy. Soc. N. Z.*, 65, p. 386-403.
- BATTEY M.H. (1945).- Geology of the Tuakau-Mercer area, Auckland. *Trans. Roy. Soc. N. Z.*, 77, p. 429-445.
- BEAR J. (1972).- Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier (Ed.), New York.
- BOLT G.H. et GROENEVELT P.H. (1969).- Coupling phenomena as a possible cause for non-darcian behaviour of water in soil. *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.*, 14, 2, p. 17-26.
- BRANCH W.J. (1927).- Geology of the Happy Valley-Bombay area, Franklin County, Auckland. M. Sc. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- BROWN D.A., CAMPBELL K.S.W. et CROOK K.A.W. (1968).- The geological evolution of Australia and New Zealand. Pergamon Press (Ed.), Oxford.
- BUCHTELA K., MAIRHOFER J., MAURIN V., PAPADIMITROPOULOS T. et ZÖTL J. (1968).- Comparative investigations into recent methods of tracing subterranean water. *Bull. Nat. Speleol. Soc.*, 30, 3, p. 55-74.
- CASTANY G. (1982).- Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod (Ed.), Paris.
- CATHELAIN M. (1976).- Méthode de contrôle de la pollution des eaux. Utilisation des électrodes spécifiques. Rapport de Recherche n° 57. Laboratoire des Ponts et Chaussées, Ministère de l'Equipement.

- CHARRIERE R. (1974).- Perfectionnement à la mesure des traceurs fluorescents. Application à l'hydrogéologie. Thèse 3e cycle, Univ. scient. et méd. de Grenoble.
- CHILDS E.C. (1957).- The physics of land drainage. Drainage of agricultural lands. Luthin (Ed.), American Society of Agriculture, Madison, Wisconsin.
- CHORLEY R.J. (1969).- Introduction to physical hydrology. Harper and Row Publishers, Inc., 211 p.
- COLLINS B.W. (1953).- Fluctuations of ground-water levels in New Zealand and their significance. *N. Z. Geol. Survey*, Christchurch, New Zealand.
- COLLINS W.D. (1923).- Graphical representation of water analysis. *Ind. Eng. Chem.*, 15.
- CRABTREE J.A. (1969).- The groundwater resource in the Franklin County. M. E. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- CRAMPON N. (1982).- Prévention contre les pollutions accidentelles. Détermination de la zone contaminée ou susceptible de l'être dans quelques cas d'écoulement et de mode d'injection. *3e Colloq. d'hydrologie en pays calcaire*, Neuchatel, mémoire n° 1, p. 77-87.
- DARCY H. (1856).- Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont (Ed.), Paris.
- DAVIS S.N. et DE WIEST R.J.M. (1966).- Hydrogeology. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- DAY J.R. (1948).- The geology of the lower Waikato-Manukau area, Franklin County. M. Sc. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- DEGENS E.T., WILLIAMS E.G. et KEITH M.L. (1957).- Environmental studies of carboniferous sediments. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 41, 11, p. 2427-2455.
- DOWDLE B.K. (1980).- Aspects of the hydrology of the Pukekohe basalt aquifers. M. A. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- DREW D.P. et SMITH D.I. (1969).- Techniques for the tracing of subterranean drainage. British Geomorphological Research Group. Technical Bulletin n° 2.
- DUNN J.R. (1957).- Stream tracing - Mid appalachian region. *Bull. Nat. Speleol. Soc.*, 2, p. 1-7.
- FAUST G.T. (1978).- Joint systems in the Watchung basalt flows of New Jersey. U. S. Government Printing Office, Washington.

- FREEZE A.R. et CHERRY J.A. (1979).- Groundwater. Prentice Hall. New Jersey.
- GREGORY K.J. et WALLING D.E. (1973).- Drainage basin form and process.
Edward Arnod Publishers Ltd, London.
- GRINDLEY G.W. (1963).- New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 6,
p. 872-930.
- GUILBAULT G. (1973).- Practical fluorescence : theory, methods and techniques.
Marcel Dekker, Inc., New York, 664 p.
- GUNN J. (1978).- Karst hydrology and solution in the Waitoms district,
New Zealand. Ph. D. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- HEALY J. (1935).- Geology of the Hunua-Ramarama area. M. Sc. Thesis, Univ.
of Auckland. Unpub.
- HEM J.D. (1970).- Study and interpretation of the chemical characteristics
of natural water. *U. S. Geol. Survey Water Supply paper n° 1473*.
- HENDERSON J. et GRANGE L.I. (1926).- The geology of the Huntly-Kawhia South
District, Pirongia Hauraki Divisions. *N. Z. Geol. Service Bull.*, 28.
- HILGENDORF F.W. (1912).- Fluctuation in the level of water in some artesian
wells in the Christchurch area. *Trans. N. Z. Inst.*, 44, p. 142-159.
- HILGENDORF F.W. (1917).- Fluctuation in the water-level of some artesian
wells in the Christchurch area. *Trans. N. Z. Inst.*, 49, p. 491-493.
- HILGENDORF F.W. (1926).- Artesian wells of the Christchurch area. *Trans.*
N. Z. Inst., 56, p. 420-436.
- HOCHSTETTER F. (1864).- Contribution to geology of the Province of Auckland
and Nelson. *In* : Geology of New Zealand, C.A. Fleming (Ed.).
- HUBBERT M.K. (1940).- The theory of ground-water motion. *J. Geol.*, Nov-Dec.,
p. 319.
- HUBBERT M.K. (1956).- Darcy's law and the field equations of the flow of
the flow of underground fluids. *Trans. Am. Inst. Min. Met. Eng.*,
207, p. 222-239.
- HUTTON F.W. (1870).- On the relative ages of the Waitemata series and the
Brown Coal series of Drury and Waikato. *Trans. Roy. Soc. N. Z.*, 3,
p. 244-249.
- HUTTON F.W. (1896).- On the behaviour of two wells at the Canterbury
Museum. *Trans. N. Z. Inst.*, 28, p. 654-664.

- JUNGE C.E. et GUSTAFSON P.E. (1957).- On the distribution of sea salt over the United States and its removal by precipitation. *Tellus*, 9, p. 164-173.
- KELLER G.V. (1960).- Physical properties of tuffs of the Oak Spring formation, Nevada. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 400-B, p. 396-400.
- KENSINGTON R.M. (1974).- The development of a milkfat prediction model for the western Franklin County. M. Sc. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- LALLEMAND A. et PALOC H. (1964).- Possibilités offertes par la méthode de détection au charbon actif pour les expériences de coloration à la fluorescéine. *Spelunca Bull.*, 4, p. 27-40.
- LAWS C.R. (1925).- Geology of the Papakura-Hunua District, Franklin County, Auckland. M. Sc. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- LINDQUIST E. (1935).- On the flow of water through porous soil. Stockholm, Premier Congrès des grands barrages, p. 81-101.
- LOGAN J. (1961).- Estimation of electrical conductivity from chemical analysis of natural waters. *J. geophys. Res.*, 66, p. 2479-2483.
- MANIA J. et RAMON S. (1980).- Reconstitution du débit journalier de trois sources karstiques de l'Est de la France. Colloque national sur la protection des eaux souterraines karstiques, Besançon.
- MARTIN G.N. (1976).- Water sampling from unpumped wells with static water levels deeper than 10 meters. *J. Hydrolog. (N. Z.)*, 15, 1, p. 41-45.
- MOLINARI J. (1969).- Les traceurs salins et fluorescent en hydrologie. CEA-CENG DR/SAR - G/69 - 15, 36 p.
- ORBELL G.E. (1977).- Soils of part of Franklin County, South Auckland, New Zealand. *N. Z. Soil Survey Report*, 33.
- PARSON R.W. (1966).- Permeability of idealized fractured rock. *J. Soc. Petrol. Eng., Am. Inst. Min. Met. Eng.*, Paper n° 1.289, 6, 2, p. 126-136.
- PENMAN H.L. (1948).- Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Roy. Soc. London Proc.*, 193, p. 120-145.
- PHILLIPS S. (1978).- Prediction of ground water levels. Central Water Planing Unit. West Sussex Regional Water Board, England. Technical note n° 21. Unpub.
- PIPER A.M. (1953).- A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *U. S. Geol. Survey groundwater note* n° 12.

- RAFFERTY W.J. (1977).- The volcanic geology and petrology of South Auckland. M. Sc. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- RICHARD C. et NGUYEN VAN CU (1961).- Relation entre la résistivité d'une eau et son taux de minéralisation. *L'eau*, 1, p. 22-24.
- ROBERTSON D.J. (1976).- A paleomagnetic study of volcanic rocks in the South Auckland area. M. Sc. Thesis, Univ. of Auckland. Unpub.
- ROCHON J. (1978).- Principaux mécanismes physico-chimiques causant la disparition des substances miscibles dans les sous-sols. *Bull. B. R. G. M.*, 4, 3, p. 303-309.
- RODIER J. (1976).- L'analyse de l'eau. Dunod (Ed.), Paris.
- ROSE H.E. (1945).- An investigation into the laws of fluids through beds of granular material. *Proc. Inst. Mech. Eng.*, 153, p. 141-148.
- ROTHACHER J. et MINER N. (1967).- Accuracy of measurement of runoff from experimental watersheds. In : W.E. Sopper and H.W. Lull (Ed.), *Forest Hydrology*. Pergamon Press, Oxford, p. 705-713.
- RUSSEL W.J. (1977).- A study of the water resources of Franklin County : a preliminary report. Auckland Regional Water Board and Waikato Valley Authority, unpublished report.
- SCHNEEBELI G. (1955).- Expériences sur la limite de validité de la loi de Darcy et l'apparition de la turbulence dans un écoulement de filtration. *La Houille Blanche*, 10, 2, p. 141-149.
- SCHOELLER H. (1962).- Les eaux souterraines. Masson (Ed.), Paris.
- SCHOFIELD J.C. (1953).- Underground water of the Franklin County. A report. Unpub.
- SCHOFIELD J.C. (1956).- Report on the source of water for Hickey's Springs, Pukekohe. Department of Scientific and Industrial Research, Geological Survey Office, Wellington, New Zealand. Unpub.
- SCHOFIELD J.C. (1958 a).- Pliocene shell beds south of the Manukau Harbour. *N. Z. J. geol. geophys.*, 1, 2, p. 247-255.
- SCHOFIELD J.C. (1958 b).- Note on the volcanism and structure in Franklin County. *N. Z. J. geol. geophys.*, 1, 3, p. 541-559.
- SCHOFIELD J.C. (1967).- Geological map of New Zealand, sheet 3, Auckland, 1 : 250 000. Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand. Unpub.
- SHARP J.C. et MAINI Y.N.T. (1972).- Fundamental considerations of the hydraulic characteristics of joints in rocks. Percolation through fissured rocks, W. Wittke (Ed.). *Intern. Soc. of Rock Mechanics*, Stuttgart.

- SHUVAL H.I. et GRUENER N. (1977).- Infant methemoglobinaemia and other health effects of nitrates in drinking water. *Progress in water Technology*, 8, p. 183-193.
- SMART P.L. et BROWN M.C. (1973).- The use of activated carbon for the detection of the tracer dye Rhodamine W.T. Actes du 6e Congrès de Géologie, Olomuc, Tchécoslovaquie, 4, p. 285-292.
- SMART P.L. et LAIDLLOW I.M.S. (1977).- An evaluation of some fluorescent dyes for water tracing. *Water Resources Research*, 1, p. 15-33.
- SNOW D.T. (1965).- A parallel-plate model of fractured permeable media. Ph. D. Thesis, Univ. of California, Berkeley. Unpub.
- SNOW D.T. (1968 a).- Rock fracture spacings, openings and porosities. *J. of soil Mechanics and Foundation Division*. Proc. Amer. Soc. of Civil Eng., 94, p. 73-91.
- SNOW D.T. (1968 b).- Anisotropic permeability of fractured rocks. Hydrology and flow through porous media, R.J.M. De Wiest (Ed.). Academic Press, New York.
- SNOW D.T. (1969).- Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research*, 5, p. 1273-1289.
- STEVENS G. (1980).- New Zealand adrift. A.H. and A.W. Reed Ltd., Wellington.
- STIFF H.A. (1951).- The interpretation of chemical water analyses by means of patterns. *J. Petr. Tech.*, 3, 10, p. 15-17.
- STIPP J.J. (1968).- The geochronology and petrogenesis of the cenozoic volcanics of North Island, New Zealand. Ph. D. Thesis, Australian National Univ., Canberra. Unpub.
- SWARTZENDRUBER D. (1962).- Non darcian flow behaviour in liquid saturated porous media. *J. geophys. Res.*, 67, p. 5205-5213.
- SYMES L.P. (1917).- Notes on the fluctuation of water-level in a Christchurch artesian well. *Trans. N. Z. Inst.*, 49, p. 493-495.
- THORNTHWAITE C.W. (1954).- A re-examination of the concept and measurement of potential evapotranspiration. Pub. in *Climat.*, Vol. 7 .
- THORPE H.R. (1977).- Land use and its effects on groundwater quality. Ministry of Work and Development report, N. Z. Unpub.
- THORPE H.R. et SCOTT D.M. (1979).- Groundwater - the state of the art in New Zealand. In : *Physical hydrology : the New Zealand experience*, D.L. Murray and P.A. Ackroyd. N. Z. Hydrol. Soc., Wellington.

- TODD D.K.- Ground water Hydrology. John Wiley and Sons, New York.
- VAN DER LEEDEN F., CERILLO L.A. et HILLER D.W. (1975).- Groundwater pollution in the northwest states. U. S. Env. Protection Agency. Ecological Research Series EPA-660/3-75-018.
- WALTON W.C. (1970).- Groundwater resource evaluation. Mc Graw-Hill, New York.
- WARD J.C. (1964).- Turbulent flow in porous media. *J. of the hydraulics division*. Amer. Soc. Civil Eng., sept., p. 1-12.
- WARD R.D. (1971).- Measuring evapotranspiration. A review. *J. Hydrol.*, 13, p. 1-21.
- WARD R.D. (1975).- Principle of hydrology (2nd ed.). Mac Graw-Hill, London.
- WARING F.G. (1949).- Significance of nitrates in water supplies. *Am. Water Works Assoc. J.*, 41, p. 147.
- WATERHOUSE B.C. (1972).- Water Supply, crop research substation, Pukekohe. *Water Supply Report*. N. Z. Geological Survey, Otara. Unpub.
- WATERHOUSE B.C. (1974).- Water Supply, D. S. I. R. crop research substation, Pukekohe. *Water Supply Report*. N. Z. Geological Survey, Otara. Unpub.
- WEBER J.W. et MORRIS J.C. (1964).- Adsorption in heterogeneous aqueous systems. *J. Am. Water Works Assoc.*, 56, p. 447-456.
- WITTKE W. (1973).- General report on the symposium : "Percolation through fissured rock". *Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol.*, p. 3-28.
- WOOD W.W. (1973).- A technique using porous cups for water sampling at any depth in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, 9, 2, p. 486-488.
- WORLD HEALTH ORGANISATION (1971).- International standards for drinking water (3rd ed.).

T A B L E D E S M A T I E R E S

	Pages
AVANT PROPOS	1
ACKNOWLEDGMENT	3
NOTE TO ENGLISH READERS	5
RESUME	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	11
<u>CHAPITRE 1</u> : CADRE DE L'ETUDE	13
1.1. UNE IDEE DE LA NOUVELLE ZELANDE	13
1.2. CADRE GEOLOGIQUE	15
1.2.1. Eléments de géologie de Nouvelle-Zélande	15
1.2.1.1. La Nouvelle-Zélande et le Gondwana	15
1.2.1.2. Le géosynclinal néo-zélandais	15
1.2.1.3. La faille alpine	18
1.2.1.4. Volcanisme et activité sismique actuels	19
1.2.2. Cadre géologique de l'étude	21
1.2.2.1. Le Comté de Franklin (partie centrale)	21
1.2.2.2. Le plateau de Pukekohe	25
1.3. CADRE HYDROLOGIQUE	25
1.3.1. Situation géographique, économique et administrative de la zone étudiée	28
1.3.2. Relations structurales entre la géologie et l'hydrologie du Plateau de Pukekohe	31
1.3.3. Climatologie	31
1.3.3.1. Précipitations	36
1.3.3.2. Evapotranspiration	37
1.3.3.3. Infiltration	39
1.4. PROJET DE RECHERCHE	39
1.4.1. Etat des connaissances au début de l'étude	39
1.4.2. Objectifs de l'étude	40

CHAPITRE 2 : ANALYSES CHIMIQUES ET QUALITE DES EAUX DE	
L'AQUIFERE SUPERIEUR	43
2.1. BUTS ET METHODES	43
2.1.1. Electrodes spécifiques	43
2.1.2. Spectrométrie d'absorption atomique	45
2.1.3. Conductivité électrique	46
2.2. LES NITRATES DANS L'AQUIFERE SUPERIEUR	46
2.2.1. Teneurs en nitrates	47
2.2.2. Liaison entre nitrates et conductivité	48
2.3. AUTRES IONS ANALYSES	50
2.4. CONCLUSIONS	50
CHAPITRE 3 : DIFFERENCIATION DES DEUX AQUIFERES BASALTIQUES	
DU PLATEAU DE PUKEKOHE	53
3.1. DIFFERENCIATION HYDRODYNAMIQUE	53
3.1.1. Niveaux piézométriques moyens	53
3.1.2. Amplitude des variations piézométriques	55
3.1.3. Corrélation entre puits des aquifères supérieur et inférieur	56
3.2. DIFFERENCIATION CHIMIQUE DES DEUX AQUIFERES	59
3.2.1. Diagramme triangulaire de Piper	59
3.2.2. Diagramme de Stiff	62
3.2.3. Etude de paramètres chimiques ou physico-chimiques	64
3.2.3.1. Chlorures	64
3.2.3.2. Sulfates	67
3.2.3.3. Nitrates	68
3.2.3.4. Conductivité	69
3.2.3.5. pH	70
3.2.4. Commentaires	70
3.3. CONCLUSIONS	71

CHAPITRE 4 : TRACAGES DANS L'AQUIFERE SUPERIEUR DU PLATEAU DE PUKEKOHE	75
4.1. OBJECTIFS ET CONTRAINTES	75
4.2. CHOIX DES TRACEURS	75
4.3. TRACAGES EFFECTUES	77
4.3.1. Injections 1 et 2	77
4.3.2. Injection 3	77
4.3.3. Injection 4	79
4.4. RESULTATS	79
4.4.1. Directions	79
4.4.2. Vitesses effectives	82
4.4.3. Conductivité hydraulique	84
4.4.4. Paramètres hydrodispersifs	85
4.4.5. Taux de restitution du traceur de l'injection n°1	86
4.4.6. Commentaires	86
4.5. VALIDITE DE LA LOI DE DARCY	91
4.6. LOI DE DISPERSION DU TRACEUR DANS L'AQUIFERE SUPERIEUR	94
4.7. CONCLUSIONS	97
 CHAPITRE 5 : MODELE DE SIMULATION : NIVEAU DE NAPPE ET DEBIT DE SOURCES	 101
5.1. CONTEXTE ET OBJECTIFS	101
5.2. MODELE STRUCTURAL SIMPLIFIE DE L'AQUIFERE	101
5.3. MODELE MATHEMATIQUE	103
5.3.1. Modèle de nappe	103
5.3.2. Modèle de source	105
5.3.3. Application du modèle mathématique	106
5.4. VALIDITE DES SIMPLIFICATIONS UTILISEES	106
5.4.1. Morphologie de la surface piézométrique	106
5.4.2. Utilisation de la loi de Darcy	107
5.4.3. Effets de l'infiltration et des pompages sur la nappe	107
5.4.4. Constance des paramètres A et A_1	107

	Pages
5.5. DONNEES UTILISABLES	110
5.5.1. Données de référence	110
5.5.1.1. Fluctuation piézométrique de la nappe	110
5.5.1.2. Débits aux sources	112
5.5.2. Données du modèle	114
5.5.2.1. Infiltration	114
5.5.2.2. Pompages	116
5.5.2.3. Coefficient de décroissance	117
5.5.2.4. Porosité	118
5.5.2.5. Coefficients de décalage k et k'	119
A) Coefficient k	119
B) Coefficient k'	119
5.5.2.6. Niveau des sources	120
5.6. TECHNIQUES DE CORRELATIONS ET CORRELATION CROISEE. APPLICATIONS AUX DONNEES REELLES ET AU MODELE DE FLUCTUATION DE NAPPE DU PLATEAU DE PUKEKOHE	120
5.6.1. Coefficient de corrélation	120
5.6.1.1. Définition	120
5.6.1.2. Corrélation des données piézométriques réelles et modélisées	121
A) Programme utilisé	121
B) Résultats	121
5.6.2. Corrélation croisée	122
5.6.2.1. Principe	122
5.6.2.2. Application aux fluctuations du débit des sources et résultats	124
A) Valeur du coefficient de décalage k'	124
B) Zones de corrélation et coefficient maximal	126
5.6.2.3. Application à la liaison entre modèle et débit des sources	126
5.6.3. Interprétation et commentaires	126
5.6.3.1. Corrélation entre modèle et piézométrie	128
5.6.3.2. Corrélation croisée entre piézométrie et débit des sources	129
A) Valeur k' = -1	130
B) Zones de corrélation	141
5.7. PROGRAMME INFORMATIQUE	145
5.7.1. Objectifs	145
5.7.2. Langage et logiciels utilisés	145
5.7.3. Termes utilisés	146

5.8. RESULTATS	149
5.8.1. Calage du modèle	149
5.8.2. Sorties graphiques	154
5.8.2.1. Calage	154
5.8.2.2. Prévision des effets de pompages supplémentaires ...	154
5.8.3. Commentaires	156
5.9. CONSEQUENCE SUR LA GESTION DE L'AQUIFERE SUPERIEUR	159
5.10. CONCLUSIONS	161
<u>C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S</u>	167

<u>CHAPITRE 6</u> : METHODE DE CONCENTRATION DE RHODAMINE W.T. SUR COLONNE DE CHARBON ACTIF	169
6.1. CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET CONTRAINTES IMPOSEES	169
6.2. METHODE UTILISEE	170
6.2.1. Appareillage	171
6.2.2. Procédure	172
6.2.3. Concentration résiduelle dans l'eau filtrée	172
6.2.4. Commentaires	172
6.2.5. Résultats	173
6.3. ETUDE SPECTROMETRIQUE DE L'ELUAT	174
6.3.1. Spectrométrie d'absorption moléculaire	174
6.3.2. Spectrofluorimétrie	176
6.3.3. Résultats	176
6.3.4. Commentaires	178
6.4. OPTIMALISATION DE LA METHODE	179
6.5. AVANTAGES LIES A L'UTILISATION D'UNE COLONNE DE CHARBON ACTIF..	179
6.6. CONCLUSIONS	182

	Pages
BIBLIOGRAPHIE	185
TABLE DES MATIERES	193
LISTE DES FIGURES	199
LISTE DES TABLEAUX	203
ANNEXES	
ANNEXE 1 : Programme Progm2 (J.L, BERT)	205
A) Organigramme	205
B) Listing	213
C) Sorties imprimées	215
D) Mode d'utilisation et commentaires	216
ANNEXE 2 : Méthode dite " des 3 points " (N. CRAMPON)	219
ANNEXE 3 : Expression théorique des concentrations maximales en fonction de la distance selon l'axe d'écoulement pour une injection brève en écoulement uniforme bidimensionnel	221
ANNEXE 4 : Logs de forage des principaux puits du plateau de Pukekohe ...	223
ANNEXE 5 : Infiltration mensuelle et précipitations annuelles à la station météorologique de Pukekohe (1974 à 1982)	229
ANNEXE 6 : Enquête du A.R.W.B. sur l'utilisation d'eau sur le plateau de Pukekohe	231
ANNEXE 7 : Données journalières des débits au seuil jaugeur de Patumahoe Springs	233
ANNEXE 8 : Interim report on a groundwater study at Pukekohe	241
ANNEXE 9 : Pukekohe aquifer simulation program	249



LISTE DES FIGURES

Pages

CHAPITRE 1 : CADRE DE L'ETUDE

Fig. 1.1.- La Nouvelle-Zélande et le Pacifique 14

Fig. 1.2.- Position paléogéographique de la Nouvelle-Zélande au Paléozoïque moyen 16

Fig. 1.3.- Evolution paléotectonique du géosynclinal néo-zélandais... 17

Fig. 1.4.- La Nouvelle-Zélande et la faille alpine liant les systèmes de subduction des Macquarie et de Tonga-Kermadec. 19

Fig. 1.5.- Carte structurale des sédiments anté-crétacés du synclinal de Nouvelle-Zélande 20

Fig. 1.6.- Localisation des hypocentres sismiques dans l'Ile du Nord, Nouvelle-Zélande 21

Fig. 1.7.- Localisation du Comté de Franklin, région centrale 22

Fig. 1.8.- Stratigraphie et chronologie tectonique du secteur étudié. 24

Fig. 1.9.- Carte géologique de la partie centrale du Comté de Franklin 26

Fig. 1.10.- Carte topographique de la région centrale du Comté de Franklin 27

Fig. 1.11.- Situation géographique du plateau de Pukekohe 28

Fig. 1.12.- Unités administratives de gestion de l'eau en Nouvelle-Zélande 29

Fig. 1.13.- Carte de situation des principales cultures dans la région centrale du Comté de Franklin 30

Fig. 1.14.- Diagramme schématisé des relations entre la géologie et les aquifères du plateau de Pukekohe 32

Fig. 1.15.- Localisation de tous les puits et sources répertoriés dans la zone d'étude 33

Fig. 1.16.- Réseau hydrographique de la partie centrale du Comté de Franklin 34

Fig. 1.17.- Carte piézométrique de l'aquifère supérieur 35

Fig. 1.18.- Carte des précipitations dans le secteur étudié 36

Fig. 1.19.- Tendence à long terme des précipitations à la forêt de Maioro entre 1944 et 1974 37

Fig. 1.20.- Tendence à long terme de l'ETP calculée à la station de la forêt de Maioro de 1943 à 1973 38

CHAPITRE 2 : ANALYSES CHIMIQUES ET QUALITE DES EAUX DE L'AQUIFERE SUPERIEUR

Fig. 2.1.- Electrode à membrane liquide	44
Fig. 2.2.- Relation existant entre les concentrations en nitrates et la conductivité de 19 échantillons d'eau des sources du plateau de Pukekohe	49

CHAPITRE 3 : DIFFERENCIATION DES DEUX AQUIFERES BASALTIQUES DU PLATEAU DE PUKEKOHE

Fig. 3.1.- Puits ayant fait l'objet d'un suivi piézométrique manuel de mai 1978 à janvier 1980	54
Fig. 3.2.- Puits échantillonnés pour analyses chimiques par le A.R.W.B. en 1979 et 1982	54
Fig. 3.3.- Amplitudes comparées des fluctuations piézométriques pour 14 puits des deux aquifères du plateau de Pukekohe.	56
Fig. 3.4.- Analyses chimiques d'échantillons d'eaux des deux aquifères présentées sur un diagramme de Piper	61
Fig. 3.5.- Analyses en diagrammes de Stiff d'échantillons d'eaux des deux aquifères	63
Fig. 3.6.- Etude comparée des variations de cinq paramètres physico-chimiques dans des analyses d'eaux des deux aquifères de Pukekohe	65

CHAPITRE 4 : TRACAGES DANS L'AQUIFERE SUPERIEUR DU PLATEAU DE PUKEKOHE

Fig. 4.1.- Traçages effectués par Dowdle (1980) dans l'aquifère supérieur du plateau de Pukekohe	76
Fig. 4.2.- Traçages effectués dans l'aquifère supérieur, position de tous les sites échantillonnés et directions principales suivies par le traceur.....	78
Fig. 4.3.- Trajet suivi par le traceur lors de l'injection 3 au site n° 1A (injection de Rhodamine W.T.)	80
Fig. 4.4.- Trajet suivi par le traceur lors de l'injection 4 (Fluorescéine) au site n° 7A	83
Fig. 4.5.- Courbes de restitution des injections 1 et 2 mesurées au puits de Patumahoe Springs	87
Fig. 4.6.- Evolution dans le temps de la concentration moyenne de la source et de la concentration maximale dans un puits situé dans l'axe de propagation du traceur	89

CHAPITRE 5 : MODELE DE SIMULATION : NIVEAU DE NAPPE ET DEBIT DES SOURCES

Fig. 5.1.- Schéma structural simplifié de l'aquifère supérieur du plateau de Pukekohe	102
Fig. 5.2.- Modèle simplifié de système aquifère supérieur du plateau de Pukekohe	109

	<u>Pages</u>
Fig. 5.3.- Courbe des rabattements obtenus lors d'un pompage d'essai au puits d'irrigation de la station D.S.I.R.....	111
Fig. 5.4.- Courbe de calibrage du seuil jaugeur de Patumahoe Springs et résultats de deux jaugeages par dilution de traceur ..	113
Fig. 5.5.- Enregistrement des fluctuations du niveau d'eau en amont du seuil jaugeur de Patumahoe Springs	115
Fig. 5.6.- Fluctuations piézométriques de la nappe de l'aquifère supérieur au puits D.S.I.R. n°7 (de janvier 1974 à décembre 1977)	123
Fig. 5.7.- Fluctuations piézométriques de la nappe de l'aquifère supérieur au puits D.S.I.R. n°7 (de janvier 1979 à juin 1982)	125
Fig. 5.8.- Diagramme présentant une des interprétations possibles de l'anticipation des débits à Patumahoe Springs sur la piézométrie de l'aquifère	131
Fig. 5.9.- Second diagramme présentant une des interprétations possibles de l'anticipation des débits à Patumahoe Springs sur la piézométrie	136
Fig. 5.10.- Modèle de fluctuation de débits à Patumahoe Springs lié au remplissage d'un réseau de fractures	140
Fig. 5.11.- Coupe interprétative d'une partie de l'aquifère supérieur à partir des données de forage	142
Fig. 5.12.- Droites de régression entre piézométrie au puits n°7 et débits à Patumahoe Springs pour les périodes janvier 1979-juin 1982 et octobre 1976-décembre 1977.....	144
Fig. 5.13.- Type d'évolution conjointe possible du coefficient de corrélation et de l'équation de la droite de régression entre piézométries réelles et modélisées	150
Fig. 5.14.- Evolutions comparées des piézométries réelle et simulée dans le cas du calage 5 de la figure 5.13	151
Fig. 5.15.- Evolution du calage du modèle de piézométrie au puits n°7 par introduction de pompages saisonniers	153
Fig. 5.16.- Evolutions comparées des débits à Patumahoe Springs et des valeurs modélisées dérivées du modèle de piézométrie établi au puits n°7	155
Fig. 5.17.- Effets de simulations de pompages sur la piézométrie au puits n°7	157
Fig. 5.18.- Effets de simulations de pompages sur les débits à Patumahoe Springs	158

CHAPITRE 6 : METHODE DE CONCENTRATION DE RHODAMINE W.T. SUR COLONNE
AU CHARBON ACTIF

Fig. 6.1.- Dispositif de concentration à colonne au charbon actif	171
Fig. 6.2.- Concentration résiduelle en Rhodamine W.T. dans l'eau de filtration de la colonne en fonction du volume écoulé	173

Fig. 6.3.- Spectres d'absorption moléculaire de 3 échantillons d'eau contenant de la Rhodamine W.T.	175
Fig. 6.4.- Spectres obtenus au spectrofluorimètre de 3 échantillons d'eau contenant de la Rhodamine W.T.	177
Fig. 6.5.- Schéma explicatif du processus de fixation du traceur sur une colonne au charbon actif au cours du temps	181

L I S T E D E S T A B L E A U X

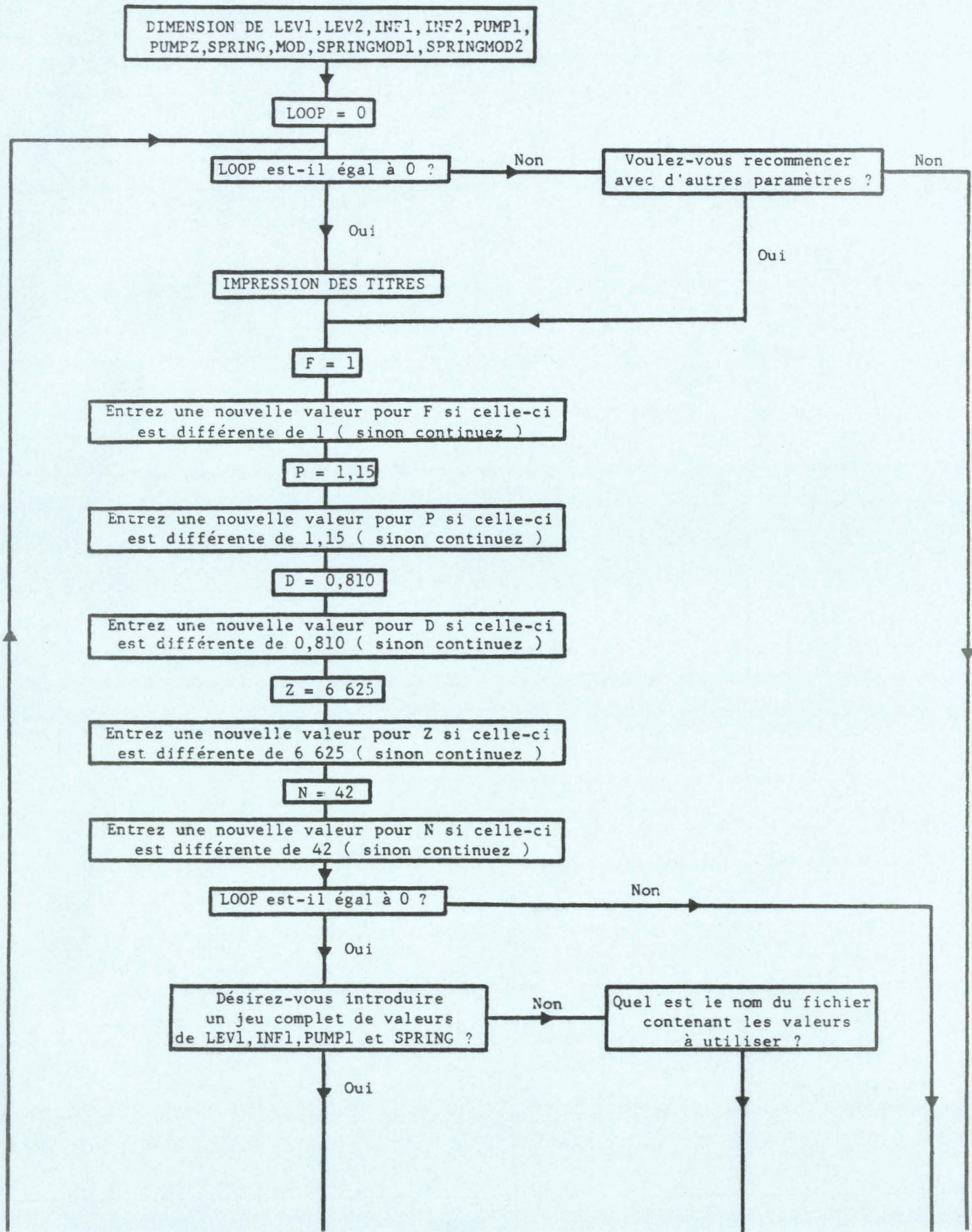
	<u>Pages</u>
Tab. 3.1.- Coefficients de corrélation entre piézométries des puits des aquifères de Pukekohe	57
Tab. 3.2.- Coefficient de corrélation entre variations piézométriques dans les puits des aquifères basaltiques du plateau de Pukekohe	58
Tab. 3.3.- Présentation analytique par puits des coefficients de corrélation entre variations piézométriques, au sein d'un même aquifère et entre aquifères différents	60
Tab. 3.4.- Concentrations comparées en Na ⁺ au sein des deux aquifères de Pukekohe	66
Tab. 4.1.- Temps de transfert par convection pure et vitesses effectives des traçages 1 et 2 à Patumahoe Springs	82
Tab. 4.2.- Concentrations maximales en traceur réellement obtenues au site de prélèvement comparées à celles prévues par la formule (4-4)	95
Tab. 4.3.- Concentrations maximales en traceur obtenues au site de prélèvement comparées à celle prévue par la formule de l'annexe	96
Tab. 5.1.- Coefficient de corrélation entre piézométrie et modèle	122
Tab. 5.2. - Corrélation croisée entre piézométrie et débits à Patumahoe Springs	124
Tab. 5.3.- Corrélation croisée entre modèle et débit des sources	126
Tab. 5.4.- Valeur du coefficient de corrélation maximal entre piézométrie au puits n°7 et débits à Patumahoe Springs ...	127

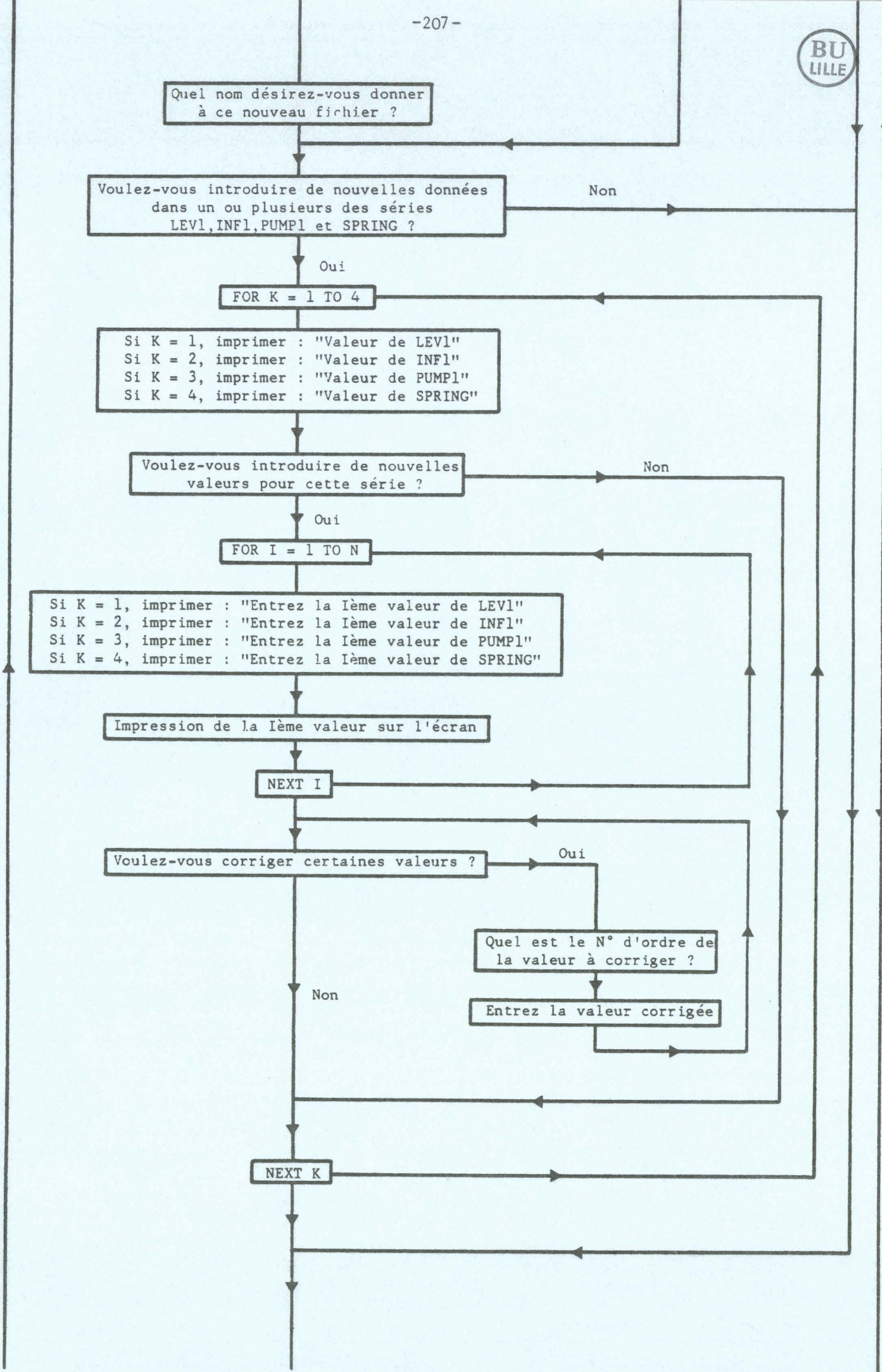
	<u>Pages</u>
Tab. 5.5.- Valeurs des paramètres P, P' et X selon différentes valeurs de α	133
Tab. 5.6.- Valeurs de Y, P et P' en fonction du pourcentage de fracture X	137
Tab. 5.7.- Coefficient de corrélation et coefficients de la droite de régression entre piézométrie et modèle lié au niveau de l'eau dans les fractures	139
Tab. 5.8.- Données de pompages et valeurs des paramètres d'ajustement pour les deux meilleurs calages du modèle sur la période janvier 1979-juin 1982	152

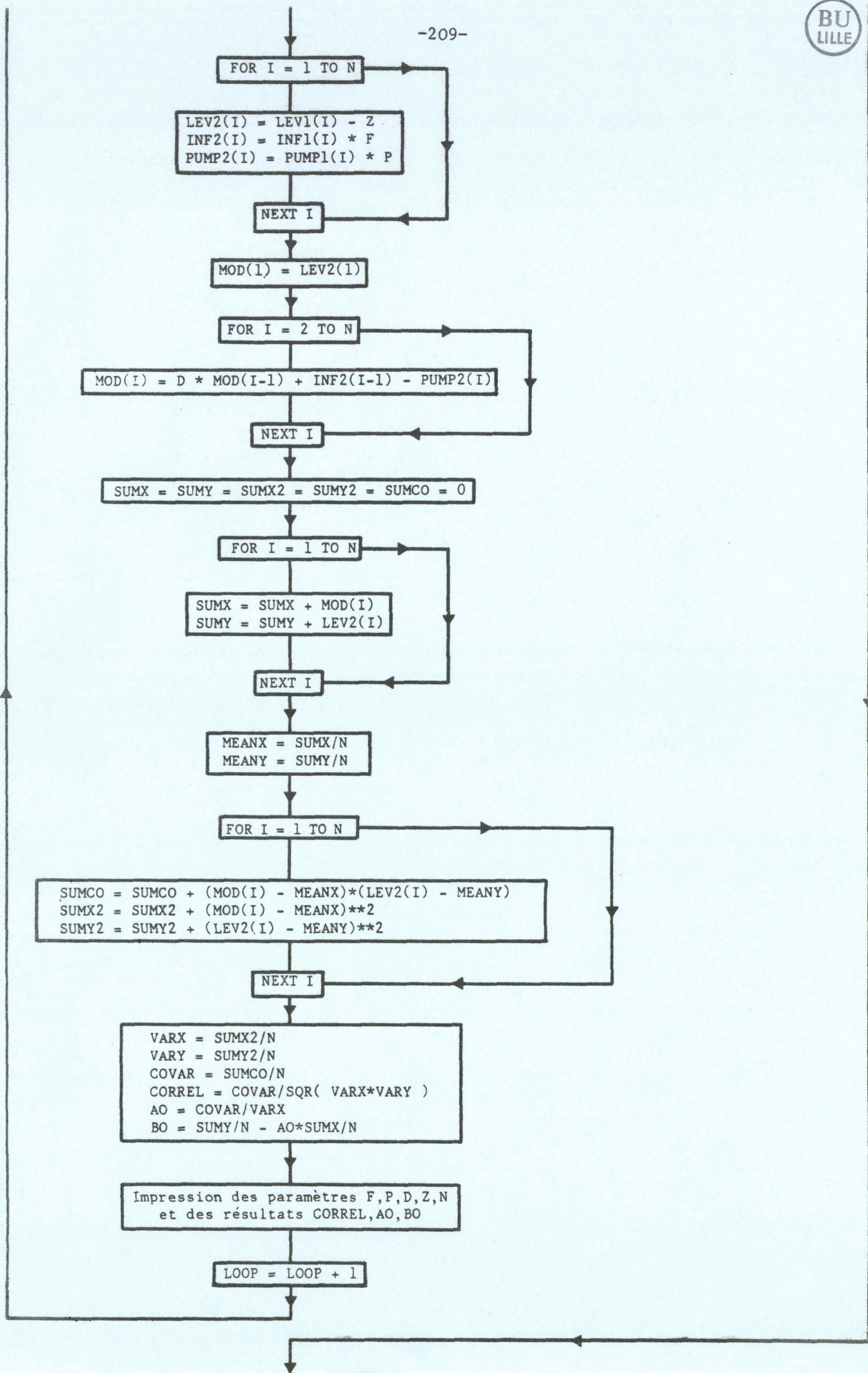
ANNEXE 1 : Programme Progm2 (J.L. BERT)

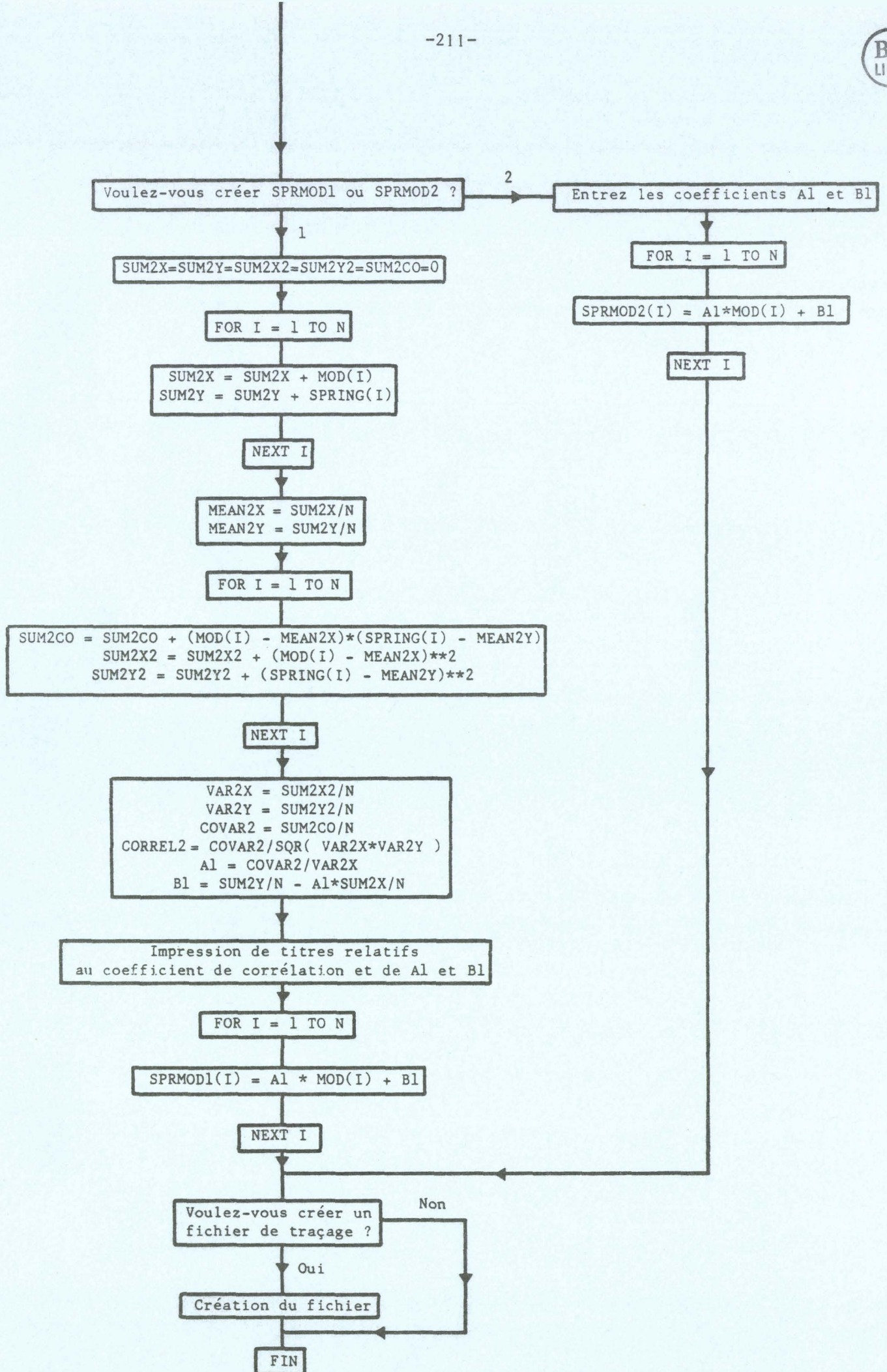
A) Organigramme C) Sorties imprimées
 B) Listing D) Mode d'utilisation et commentaires

(A)









```

10  OPTION BASE 1
20  DIM Lev1(100),Lev2(100),Inf1(100),Pump1(100),Mod(100),File$(10),X(100),Spring(100),Sprmod1(100),Sprmod2(10
, Dmod(100)
30  Loop=0
40  I=0
50  IF Loop<>0 THEN 100
51  PRINT IS 7,1,WIDTH(132)
60  PRINT " Infiltration      Pumping      Decrease      Model zero      Number of      Regression
70  PRINT " coefficient      coefficient      coefficient      coefficient      measures      Ao
80  PRINT LIN(?)
90  GOTO 120
100 INPUT "Do you want to re-run with different parameters(Y/N)?",Q$
110 IF Q$="N" THEN End
120 F=1
130 INPUT "Input value for parameter F (just CONT if F=1.00)",F
140 P=1
150 INPUT "Input value for parameter P (just CONT if P=1.15)",P
160 D=.810
170 INPUT "Input value for parameter D (just CONT if D=0.810)",D
180 Z=.6625
190 INPUT "Input value for parameter Z (just CONT if Z=.6625)",Z
200 N=42
210 INPUT "Input value for parameter N (just CONT if N=42)",N
220 IF Loop<>0 THEN Process
230 INPUT "Do you want to key in a COMPLETE new set of Lev1,Inf1,Pump1,Spring data (Y/N)?",Q$
240 IF Q$="Y" THEN Entry
250 INPUT "What is the name of the tape file containing the data(eg.Data01.T14)?",File$
260 ASSIGN #1 TO File$
270 REDIM Lev1(N),Inf1(N),Pump1(N),Spring(N)
280 READ #1,Lev1(*),Inf1(*),Pump1(*),Spring(*)
290 GOTO 310
300 Entry: INPUT "What tape file name do you wish to give the data (eg.Data05.T14)?",File$
310 PRINTER IS 16
311 INPUT "Do you wish to introduce any new data(Y/N)?",Q$
312 IF Q$="N" THEN 550
320 FOR K=1 TO 4
330 IF K=1 THEN PRINT "Lev1 DATA";LIN(2)
340 IF K=2 THEN PRINT "Inf1 DATA";LIN(2)
350 IF K=3 THEN PRINT "Pump1 DATA";LIN(2)
351 IF K=4 THEN PRINT "Spring DATA";LIN(2)
360 INPUT "Do you wish to enter new data for this variable (Y/N)?",Q$
370 IF Q$="N" THEN 540
380 FOR I=1 TO N
390 IF K=1 THEN INPUT "INPUT Lev1 value",X(I)
400 IF K=2 THEN INPUT "INPUT Inf1 value",X(I)
410 IF K=3 THEN INPUT "INPUT Pump1 value",X(I)
411 IF K=4 THEN INPUT "INPUT Spring value",X(I)
420 PRINT I,X(I)
430 NEXT I
440 INPUT "Do you wish to correct any of this data (Y/N)?",Q$
450 IF Q$="N" THEN Next
460 INPUT "Which is the observation number of the value to be corrected?",I
470 INPUT "Corrected value?",X(I)
480 GOTO 440
490 Next: FOR I=1 TO N
500 IF K=1 THEN Lev1(I)=X(I)
510 IF K=2 THEN Inf1(I)=X(I)
520 IF K=3 THEN Pump1(I)=X(I)
521 IF K=4 THEN Spring(I)=X(I)
530 NEXT I
540 NEXT K
550 PURGE File$
560 CREATE File$,16
570 ASSIGN #1 TO File$

```



```

580 REDIM Lev1(N), Inf1(N), Pump1(N), Spring(N)
590 PRINT #1, Lev1(*), Inf1(*), Pump1(*), Spring(*)
600 ASSIGN * TO #1
610 Process: FOR I=1 TO N
620 Lev2(I)=Lev1(I)-Z
630 Inf2(I)=Inf1(I)*F
640 Pump2(I)=Pump1(I)*P
650 NEXT I
660 Mod(1)=Lev2(1)
670 FOR I=2 TO N
680 Mod(I)=D*Mod(I-1)+Inf2(I-1)-Pump2(I)
690 NEXT I
700 Sumx=Sumy=Sumx2=Sumy2=Sumco=0
710 FOR I=1 TO N
720 Sumx=Sumx+Mod(I)
730 Sumy=Sumy+Lev2(I)
740 NEXT I
750 Meanx=Sumx/N
760 Meany=Sumy/N
770 FOR I=1 TO N
780 Sumco=Sumco+(Mod(I)-Meanx)*(Lev2(I)-Meany)
790 Sumx2=Sumx2+(Mod(I)-Meanx)^2
800 Sumy2=Sumy2+(Lev2(I)-Meany)^2
810 NEXT I
820 Varx=Sumx2/N
830 Vary=Sumy2/N
840 Covar=Sumco/N
850 Correl=Covar/SQR(Varx*Vary)
860 Ao=Covar/Varx
870 Io=Sumy/N-Ao*Sumx/N
880 PRINT USING "5X,D,DD,11X,D,DD,10X,D,DD,10X,D,DD,12X,DDD,6X,DDD,DDD,DD",F,P,D,Z,N,Correl,Ao,Bo
890 PRINT USING "5X,D,DD,11X,D,DD,10X,D,DD,10X,D,DD,12X,DDD,6X,DDD,DDD,DD",F,P,D,Z,N,Correl,Ao,Bo
900 Loop=Loop+1
910 GOTO Loopor
920 End: PRINTER IS 16
921 GOTO 1020
930 INPUT "Do you wish to create a PLOTTing file (Y/N)",Q$
940 IF Q$="N" THEN 1340
941 PURGE "PLOT1"
950 CREATE "PLOT1",42,80
960 ASSIGN #2 TO "PLOT1"
970 FOR I=1 TO N
980 PRINT #2,Lev1(I), Inf1(I), Pump1(I), Lev2(I), Inf2(I), Pump2(I), Mod(I), Spring(I), Sprmod1(I), Sprmod2(I)
990 PRINT I, Lev1(I), Inf1(I), Pump1(I), Lev2(I), Inf2(I), Pump2(I), Mod(I), Spring(I), Sprmod1(I), Sprmod2(I)
1000 NEXT I
1010 GOTO 1340
1020 INPUT "Do you want to create Sprmodf or Sprmod2 (1,2)?",M
1030 IF M=2 THEN GOTO 1310
1040 Sum2x=Sum2y=Sum2x2=Sum2y2=Sum2co=0
1050 FOR I=1 TO N
1060 Sum2x=Sum2x+Mod(I)
1070 Sum2y=Sum2y+Spring(I)
1080 NEXT I
1090 Mean2x=Sum2x/N
1100 Mean2y=Sum2y/N
1110 FOR I=1 TO N
1120 Sum2co=Sum2co+(Mod(I)-Mean2x)*(Spring(I)-Mean2y)
1130 Sum2x2=Sum2x2+(Mod(I)-Mean2x)^2
1140 Sum2y2=Sum2y2+(Spring(I)-Mean2y)^2
1150 NEXT I
1160 Var2x=Sum2x2/N
1170 Var2y=Sum2y2/N
1180 Covar2=Sum2co/N

```

```

1190 Correl2=Covar2/SQR(Var2x*Var2y)
1200 A1=Covar2/Var2x
1210 B1=Sum2y/N-A1*Sum2x/N
1220 PRINTER IS 7,1,WIDTH(150)
1230 PRINT LIN(2)
1240 PRINT " Coefficient of Correlation between      Regression      Regression"
1250 PRINT "          Spring and Model              Slope          Intercept"
1251 PRINT "                                     A1              B1"
1252 PRINT LIN(2)
1260 PRINT USING "16X,D.DDD,22X,D.DDD,10X,DDD.D,";Correl2,A1,B1
1270 FOR I=1 TO N
1280 Sprmod1(I)=A1*Mod(I)+B1
1290 NEXT I
1300 GOTO 930
1310 ASSIGN #2 TO "PLOT1"
1311 FOR I=1 TO N
1312 READ #2;Lev1(I),Lev2(I),Inf1(I),Inf2(I),Pump1(I),Pump2(I),Dmod(I),Spring(I),Sprmod1(I),Sprmod2(I)
1313 NEXT I
1314 INPUT "Enter A1,B1",A1,B1
1315 FOR I=1 TO N
1320 Sprmod2(I)=A1*Mod(I)+B1
1321 NEXT I
1330 GOTO 930
1340 END

```

Ⓒ

Infiltration coefficient	Pumping coefficient	Decrease coefficient	Model zero	Number of measures	Coefficient of correlation	Regression A0	Regression B0
1.00	1.00	.810	6625	42	.964	.913	40.71

Infiltration coefficient	Pumping coefficient	Decrease coefficient	Model zero	Number of measures	Coefficient of correlation	Regression A0	Regression B0
1.00	1.00	.862	6500	42	.972	.926	41.29

1.00	1.20	.810	6625	42	.984	.992	.07
------	------	------	------	----	------	------	-----

Coefficient of Correlation between Spring and Model	Regression A1	Regression B1
.964	2.861	634.1



①

Commentaires et mode opératoire

Le programme est stocké sur cassette magnétique type HP 98200A. Il doit être chargé sur le HP 9845-A sous son nom; on effectue donc LOAD "Progm2" puis on presse la touche EXECUTE. Dès que le programme est chargé, presser la touche RUN.

Le programme débute alors en réclamant successivement l'entrée d'une valeur pour chaque paramètre F, P, D, Z et N, bien qu'une valeur soit déjà stockée dans le programme et apparaisse sur l'écran. Si l'utilisateur ne désire pas modifier cette valeur, il presse la touche CONT, comme cela est indiqué sur l'écran; dans le cas contraire, introduire la valeur voulue puis presser CONT.

Chaque nouvelle valeur qui serait entrée pour ces paramètres sera utilisée dans ce passage, remplaçant la valeur proposée; cependant, lors du passage suivant, la valeur pré-insérée est à nouveau proposée.

Le programme demande alors si l'utilisateur désire introduire un jeu complet de valeur de LEV1, PUMP1, INF1 et SPRING. Pour un premier passage du programme, la réponse doit être positive. Comme une réponse Y/N (yes, no) est attendue, frapper Y puis la touche CONT.

Un nom est alors demandé pour ce fichier; ce nom doit donc être introduit, puis l'on presse CONT; ce nom de fichier devra être rappelé pour chaque passage ne nécessitant pas une nouvelle introduction de données.

Il est ensuite demandé si l'on désire introduire de nouvelles données dans LEV1, INF1, PUMP1 ou SPRING. Bien que cette question semble faire double usage avec l'une des questions précédentes (elle est en fait plus adaptée à un second passage avec modification d'une partie des données, PUMP1 par exemple, il sera répondu par l'affirmative pour un premier passage, donc presser Y puis CONT. "Valeur de LEV1" apparaît alors sur l'écran et il est demandé si l'on désire introduire de nouvelles valeurs dans cette série, presser alors Y puis CONT. "Entrez la 1ère valeur de LEV1" apparaît sur l'écran, et les N valeurs de LEV1 sont ainsi entrées successivement, en pressant la touche CONT après chacune d'elles.

La même séquence est répétée pour INF1, PUMP1 et SPRING. Après chacune de ces séries, une procédure de correction de valeur(s) est effectuée si nécessaire.

Le programme calcule alors LEV2, INF2, PUMP2 et MOD. Une corrélation entre LEV2 et MOD est effectuée, calculant le coefficient de corrélation et les coefficients A0 et B0 de la droite de régression. Puis F, P, D, Z, N, le coefficient de corrélation, A0 et B0 sont tapés sur l'imprimante.

Il est alors demandé à l'utilisateur s'il désire effectuer un autre passage avec de nouveaux paramètres. Si la touche Y est pressée, le programme revient au départ et réclame l'introduction éventuelle des paramètres F, P, D, Z et N. Puis il saute directement à la partie calcul présentée ci-dessus et imprime le nouveau jeu de paramètres et de résultats en dessous des précédents. Si, au contraire, la touche N est pressée, le programme se poursuit de la façon suivante :

Il est demandé sur l'écran : "Voulez vous créer SPRMOD1 ou SPRMOD2 (1/2) ?" Pour un premier passage qui est supposé utiliser un modèle sans pompages supplémentaires, la touche 1 sera pressée.

Le programme calcule alors le coefficient de corrélation entre MOD et SPRING et les coefficients de la droite de régression A1 et B1 sont frappés sur l'imprimante. SPRMOD1 est ainsi créé en utilisant les valeurs de A1 et B1.

Il est ensuite demandé si un fichier de traçage doit être créé. Si la réponse est "N", le programme s'arrête. Si, à l'opposé, la touche Y est frappée, un fichier contenant LEV1, INF1, PUMP1, LEV2, INF2, PUMP2, MOD, SPRING, SPRMOD1 et SPRMOD2 est créé sous le nom de PLOT1 et le programme s'arrête. Un programme de traçage devrait alors être chargé.

Après un premier passage, il est possible de faire figurer sur un même graphe MOD et LEV2, par exemple, ou SPRMOD1 et SPRING. La partie du fichier contenant SPRMOD2 est, à ce stade, encore vide.

Un deuxième passage peut être effectué pour apprécier les effets de pompages supplémentaires sur la nappe et sur le débit des sources. Le programme est à nouveau chargé de la même façon. Pour ce type de passage, un nouvel ensemble de valeur de PUMP1 devrait être introduit (comprenant les valeurs réelles plus les valeurs du pompage simulé). Cet ensemble ne devant pas être modifié par la suite, P sera pris égal à 1. Les valeurs de F, P, D et Z seront celles correspondant au meilleur calage dans la phase précédente.

A la question "Désirez-vous introduire un jeu complet de valeur etc...", il sera répondu "N" puisque seules les données de PUMPl sont à modifier. Quand le nom du fichier contenant les valeurs à utiliser est demandé, il sera tapé sur le clavier le nom précédemment donné à ce fichier dans le premier passage.

Puis à la question "Désirez-vous introduire de nouvelles données etc...", la réponse sera "Y" et aux questions relatives à l'introduction de données autres que PUMPl, les réponses seront bien-sûr négatives. Les nouvelles valeurs de PUMPl seront entrées comme dans le premier passage (en gardant à l'esprit que les valeurs des pompages dites "réelles" sont celles de PUMP2 du passage précédent, et non de PUMPl; en d'autres termes, le meilleur calage au passage précédent a pu être obtenu avec une valeur de P différente de 1 et les véritables valeurs "réelles" sont donc celles de $PUMP2 = PUMPl * P$).

SPRMOD2 est alors créé. Pour ce faire, le programme réclame l'introduction des paramètres A1 et B1 du passage correspondant au meilleur calage.

Pour finir, le fichier contenant les données susceptibles de traçage sera à nouveau rempli si l'utilisateur le désire, avec des valeurs de MOD différentes de celles du passage précédent (grâce aux pompages supplémentaires) et également les valeurs de SPRMOD2. En faisant appel au programme de traçage, il sera possible de présenter sur un même graphe SPRMOD 2 et SPRING, ou SPRMOD 1 et SPRMOD2, par exemple.

ANNEXE 2
 Méthode dite
 " des 3 points "
 (N. CRAMPON)

La détermination du temps de transfert par convection pure en écoulement uniforme monodimensionnel pour une injection brève peut être effectuée par la méthode suivante (CRAMPON, com. pers.) à partir des formules de SAUTY (1977) :

$$C_R = \frac{K}{\sqrt{t_R}} \exp \left[- \frac{Pe}{4t_R} (1 - t_R)^2 \right] \quad (1)$$

avec $K = \sqrt{t_{RM}} \exp \left[\frac{Pe}{4t_{RM}} (1 - t_{RM})^2 \right] \quad (2)$

$$t_{RM} = \sqrt{1 + \left(\frac{1}{Pe} \right)^2} - \frac{1}{Pe} \quad (3)$$

$C_R = \frac{C(t)}{C_M}$ $C(t)$ = concentration à l'instant t
 C_M = concentration maximale à l'instant t_M (temps modal)

$t_R = \frac{t}{t_c} =$ temps réduit

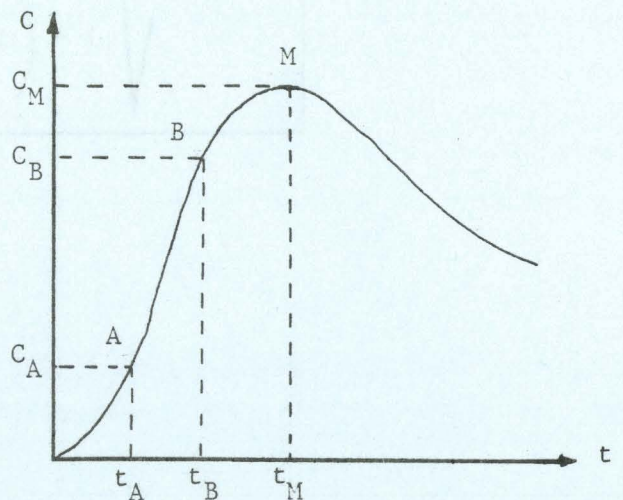
$t_{RM} = \frac{t_M}{t_c} =$ temps modal réduit

Pe = nombre de Péclet

METHODE : En prenant 2 points sur la courbe de restitution (C,t) tels que :

$C_B = N \cdot C_A$ (équivalent :
 $C_{RB} = N \cdot C_{RA}$)

on peut alors écrire :



$$C_{RB} = \frac{K}{\sqrt{t_{RB}}} \exp \left[- \frac{Pe}{4t_{RB}} (1 - t_{RB})^2 \right] \quad (4)$$

$$C_{RA} = \frac{K}{\sqrt{t_{RA}}} \exp \left[- \frac{Pe}{4t_{RA}} (1 - t_{RA})^2 \right] \quad (5)$$

Sachant que : $C_{RB} = N.C_{RA}$, on peut écrire après simplifications :

$$\frac{1}{2} \ln \frac{t_{RA}}{t_{RB}} - \ln N = \frac{Pe}{4} \left[\frac{(1 - t_{RB})^2}{t_{RB}} - \frac{(1 - t_{RA})^2}{t_{RA}} \right] \quad (6)$$

Comme $t_{RM} = \frac{t_M}{t_c}$, l'équation (3) devient : $Pe = \frac{2t_M t_c}{t_c^2 - t_M^2}$

En remplaçant Pe , $t_{RA} = \frac{t_A}{t_c}$, et $t_{RB} = \frac{t_B}{t_c}$ dans l'équation (6), on obtient :

$$\frac{1}{2} \ln \frac{t_A}{t_B} - \ln N = \frac{t_M}{2(t_c^2 - t_M^2)} \left[\frac{(t_c - t_B)^2}{t_B} - \frac{(t_c - t_A)^2}{t_A} \right] \quad (7)$$

Ce qui donne, en sortant t_c , et t_A , t_B , t_M et $N = \frac{C_B}{C_A}$ étant connus :

$$t_c = \sqrt{\frac{t_A t_B - \left(\ln \frac{t_A}{t_B} - 2 \ln N \right) \cdot \frac{t_A t_B t_M}{(t_A - t_B)}}{1 - \left(\ln \frac{t_A}{t_B} - 2 \ln N \right) \cdot \frac{t_A t_B}{(t_A - t_B) t_M}}$$

ANNEXE 3

Expression théorique des concentrations
maximales en fonction de la distance
selon l'axe d'écoulement pour une injection
brève en écoulement uniforme bidimensionnel

Selon SAUTY (1977), le schéma d'écoulement bidimensionnel à vitesse uniforme s'applique à l'injection de traceur en un point d'une nappe homogène, d'épaisseur constante et à gradient sensiblement uniforme si :

- le diamètre du forage est faible devant les distances horizontales,
- le traceur est injecté de façon uniforme sur toute la hauteur aquifère; sinon, il est nécessaire que la distance du point d'injection au point de prélèvement soit grande par rapport à la distance nécessaire pour que la dispersion verticale homogénéise les concentrations après réflexions sur les épontes inférieure et supérieure.

Dans ce type d'écoulement, la réponse à une injection instantanée peut s'écrire (CRAMPON, 1982) :

$$C(x, y, t) = \frac{M}{4 \pi e \omega \sqrt{D_L D_T}} \cdot \frac{1}{t} \exp \left[- \frac{(x-ut)^2}{4 D_L t} - \frac{y^2}{4 D_T t} \right] \quad (1)$$

expression présentée, sous des formes légèrement différentes par BEAR (1972) et SAUTY (1977).

En réponse axiale ($y = 0$), cette expression devient :

$$C(x, t) = \frac{M}{4 \pi e \omega \sqrt{D_L D_T}} \cdot \frac{1}{t} \exp \left[- \frac{(x-ut)^2}{4 D_L t} \right] \quad (2)$$

La dérivée de cette fonction s'annule pour $t = t_{Max}$, qui correspond au maximum de concentration pour une distance x donnée,

En posant $D_L = \alpha_L \cdot u$, $D_T = \alpha_T \cdot u$ et $Pe = \frac{x}{\alpha_L}$,

on peut écrire :

$$t_M = \frac{\alpha_L (\sqrt{4 + Pe^2} - 2)}{u} \quad (3)$$

La concentration maximale dans l'axe d'écoulement s'exprimera donc, en fonction de la distance x , en remplaçant t par l'expression de t_M dans l'expression (2), soit, après simplification :

$$C_M = \frac{M}{e \cdot \omega} \cdot \frac{t}{\alpha_L \sqrt{\alpha_L \cdot \alpha_T}} \cdot B \quad (4)$$

avec B , fonction adimensionnelle de Pe :

$$B = \frac{1}{4 H (\sqrt{4+Pe^2}-2)} \exp \left\{ \frac{- [Pe - (\sqrt{4+Pe^2}-2)]^2}{4 (\sqrt{4+Pe^2}-2)} \right\} \quad (5)$$

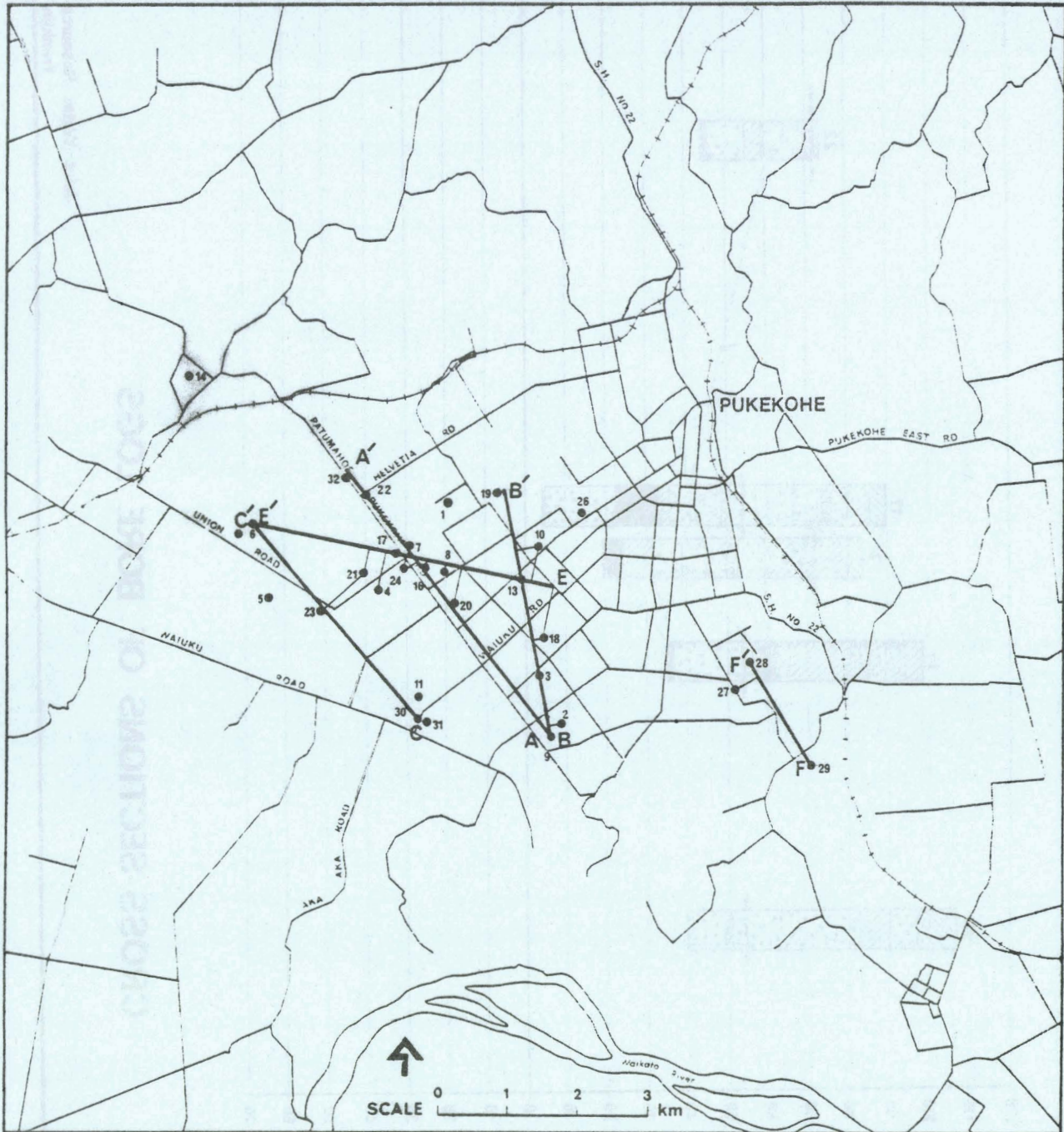
L'expression non adimensionnelle correspondante s'écrit :

$$C_M = \frac{M}{4 H e \omega \sqrt{\alpha_L \alpha_T} (\sqrt{4\alpha_L^2 + x^2} - 2\alpha_L)} \exp \left\{ \frac{- [x - (\sqrt{4\alpha_L^2 + x^2} - 2\alpha_L)]^2}{4\alpha_L (\sqrt{4\alpha_L^2 + x^2} - 2\alpha_L)} \right\} \quad (6)$$

Symboles utilisés

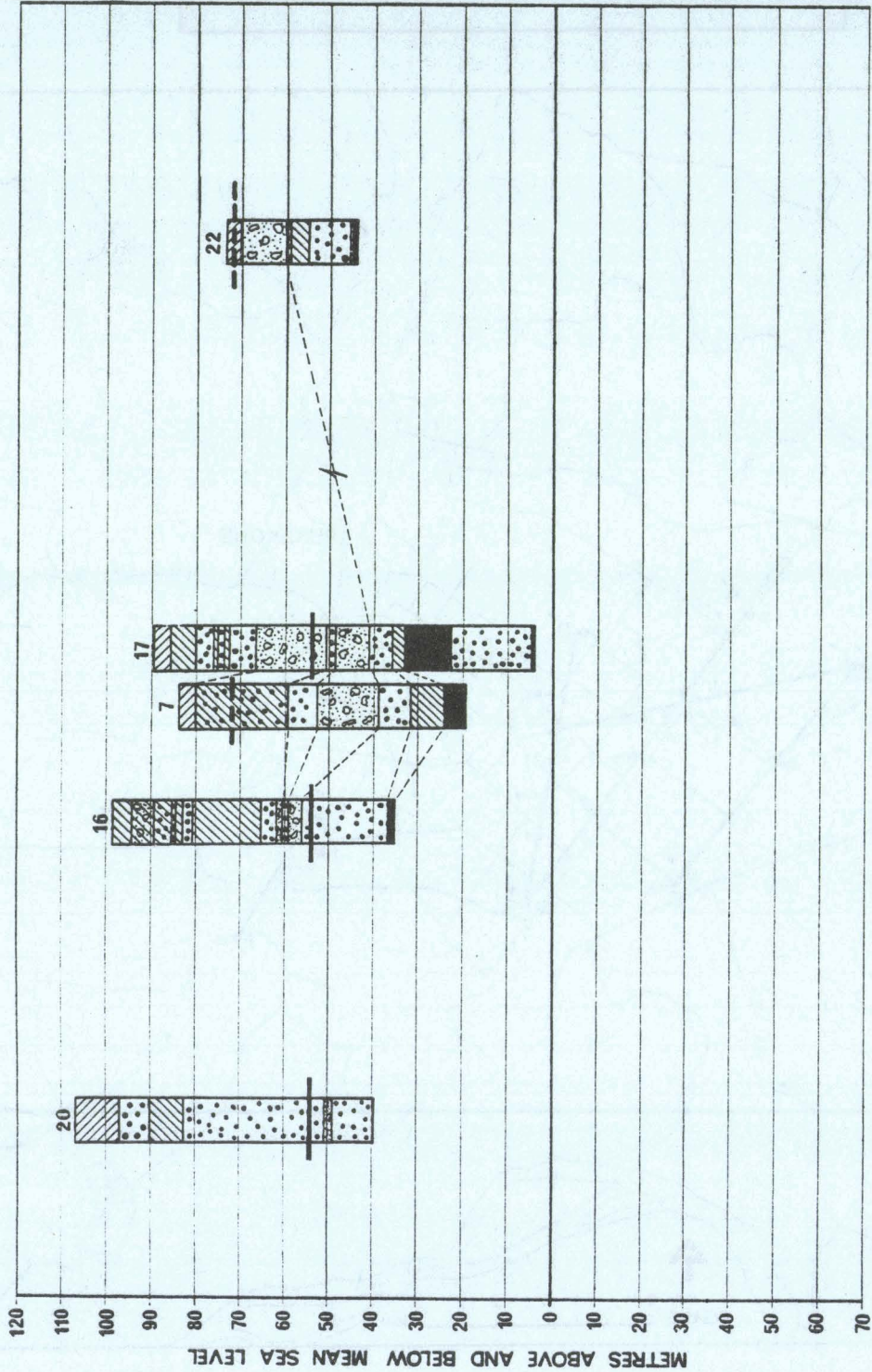
- e : épaisseur du système aquifère
- ω : porosité cinématique
- u : vitesse effective d'écoulement
- α_L, α_T : dispersivité longitudinale, transversale
- D_L, D_T : coefficient de dispersion longitudinal, transversal
($D_L = \alpha_L \cdot u$, $D_T = \alpha_T \cdot u$)
- Pe : nombre de Péclet ($Pe = \frac{x}{\alpha_L}$)
- x : distance axiale en écoulement uniforme
- y : distance transversale en écoulement uniforme
- t : temps de transfert massique
- M : masse de soluté











**ANNEXE 4 : LOGS DE FORAGE DES PRINCIPAUX
PUITS DU PLATEAU DE PUKEKOHE**



CROSS-SECTIONAL POSITIONS OF BORE LOGS

(LOCALISATION DES LOGS DE FORAGE PRESENTES)



-  Volcanic Clay (limon volcanique)
-  Basalt (basalte)
-  Scoria (scories)
-  Ash (cendres)
-  Peat (tourbe)
-  Clay (argile)
-  Sand (sable)
-  Upper Water Level
-  Lower Water Level
-  Inferred Correlations

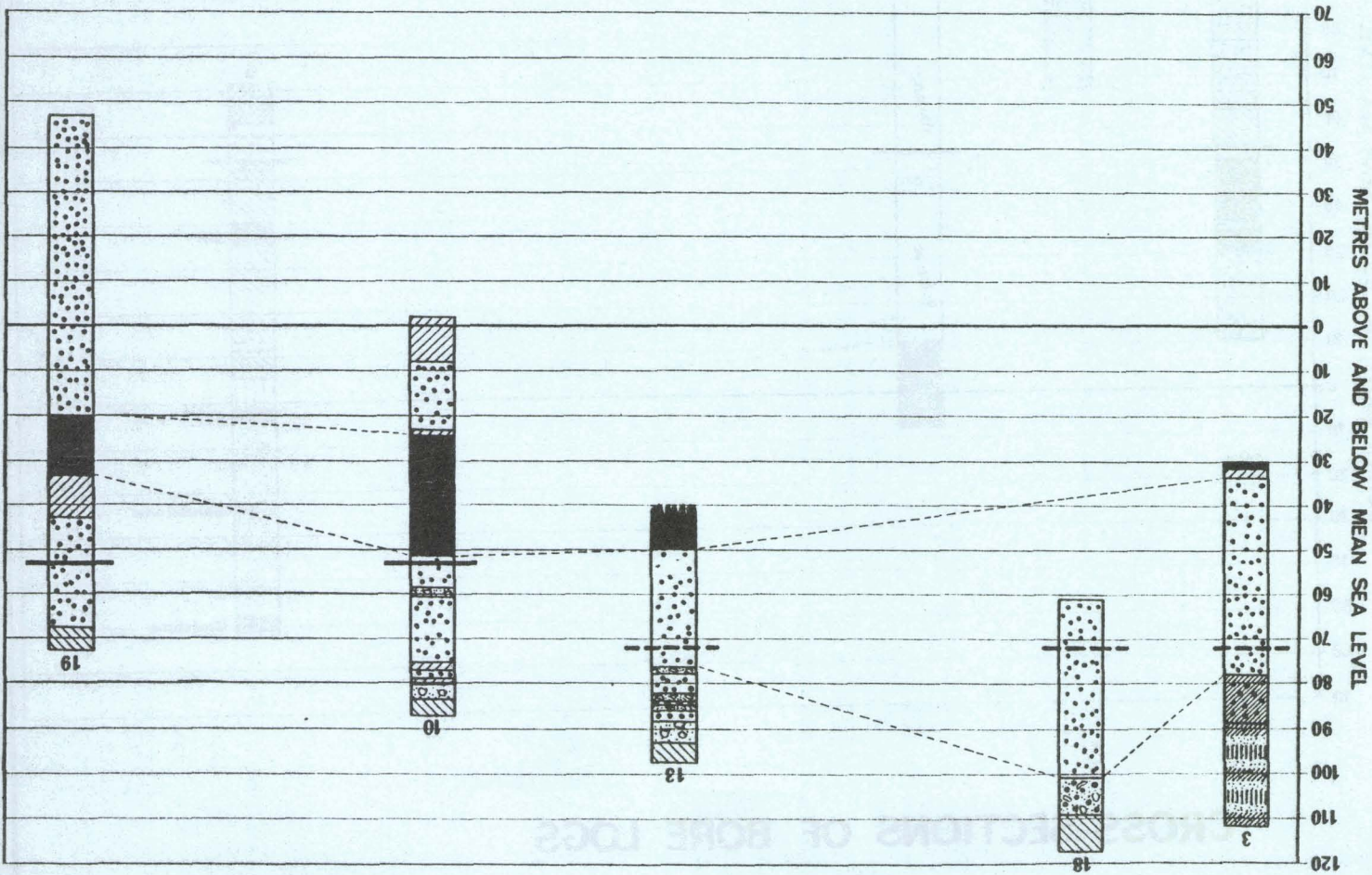
CROSS-SECTIONS OF BORE LOGS

Joint Water Resource Survey
- Franklin County

CROSS-SECTIONS OF BORE LOGS

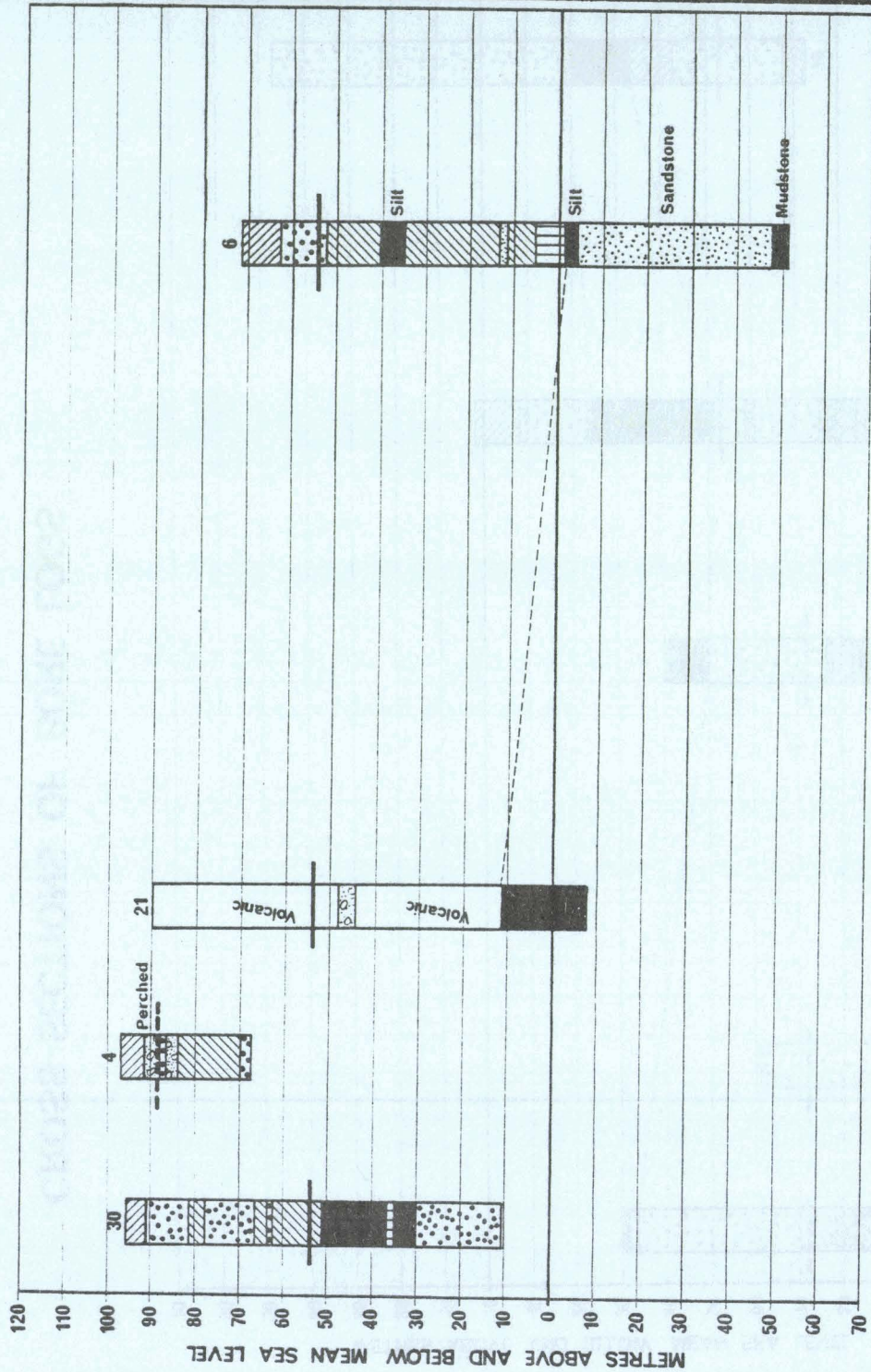
Auckland Regional Water Board
- Waikato Valley Authority

- Inferred Correlations
- Lower Water Level
- - - Upper Water Level
- Sand
- Clay
- Peat
- Ash
- Scoria
- Basalt
- Volcanic Clay



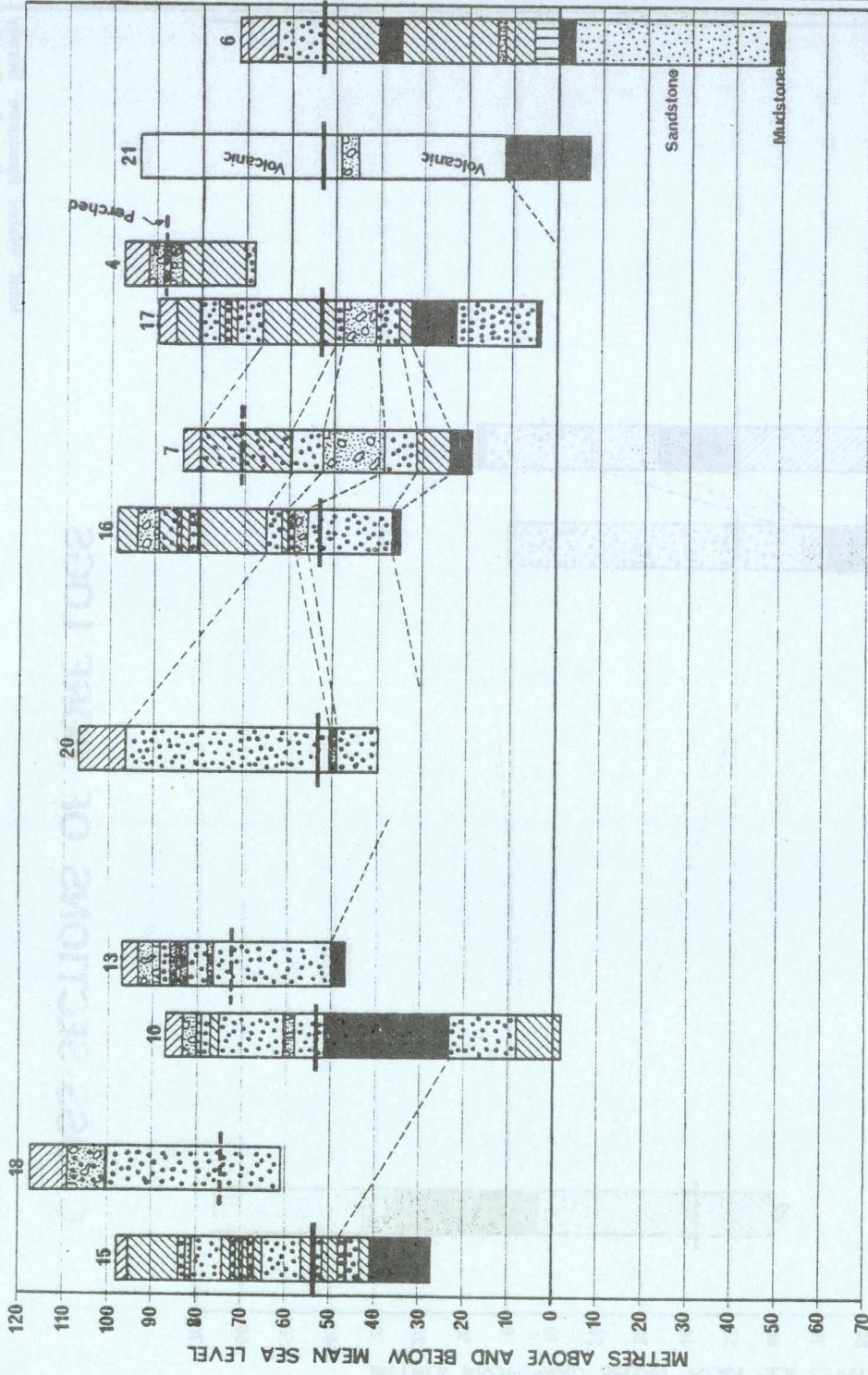
Joint Water Resource Survey
- Franklin County

Auckland Regional Water Board
- Waikato Valley Authority



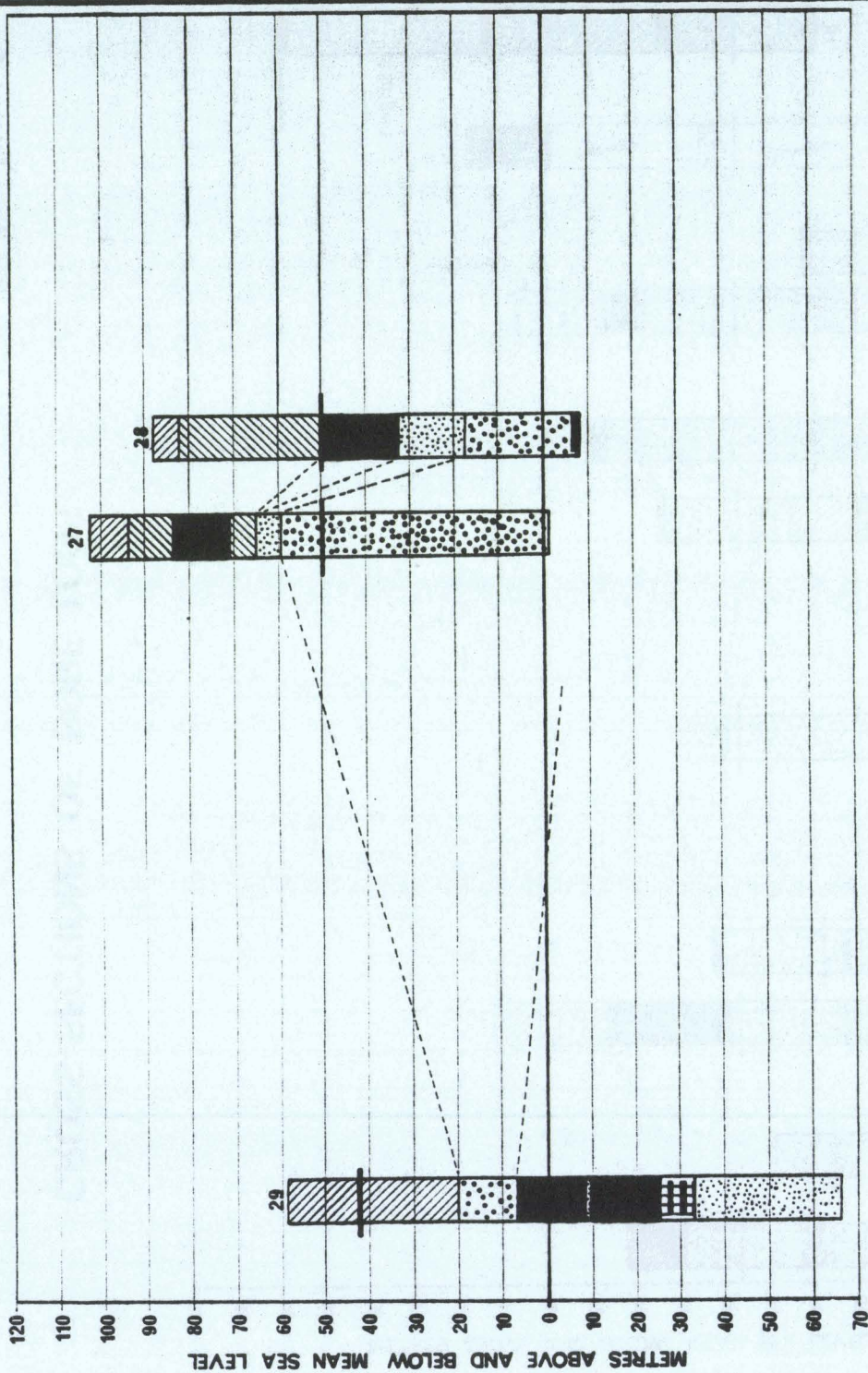
- Volcanic Clay
- Basalt
- Scoria
- Ash
- Peat
- Clay
- Sand
- Upper Water Level
- Lower Water Level
- Inferred Correlations











CROSS-SECTIONS OF BORE LOGS



CROSS-SECTIONS OF BORE LOGS

- Volcanic Clay
- Basalt
- Scoria
- Ash
- Peat
- Clay
- Sand
- Upper Water Level
- Lower Water Level
- Inferred Correlations



-  Volcanic Clay
-  Basalt
-  Scoria
-  Ash
-  Peat
-  Clay
-  Sand
-  Upper Water Level
-  Lower Water Level
-  Inferred Correlations

CROSS-SECTIONS OF BORE LOGS

ANNEXE 5
INFILTRATION MENSUELLE ET PRECIPITATIONS ANNUELLES
A LA STATION METEOROLOGIQUE DE PUKEKOHE (1974 à 1982)

Année	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Infiltr. ann. (mm.)	Précip. ann. (mm.)
1974	-	0	0	0	53	82	139	72	121	14	0	39	-	-
1975	24	0	0	27	126	208	69	71	45	51	10	0	630	1414
1976	46	0	0	9	95	146	174	81	101	0	0	0	651	1468
1977	29	0	0	0	167	168	137	40	56	29	0	0	625	1377
1978	0	0	0	133	46	122	195	70	82	0	83	0	731	1354
1979	0	9	28	68	64	141	160	125	76	49	108	59	987	1678
1980	33	0	15	12	23	129	115	89	29	0	4	16	465	1287
1981	0	0	0	80	59	159	120	94	73	0	0	3	587	1264
1982	0	3	3	117	53	44	57	8	31	-	-	-	-	-
moyenne	16,5	1,3	5,1	49,5	76,2	133	129	72	68	17,9	25,6	14,6	654	1406

ANNEXE 6
ENQUÊTE DU A.R.W.B. SUR L'UTILISATION
D'EAU SUR LE PLATEAU DE PUKEKOHE.



Nom	Site	Réf.	Util.	Type d'extr.	Débit (m ³ /h)	Irrig. (h/saison)	Surface	Taux (m ³ /ha)	Vol. pompé (m ³ /an)	Irrig. (m ³ /an)
Name	Location	Grid Ref. N47	Use	Take Point	Pump Output m ³ /hour	Hrs/Season	Area Hectares	Rate m ³ /ha	Seasonal Use cubic metres	Seasonal Use Millimetres
McGlade	Russell Rd	388174	Glasshouse	Bore	-	-	-	-	-	-
C. Parsot	Puni Rd	40163	Hort.	Bore 6"	55	600	16.2	2022	32,730	202
M. McDougall	Stuart Rd	397164	Hort.	Bore 6.5"	32	-	-	-	-	-
T. Wha Koon	Pukekohe	397137	Hort.	Bore 6"	11	-	-	-	-	-
RI Magnesson	Mauku	380163	Hort.	Bore 6"	16	-	-	-	-	-
F. Balle	Puni Rd	366139	Stream	-	55	588	24.3	1123	31,820	112
J. Balle	Anzac Rd	-	Town Supply	-	-	-	-	-	-	-
GS Balle	Jenkins Rd	384169	Hort.	Bore	1.6	2,400	4.0	943	3820	94
P. Bhikha	Blakes Rd	396151	Hort.	Bore	59	720	8.1	5279	42,730	527
Biddick	Union Rd	-	Hort.	Bore	9	-	-	-	-	-
RJ & SC Chapman	Union Rd	358164	Hort.	Stream	91	1440	48.6	2246	109,090	225
Chibba Bala	-	408169	-	Borough	-	-	-	-	-	-
PK Chibba	Rodgers Rd	381158	-	-	-	-	8.1	-	-	-
Chong Lee	Union Rd	347171	Hort.	Bore 4"	23	900	4.0	5054	20460	505
S. Clarke	Factory Rd	402174	Nursery	Spring	27	240	1.6	1348	5460	135
B. Das	Blake Rd	394147	Hort.	Stream	25	1120	16.2	1730	28,180	173
Dong	Puni Rd	391,152	Hort.	Bore 6"	18	1440	8.1	3257	26,360	326
Duis	Union Rd	350169	Glasshouse	Bore	0.3	-	-	-	2,500	-
Farrell	Follock Rd	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Flynn	Attwell Rd	392134	Hort.	Springs	55	200	20.2	539	70,910	54
Flynn	Patumahoe Rd	-	Hort.	Springs	61	630	20.2	2134	43,180	213
W. Fong	Rodgers Rd	373154	Hort.	Bore	13	192	4	865	3,640	87
L. Grey	Douglas Rd	386164	Hort.	Bore 6"	11	260	14.2	1909	27,270	191
L.H. Gray	Union Rd	335172	Hort.	Stream	-	-	10.9	1123	13,640	112
McDougall	Union Rd	387163	Hort.	Stream	36	60	4	562	2,270	56
RC Hari	Pollock Rd	396169	Hort.	Bore	63	531	12.1	2920	35,000	292
Hyland	Patumahoe Rd	-	Hort.	Bore	82	-	24.3	1123	27,270	112
Kanji	Domain Rd	-	Hort.	Borough	16	315	9.3	562	5,460	56
J. Lakhu	Puni Rd	398156	Hort.	Bore 6"	23	448	10.1	1011	10,000	101
Ling Sing Lowe	Patumahoe	345189	Hort.	Spring	116	125	12.1	1404	17,270	140
Ling Sing Lowe	Patumahoe	339181	Hort.	Spring	68	200	12.1	1123	13,640	112
Ling Sing Lowe	Mauku Rd	-	-	Spring	-	-	17	-	-	-
Ling Sing Lowe	Mauku Rd	-	-	Spring	-	-	28.3	-	-	-
G.K. Lum	Puni Rd	380145	Hort.	Bore	55	84	16.2	281	4,550	28
McDougall	Stuart Rd	397164	Processing	Bore	32	216	-	-	-	-
McDougall	Stuart Rd	397166	Hort.	Bore	107	216	32.4	730	23,640	73
BM McKay	Jellicoe Rd	409151	Nursery	Borough	-	7.6	7.6	786	2,910	79
TK & BW McMiken	Patumahoe Rd	343196	Hort.	Bore	5	1200	20.2	3257	65,500	326
McMiken	Union Rd	-	Hort.	Spring	-	-	-	-	-	-
J. Parsot	Patumahoe Rd	379164	Hort.	Bore	91	336	8.1	3774	25,000	377
M. Parsot	Patumahoe Rd	373167	Hort.	Bore	14	-	-	-	-	-
M. Parsot	Patumahoe Rd	371169	Hort.	Dam	55	-	10.5	-	-	-
Rama Hari	Bayly Rd	399139	Hort.	Bore	9	140	9.3	135	1270	13
Roulston	Belmont Rd	391178	Pasture	Bore	27	2880	16.2	4830	77,270	483
Russell	Patumahoe Rd	367175	Hort.	Bore	-	-	40.5	651	26,360	65
L. Russell	Cronin Rd	-	Hort.	Bore	23	2520	22.3	2471	54,550	247
L. Russell	Hart Rd	-	Hort.	Bore	23	2520	-	-	-	-
L. Russell	Hart Rd	387179	Processing	Bore	9	2300	-	-	65,460	-
L. Russell	Patumahoe Rd	-	Hort.	Spring	55	-	48.6	651	31,820	65
L. Russell	Mauku Rd	-	Hort.	Spring	-	-	32.4	-	21,360	-
L. Russell	Patumahoe	-	Hort.	-	-	-	24.3	-	15,910	-
Sanj Lee	Gun Club Rd	382159	Hort.	Stream	14	1000	9.7	1404	13,640	140
Set Sue	Patumahoe Rd	382159	Hort.	Bore	82	200	28.3	573	16,360	57
Singh	Pollock Rd	402171	Hort.	Borough	-	-	11.3	-	-	-
Wai Shing	Patumahoe Rd	360182	Hort.	Bore	27	-	12.1	1623	20,000	163
Wong	Fajakura Rd	341186	Hort.	Bore	7	4	-	3370	5,460	337
A.S. Wilcox	Union Rd	368165	Hort.	Bore	55	1056	44.5	1348	59,100	135
A.S. Wilcox	Patumahoe Rd	370177	Hort.	Bore	105	-	24.3	2808	68,180	281
J.J. Young	Union Road	-	Hort.	Dams	-	-	16.2	225	3,410	22
T. Young	Puni Road	383149	Hort.	Bore	32	720	12.1	1887	22,730	188
Young Wah Chong	Union Road	363159	Hort.	Bore	32	1500	30.4	1572	47,730	157
Young Wah Chong	Union Road	375163	Hort.	Bore	14	12000	14.2	1146	16,360	115
Young Wah Chong	Puni Road	378143	Hort.	Bore	91	1200	16.2	6739	109,100	674

Bore = puits
Glasshouse = Serre

Dam = barrage
Pasture = pâturage

Spring = source
Processing = développement

ANNEXE 7

DONNEES JOURNALIERES DES
DEBITS AU SEUIL JAUGEUR
DE PATUMAHOE SPRINGS.

Les valeurs journalières de débit marquées d'une étoile ont fait l'objet d'une modification. La valeur proposée, présentée à droite de la valeur mesurée, a été calculée par extrapolation linéaire à partir des valeurs encadrantes.

Ces valeurs modifiées du débit journalier ont été utilisées pour calculer le débit moyen mensuel corrigé, inscrit sous le débit moyen mensuel initial.

N'ayant pas été utilisée, la période janvier-novembre 1978 n'a pas fait l'objet de modification (la lacune de données piézométriques pour cette période ne permet pas l'utilisation d'un modèle de corrélation entre débits et piézométrie).



FLOW FROM PATUMAHOE RECORDER IN ML/S
 DAILY MEANS YEAR=1976 SITE= 43311 ITEM= 1 RATING APPLIED
 MULTI. BY 10. 10 POWER. -1

DAY	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JLY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1741	1419	1300
2	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1735	1411	1243
3	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1718	1375	1220
4	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1698	1371	1261
5	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1683	1464	1212
6	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1659	1425	1185
7	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1774	1403	1172
8	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1699	1391	*1079 1140
9	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1696	1380	1116
10	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1661	1368	1245
11	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1670	1357	1160
12	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1634	1345	1141
13	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1611	1333	1092
14	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1566	1322	1220
15	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1553	1310	1133
16	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1608	1299	1105
17	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1639	1287	1112
18	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1734	1276	1140
19	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1638	1264	1234
20	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1595	1252	1236
21	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1590	1241	1185
22	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1543	*1139 1230	1246
23	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1563	*1099 1210	1230
24	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1522	*1276 1190	1126
25	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1521	1159	1127
26	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1513	1089	1117
27	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1478	1093	1130
28	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1455	*951 1150	1162
29	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1428	1260	1143
30	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1750	1427	1326	1127
31	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1426	*****	1143
MIN	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1750	1426	951	1079 951
MEAN	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1750	1606	1289	1172 1361
MAX	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	*****	1750	1774	1464	1300 1774

-234-

1606 1299 1172

TIDE GA 17/12/92

FLOW FROM PAIUMAHOE RECORDER IN ML/S
DAILY MEANS YEAR=1977 SITE= 43911 ITEM= 1 RATING APPLIED
MULT. BY 10 TO POWER -1

DAY	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JULY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1	1131	1009	809	949	361	1250	*2102 1900	2171	1635	1544	1401	1210
2	1110	990	865	943	876	*1570 1300	*5489 2000	1918	1727	1896	1373	1254
3	1108	946	831	918	*036 880	*1658 1350	*3516 2100	1878	1953	1869	1537	1181
4	1118	935	937	917	*931 890	*1956 1600	*2604 2150	1840	1902	1841	1396	1179
5	1105	940	919	918	902	*2222 1450	2228	1837	2012	1814	1360	1140
6	1090	936	876	914	855	*1718 1500	2131	1798	1680	1786	1402	1142
7	1090	900	869	906	850	1569	2004	1789	1630	1759	1428	1122
8	1137	859	862	906	850	1490	1972	1742	1653	1731	1359	*1067 1188
9	*2265 1150	948	869	873	847	1457	1919	1770	1679	1704	1369	*979 1133
10	*1426 1180	883	842	876	850	1430	1967	1773	1599	1676	1330	1135
11	1210	*1038 880	810	886	846	1424	1869	1807	1577	1649	1304	1143
12	1219	*1050 880	781	917	836	1451	1840	1737	1560	1621	1304	*1615 1200
13	1289	*1000 880	866	857	809	1417	1814	1682	1609	1594	1310	1225
14	1088	*989 880	857	847	829	1370	1771	1700	1629	1566	1271	*1301 1230
15	1100	874	833	950	890	1348	1770	*2037 1750	1786	1539	1261	*1540 1250
16	1090	841	777	850	994	1334	1770	1785	1844	1511	1306	1267
17	1092	868	836	885	853	*2685 1400	1730	1716	1706	1484	1279	1243
18	1086	886	856	856	923	*1996 1450	1700	1738	1597	1456	1237	1224
19	1087	871	825	849	850	*1654 1500	1932	1681	1529	1453	1245	1180
20	1092	879	932	845	850	*1988 1550	*2562 1950	1653	1515	1537	1323	1189
21	1054	965	943	832	850	*3736 1600	1969	1691	1511	1458	1414	1161
22	1092	960	966	853	*1084 900	*2022 1650	2076	1630	1487	1419	1320	1141
23	1046	960	991	863	*5657 1000	*1831 1700	1949	*2030 1650	1490	1409	1256	1140
24	1052	982	932	850	*2309 1100	1751	1871	*1894 1680	1608	1414	1234	1084
25	1043	980	201	993	*1930 1200	1700	1897	1713	1611	1371	1222	1078
26	1057	941	899	855	*2003 1300	1656	1897	1660	1536	1346	1215	1074
27	1047	933	890	835	*1502 1350	1790	1700	1883	1646	1522	1196	1062
28	1041	884	890	800	1389	*3294 1750	2066	1652	1488	1315	1200	1073
29	1046		887	800	1336	*2364 1800	2062	1639	1489	1343	1180	1046
30	1055		906	865	1386	*1943 1850	2024	1627	1472	1368	1199	1082
31	1034		*1029 920	1284	1284	2118	2118	1654	1472	1568	1124	

MIN	1034	841	777	800	809	1250	1700	1627	1472	1315	1180	979	777
MEAN	1145	938	882	877	1234	1836	2145	1771	1635	1561	1308	1174	1379
MAX	2265	1050	1029	993	5657	3736	5489	2171	2012	1896	1537	1615	5657

1100

953

878

877

981

1521

1946

1743

1635

1561

1308

1156





FLOW FROM PATUMAHJE RECORDER IN ML/S
 DAILY MEANS YEAR=1978 SITE= 43811 ITEM= 1 RATING APPLIED
 MULT. BY 10 TO POWER -1

DAY	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JLY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1	1115	955	828	691	4697	1140	1490	2374	1955	1930	1474	1439 -
2	1118	875	756	776	4246	1112	1490	2229	1920	1828	1390	1412 -
3	1119	854	779	856	3794	1122	1452	2150	1861	1771	1401	1407 -
4	1038	806	882	837	3343	1140	1524	2138	1840	1801	1352	1378 -
5	1030	808	878	844	2891	1140	2021	2090	1799	1816	1400	*1857 1400
6	959	839	867	818	2440	1133	2130	2048	1779	1737	1371	*1685 1450
7	873	865	720	800	1988	1140	2130	1992	1768	1738	1338	*1549 1450
8	945	760	874	810	1537	1271	2130	1980	1751	1727	1235	*1612 1450
9	1046	567	837	800	1134	1409	2130	1980	1770	1682	1186	*1584 1450
10	1043	588	786	685	1090	1233	2130	1947	1875	1681	1282	*1525 1450
11	1016	689	753	640	1090	1200	2130	1913	1817	1660	1544	*1492 1450
12	1045	679	690	716	1090	1150	2130	1910	1766	1600	6367	*1529 1450
13	1019	612	849	771	1103	1119	2130	1910	1731	1587	6769	*1682 1450
14	875	753	695	777	1150	1090	2130	2043	1715	1587	2682	*1552 1500
15	791	861	722	826	1645	1130	2130	1990	2016	1675	2248	1481 -
16	707	850	785	890	1483	1140	2130	1882	2059	1678	1969	1458 -
17	723	893	788	893	1368	1146	2130	1886	2128	1616	1874	1466 -
18	626	1002	820	866	1290	1374	2130	1969	3046	1560	1819	*1502 1463
19	619	883	717	916	1227	1394	2130	1813	2201	1600	1779	1461 -
20	692	926	695	1272	1202	2294	2130	1796	2018	1982	1743	1438 -
21	873	839	775	1676	1226	1673	2130	1763	1853	1723	1733	1467 -
22	818	807	749	1041	1200	1576	2130	1846	1796	1659	1691	1414 -
23	845	894	716	950	1212	1507	2130	1786	1739	1652	1668	1404 -
24	863	846	736	941	1199	1583	2128	1903	1767	1654	1717	*1578 1408
25	845	828	637	965	1199	1716	2224	2127	2216	1593	1672	1412 -
26	866	784	611	969	1200	1778	3107	3124	1915	1560	1637	1402 -
27	797	823	698	678	1185	1598	2605	2098	1851	1625	1630	1398 -
28	874	824	583	952	1159	1639	2436	2907	1796	1553	1610	1381 -
29	914		820	4191	1204	1650	3699	2383	2701	1518	1557	1369 -
30	892		900	5149	1188	1528	3101	2044	2059	1502	1514	1358 -
31	930		705		1130		2493	1965		1484		1348 -
MIN	619	567	583	640	1090	1090	1452	1763	1715	1484	1186	1348 567
MEAN	901	811	763	1140	1707	1371	2197	2064	1950	1670	1955	1485 1506
MAX	1119	1002	900	5149	4697	2294	3699	3124	3046	1982	6769	1857 6769

-236-

VIDEOA 17/12/52

FLOW FROM PATUMAHOE RECORDER IN ML/S

DAILY MEANS YEAR=1979 SITE= 43811

ITEM= 1 RAINING APPLIED

DAY	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JULY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1	134	107	115	106	125	135	*360 140	*921 190	211	180	176	181
2	134	111	110	105	120	*150 140	*922 150	*467 200	*295 212	*195 185	168	183
3	135	*97 105	107	105	118	143	*263 160	*281 210	*285 214	*270 190	166	179
4	131	101	107	104	121	139	*241 170	*244 215	*257 216	*230 195	*220 170	172
5	132	*126 102	107	103	125	140	*209 180	*226 220	217	194	*223 173	169
6	121	103	112	103	117	137	190	226	216	188	176	164
7	129	105	105	104	118	123	182	229	209	184	172	*229 169
8	*107 125	106	102	106	124	123	180	*255 230	206	*234 190	170	177
9	*101 120	109	104	*127 110	124	121	181	*243 229	214	*284 195	170	173
10	*92 115	111	114	*114 115	121	121	172	*249 228	200	*242 200	169	170
11	*77 110	112	109	*143 120	121	121	174	227	197	202	164	169
12	*88 105	116	107	*173 125	121	121	176	214	194	195	163	168
13	*93 100	115	107	*166 130	121	*260 125	165	206	191	191	161	179
14	*95 110	116	106	139	124	*201 130	168	*231 205	*204 200	195	*208 162	174
15	117	110	112	145	*144 127	*165 135	*207 170	*242 205	*274 205	198	*186 163	163
16	105	110	112	136	*155 131	*153 140	178	205	*372 210	192	165	160
17	111	*138 111	114	131	*144 134	147	174	200	*254 215	184	160	160
18	106	*170 112	107	128	137	143	166	195	*223 215	184	161	163
19	107	*136 113	*174 110	125	133	139	165	199	212	181	168	158
20	*96 107	114	129	125	133	139	*171 160	*248 205	206	184	*924 172	151
21	*87 107	110	122	121	135	138	159	211	201	180	*280 180	152
22	*91 107	116	117	123	134	135	158	*503 212	198	178	*217 185	152
23	*86 107	112	112	133	133	133	158	*518 213	196	175	*614 190	152
24	108	116	111	132	134	133	158	*280 214	193	172	*260 195	145
25	*113 108	110	112	136	133	136	*185 160	*272 215	190	166	*215 202	148
26	108	112	110	124	133	133	*177 170	*241 216	187	166	200	*247 152
27	104	111	109	121	133	133	167	*227 217	186	166	195	*268 163
28	109	116	109	125	133	133	*210 180	218	184	164	188	*195 170
29	106	110	109	128	132	133	*281 190	214	183	164	189	179
30	106	119	109	119	133	134	199	206	184	171	184	187
31	105	105	105	130	130	187	187	201	184	*271 173	185	185
MIN	77	97	102	103	117	121	158	195	183	164	160	145
MEAN	108	115	112	125	129	142	248	277	218	196	227	176
MAX	135	170	174	173	155	260	360	921	372	284	924	268
	1138	1106	1099	1209	1273	1334	1705	2121	2021	1832	1752	1669





FLJW FROM PATUMAHOE RECORDER IN ML/S
 DAILY MEANS YEAR=1982 SITE= 43311 ITEM= 1 RATING APPLIED
 MULT. BY 10 TO POWER -1

DAY	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JLY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1	*2265 ¹⁸³⁰	1454	1310	1316	1231	1257	2153 ¹³⁵⁰	2143	1754	1436	1217	*1326 ¹¹³⁵
2	*1826 ¹⁷⁹⁰	1457	1321	1343	1191	1333	1456	2241	1670	1430	1242	*1204 ¹¹⁵⁰
3	1758	1455	1291	1430 ¹³²⁰	1177	1407	1523	2235	1630	1430	1305	1165
4	1692	1427	1289	1298	1160	*1670 ¹⁴²⁰	1613	1867	1639	1430	1284	1163
5	1657	1393	1276	1270	1160	*1757 ¹⁴⁴⁰	1535	1766	*2510 ¹⁶⁹⁰	1430	*1421 ¹²⁶⁰	1152
6	1609	*1175 ¹⁴³⁷	1250	1270	1160	1464	1463	1711	*1856 ¹⁷⁴⁰	1430	1247	1155
7	1597	*1040 ¹⁴³⁷	1229	1270	1179	1468	1396	1790	*2003 ¹⁷⁹⁰	1415	*1344 ¹²⁵⁵	1149
8	1603	*1214 ¹⁴³⁷	1250	1264	1186	1388	1471	1662	1812	1358	*1634 ¹²⁶⁰	1127
9	1564	*1090 ¹⁴³⁷	1250	1274	1171	1369	*2237 ¹⁵³⁰	1630	1747	1317	*1379 ¹²⁷⁰	1181
10	1551	*1188 ¹⁴³⁷	1250	1312	1174	1330	*2165 ¹⁶⁰⁰	1661	1695	1321	1275	1069
11	1517	*1109 ¹⁴³⁷	1210	1249	1178	1334	*2025 ¹⁶⁷⁰	1595	1678	1302	1247	1026
12	1536	*1292 ¹⁴³⁷	1217	1227	1160	1387	*2060 ¹⁷⁴⁰	1587	1630	1353	1232	1029
13	1544	*1247 ¹⁴³⁷	1199	1210	1172	1342	1822	1583	1631	1361	1225	981
14	1528	1469	1179	1210	1155	*1429 ¹³³⁰	1812	1583	1603	1369	1200	1027
15	1581	1490	*2143 ¹²⁵⁰	1203	1199	1323	1795	1574	1607	1353	1216	1000
16	1694	1429	*1883 ¹³⁸⁰	1210	1155	1310	1754	1713	1587	1310	1227	*934 ¹⁰⁴⁰
17	1709	1406	1461	1195	1161	1310	1653	1832	1592	1357	1185	*854 ¹⁰⁸⁰
18	1639	1481	1343	1195	1156	1310	1630	1609	1568	1392	1192	*770 ¹¹²⁰
19	1601	1398	1319	1187	1176	1310	1630	1560	1617	1345	1196	1145
20	1615	1356	1482	1209	1151	1310	1641	1554	1592	1312	1166	1194
21	*1737 ¹⁶²⁵	1367	1497	1210	1257	1310	*1973 ¹⁶⁶⁰	1520	1558	1303	1132	1116
22	*2459 ¹⁶²⁵	1370	1357	1198	1250	1309	*2556 ¹⁶⁸⁰	1490	1545	1349	1070	1165
23	*2357 ¹⁶²⁵	1353	1330	1171	1206	1278	*2515 ¹⁷⁰⁰	1475	1518	1262	1128	*1662 ¹²⁰⁰
24	*1904 ¹⁶²⁵	1314	*1503 ¹³⁴⁰	1181	1200	1289	*1866 ¹⁷²⁵	1463	1494	1219	1090	*1551 ¹²³⁵
25	*1916 ¹⁶²⁵	1310	1357	1190	1205	1290	1750	1573	1490	1187	1223	1221
26	*1684 ¹⁶²⁵	1341	1328	1204	1247	1250	1710	1516	1490	1202	1248	1279
27	1636	1309	1310	*1303 ¹²²⁰	1200	1250	1700	*3485 ¹⁵⁶⁰	1547	1229	1177	*1555 ¹³³⁰
28	1637	1286	1309	1240	1193	1250	1675	*2548 ¹⁶¹⁰	1512	1192	1250	*1428 ¹³⁴⁵
29	1636	1260	1278	1254	1141	1250	1630	*1950 ¹⁶⁶⁰	1484	1294	1167	1331
30	1560		1277	1231	1140	*1841 ¹³⁰⁰	1630	1720	1460	1253	*1512 ¹¹²⁰	1306
31	1452		1336		1143		1597	*2140 ¹⁷³⁵		1252		1241
MIN	1452	1040	1179	1171	1140	1250	1396	1463	1460	1187	1070	770
MEAN	1709	1327	1356	1244	1192	1371	1788	1799	1651	1329	1248	1178
MAX	2459	1490	2143	1430	1257	1841	2556	3485	2510	1436	1634	1662
	1623	1401	1306	1238	1182	1331	1629	1684	1613	1329	1211	1157

=238-

TIPODA 17/12/32

FLOW FROM PATUMAHJE RECORDER IN ML/S
 DAILY MEANS YEAR=1931 SITE= 43311 ITEM= 1 RATING APPLIED
 MULTI. BY 10 TO POWER -1

DAY	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JULY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1	1220	982	1011	833	1040	1195	2069	*2693	1900	1807	1750	1735
2	1196	978	944	861	1040	1185	1882	*2587	2000	2041	1800	1683
3	1176	956	931	832	1040	1255	2055	*2597	2100	1862	1800	1656
4	1172	938	913	882	1040	1365	2084	*2599	2090	1793	1630	1630
5	1121	975	899	868	1040	*1523	1350	1897	*2125	1900	1768	1652
6	1106	1008	866	847	1040	1335	*2688	1900	1992	1726	*1726	1630
7	1105	1040	870	848	1054	1383	*2214	1950	1953	1721	1602	1407
8	1061	1036	898	869	*1256	1070	1398	*2229	2000	1970	1706	1598
9	1007	1009	958	855	1095	1385	*2505	2000	2479	2030	1714	1575
10	*907	944	945	855	1064	1313	*2633	2050	2077	*1802	1700	1560
11	1070	964	874	928	1054	1300	*2188	2100	2161	2040	1589	1560
12	*992	971	857	*1857	980	1072	1315	2003	1993	1685	1560	1560
13	1030	1005	831	*2194	1030	1266	1100	1706	1935	1925	1910	*1738
14	1070	*1102	830	*1805	1070	1222	1130	*1416	1355	1900	1875	*1955
15	1060	1083	852	*1441	1150	1160	1379	1832	*2074	1885	1809	1680
16	1011	1017	840	*1247	1250	1196	1416	1820	1894	*1707	1680	1490
17	1025	995	809	1177	1143	1854	1478	1766	1840	1674	1655	1655
18	1034	1009	845	1177	1130	1541	1849	1843	1630	1586	1457	1586
19	1021	972	878	1117	1125	1524	1858	1921	1630	1490	1406	1490
20	1189	980	835	1106	*1335	1451	1607	1510	1739	1925	1635	1490
21	1151	1015	817	1111	*1233	1160	1500	1749	*1823	1970	1631	1468
22	1140	1015	863	1101	1170	1471	1668	2020	1621	1621	1472	1472
23	1113	1017	837	1116	1160	1435	1663	2060	1612	1449	1401	1472
24	1089	984	783	1130	1160	1442	1658	1961	*1690	1680	*1775	1460
25	1070	954	770	1188	1149	1436	1653	1987	*2012	1680	*1732	1460
26	1090	910	*884	790	1102	1183	1435	*1727	1652	1900	*1673	1489
27	1067	903	811	1123	1150	1665	1651	1835	*1809	1680	1440	1343
28	1019	927	868	1087	1162	1688	*1845	1670	1794	*2021	1680	1427
29	1029		850	1062	1170	*2334	1900	1690	1770	*2952	1680	1421
30	994		805	1060	1165	2186	*1930	1750	1770	*1859	1680	1430
31	1011		791		1175		1802	1735			1439	1141
MIN	907	903	770	832	1040	1185	1651	1735	1612	1421	1343	1100
MEAN	1076	989	863	1123	1138	1500	1941	2060	1799	1562	1485	1286
MAX	1220	1172	1011	2194	1335	2334	2688	2693	2952	1775	2164	1684
	1082	988	860	1020	1115	1450	1848	1950	1694	1540	1408	1270



DEDA 17/12/92

FLOW FROM PAIUMAHOE RECORDER IN ML/S
DAILY MEANS YEAR=1982 SITE= 43311 IIE'=1 RAINING APPLIED
MULT. BY 10 TO POWER -1



DAY JAN FEB MAR APR MAY JUN JULY AUG SEP OCT NOV DEC

1	1227	998	1038	*1227	1030	1190	1200	1352	1205	1071	1200	****
2	1219	978	1027	1050	*1732	1310	1200	1365	1160	1099	1200	****
3	*1398	1213	1031	1017	*1396	1320	1200	1330	1145	1063	1189	****
4	*1312	1223	1009	1075	*1045	1330	1215	1240	1137	1144	1144	****
5	1227	*796	984	1019	*1175	1340	1225	1241	1238	1172	1113	****
6	*1460	1233	981	1012	1352	*1288	1235	1221	1147	1131	1093	****
7	*1311	1241	990	1009	1310	1250	1200	1210	1139	1085	1090	****
8	1246	803	985	1002	1309	1250	1200	1210	1286	1037	1069	****
9	1221	887	990	*2253	1100	1288	1231	1210	1193	1035	1061	****
10	1180	955	990	*2437	1200	1200	1140	1210	1156	1081	1062	****
11	1172	986	968	*1522	1250	1267	1221	1224	1209	1069	1040	****
12	1172	968	1890	*1344	1300	1233	1200	1210	1189	1048	1171	****
13	1161	971	898	1267	1229	1200	1167	1222	1183	1045	1096	****
14	1176	975	947	1250	*1359	1239	1200	1210	1249	1060	1090	****
15	1164	914	885	1231	*1315	1245	1200	1210	1154	1050	1075	****
16	1117	895	893	1174	1255	1200	1312	1226	1130	1035	1077	****
17	1131	902	940	1140	1259	1200	1270	1210	1111	1022	1078	****
18	1116	833	903	1140	1201	1200	1245	1239	1130	2356	1046	****
19	1059	840	911	1140	1200	1199	1235	1193	1130	1916	1052	****
20	1045	*1325	903	1131	1224	1184	1287	1207	1098	1330	1035	****
21	1045	1032	922	1105	1250	*1203	1209	1195	1056	1255	1034	****
22	1048	1016	1045	1104	1279	*1724	1234	1200	972	1295	1009	****
23	1065	1144	1005	1123	1329	*1345	1160	1200	967	1195	1022	****
24	1120	1207	1079	1140	1414	*1279	1284	1160	962	1232	1060	****
25	1109	1113	979	1139	1335	1310	1152	1230	1036	1260	1048	****
26	1084	1045	970	1140	1286	1276	1160	1230	1144	1393	976	****
27	1100	1040	940	1140	1250	1250	1150	1230	1141	1316	945	****
28	1087	1025	940	1140	1250	1234	1178	1230	1220	1237	948	****
29	1079		940	1140	1250	1400	1463	1241	1130	1236	913	****
30	1087		940	*2035	1200	1235	1390	1201	1100	1203	****	****
31	1052		*1349	990	1202		1291	1149		1184		****
MIN	1045	796	885	1002	1045	1194	1140	1149	962	1022	913	****
MEAN	1161	968	977	1255	1331	1252	1222	1228	1137	1215	1067	****
MAX	1460	1325	1349	2437	2772	1724	1463	1365	1286	2356	1200	****

-240-

1136 957 965 1130 1275 1222

ANNEXE 8

INTERIM REPORT ON A GROUNDWATER STUDY AT PUKEKOHE

J.L. Bert

Auckland University
Department of Geography

I Previous "state of the Art"

When we started this study in March 82, most of the assessments concerning the Pukekohe aquifer systems were contained in a joint report of the Auckland Regional Water Board and the Waikato Valley Authority, which drew the following conclusions:

- * Apart from the Shell bed aquifer, which underlies all the Pliocene and post-Pliocene sedimentary and basaltic formation in Franklin County, there are two main volcanic rock aquifers within the Pukekohe Plateau area, in consideration of their different water levels.
- * Although a limited number of measured water levels were available for both the upper and lower aquifers, and despite the probable poor quality of bore levelling, two maps of the inferred contours of the upper and lower aquifers had been drawn.
- * Two groundwater catchments were assumed for the upper aquifer, with an inferred divide running, broadly speaking, NW-SE.
- * Recharge mechanism was thought to be from rainfall for the upper aquifer, while for the lower one, leakage from the upper aquifer would be the main recharge, with a possible zone of direct recharge to the North of Puni Spring.

Following this report achieved in 1977, further investigations were done in a M.A. thesis by B.K. Dowdle in 1980. This work pointed out the following considerations:

- * The existence of two different aquifers on a water level basis was confirmed by the mean amplitude of water level fluctuation in each aquifer, which was higher for the upper aquifer, and by a good correlation coefficient between water level fluctuations of bores of the same aquifer. Nevertheless, this work failed to find any difference between the two aquifer's water chemical characteristics.
- * Dye tracing experiments, although probably inconclusive because of the low concentration of the dye, were in contradiction with the catchment divides expressed by Russel in the joint report.

II Aim of the Study:

In the light of the previous work, the aims of this study are as follows:

- * To try to confirm the existence of two different aquifers by any other available means (on a chemical basis for instance).
- * To assess with more accuracy the recharge mechanism of both aquifers.
- * To determine by dye tracing or by the use of chemical characteristics of water, if any, the direction and speed of groundwater flow in both aquifers.
- * To provide further information about the time of residence, the permeability and transmissivity of the two aquifers.
- * To propose a mathematical model which would simulate water level fluctuation in the upper aquifer and/or discharge at Patumahoe Spring according to infiltration based on rainfall data from Pukekohe meteorological station.

III Summary of present results:

(a) About the existence of two separate aquifers:

(i) Using Dowdle's correlation data between all bores of both upper and lower aquifers, the mean correlation coefficient has been computed in the following three cases:

- between all upper aquifer bores
 - between all lower aquifer bores
 - between bores of the upper aquifer and
bore of the lower one
- within the upper aquifer : $R_m = 0.75$
 - within the lower aquifer : $R_m = 0.45$
 - between upper and lower : $R_m = 0.34$

In the third case, the mean coefficient takes into account only 37 coefficients out of the 49 potential ones, 12 coefficients being not significant at the 0.95 level of confidence.

It is clear that the relationship between bores are not distributed at random, and the fact that the mean coefficient between aquifers is lower than any of the two coefficients within each aquifer is meaningful.

We have then computed for any of the 14 bores retained in that study the mean correlation coefficient in the following situation:

- with the other bores of the same aquifer
- with the other bores of the other aquifer

Without detailing the results, the main feature to bear in mind is that bore 30, which is supposed to tap the lower aquifer, has a higher mean correlation coefficient with bores of the upper aquifer than within its own lower aquifer. This point is particularly relevant for bore 30 is situated very near a zone of exposure at the surface of the older Bombay basalt, as mapped by Schofield (1967), which I assume to be the older volcanics (Russel, 1977) of the lower aquifer. In that zone at least, the lower aquifer would be recharged directly by rainfall, whereas the other parts of the aquifer would include in their recharge leakage from the upper aquifer.

(ii) No attempt has been made to try to separate the two aquifers on a chemical basis, as Dowdle's extensive previous work on that subject has been inconclusive. But further analysis on the amount of nitrate of both aquifers, and even tritium dating might be tried.

(b) Groundwater flow direction and speed

In order to assess the broad direction of the groundwater flow, its speed, and to deduce values of the permeability, four dye tracing experiments have been initiated in the upper aquifer:

<u>Location of the Injection</u>	<u>Dye used</u>
Bore 22	300ml of Rh.WT (20%)
Bore 22	1kg of Fluoresc.
Bore 1 (M.A.F.)	3l of Rh.WT (20%)
Bore 7	4kg of Fluoresc.

More than 500 samples were collected, either manually (200) or automatically, and analysed. To summarise the results proceeding from those analyses, the following conclusions can be drawn:

Direction: Injections in Bore 22 and Bore 7 have shown a flow directed towards Patumahoe Springs. Injection in Bore 1 indicated an underground flow direction towards Clarke's Spring.

Velocity: Towards Patumahoe Springs: 90 - 110 m/d
Towards Clarke's Springs: 400 - 600 m/d

Hydraulic conductivity: Towards Patumahoe Springs $K \approx 9 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$
Towards Clarke's Springs $K \approx 2-8 \times 10^{-1} \text{ ms}^{-1}$

The very high velocity of the flow towards Clarke's Springs, despite a low hydraulic gradient, explains the dramatically high value of the conductivity, but in that case, Darcy's Law is very near its upper limit of validity.

(c) Darcy's Law validity:

To assess whether Darcy's law was applicable or not, an extensive review of the bibliography concerning flows through porous media and through fissured rocks was done, and different formulations of the Reynold's number were used, distinguishing two different cases:

(i) Fractured basalts; the analogy was made with flow through pipes.

In that case, the following formula prevails:

$$R_e = \frac{VD}{\nu} \quad \text{with } V = \text{specific discharge} = n \cdot \bar{v}$$

(n = porosity, \bar{v} = Darcy's speed)

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} = \text{kinematic viscosity}$$
$$\approx 1.21 \times 10^{-1} \text{ ft}^2/\text{s}$$

D = diameter of the pipe (or distance between two plan surfaces)

Although 2100 is taken as the lower limit of Reynold's number for laminar flow, this critical value will be near 500 in natural channels due to bed roughness.

This value is hardly reached for a speed of 500m/d, and a D value of 2 feet, taken a porosity $n = 0.15$; in our case, with mean speeds (Darcy's speed) ranging from 100 to 500 m/d, it can be assessed that Darcy's Law is still valid in flow through fractured basalt, although not far from its upper limit

(ii) Ash and scoria; considered as a porous media: the following formula was used:

$$R_e = \frac{V \cdot d}{\nu} \quad \text{with } d = \text{mean 'grain' diameter or any other dimension linked to grain size}$$

According to the different definitions of d, R_e critical value ranges from some units to some tens of units.

Once again, in our case, keeping the same values for mean speed and porosity, the upper limit of R_e for staying in laminar flow condition should be reached with a d value of the order of some centimeters, that is why it will be assumed that flow through ash and scoria is liminar in the Pukekohe Plateau aquifer within the range of the observed flow mean speeds.

To resume, in both cases (i) and (ii), Darcy's law is still applicable. Another indirect confirmation of that point is given by the perfect adequacy of the model of water level fluctuation and spring discharge (see below) which is partially based on Darcy's Law.

(d) Chemical analyses and nitrate levels in the upper aquifer:

Over 120 chemical analyses were conducted concerning NO_3 , Cl, Ca, K, Na, Fe total and conductivity in the springs of the upper aquifer.

Nitrates: the highest levels are encountered in the SW of the Pukekohe Plateau, with a maximum at Patumahoe Springs (25 ppm of N as NO_3) which must be of great concern, as Patumahoe Springs are Kingseat Hospital's water supply.

Other ions: No special trends have been noted, but the limited number of samples does not allow a firm conclusion.

Conductivity: An interesting linear trend has been shown between the concentration in nitrate and the resistivity, especially for Puni, Clarke and Hickey's spring (Rodgers' spring is slightly out of the curve). This is comprehensible as the conductivity gives a broad idea of the total concentration in ions, and nitrates are brought in groundwater by fertilizers, with many other ions. This should be regarded as a clue that high nitrate levels in water are almost only due to fertilizers use over the Pukekohe Plateau.

(e) Applied Research

(i) A three dimensional plaster model has been built, showing relief, springs, streams and roads, which was useful for a better visualisation of the problems.

(ii) A water sampler for deep water sampling in bores was constructed, in order to look for vertical variations of water parameters. Although not already used, for most of the encountered bores were equipped with pump systems preventing access to the inside of the bore, this sampler might be used in one of the Water Board bores, providing that the water level recorder was temporarily withdrawn.

(iii) A procedure for concentrating dye has been developed using an activated charcoal column.

With a water sample of 6 to 10 litres, one can expect a concentration ratio of 400 to 1. This is enough to bring the dye concentration level from under the detectability level with the fluorometer (1×10^{-10}) to above the level of visibility. This method is particularly relevant if coupled with spectrofluorimetric analyses of the concentrated elutate, which may give a real 'fingerprint' of the dye used. The method is inexpensive, relatively simple, is not time consuming, and gives confidence in the existence of the

dye in the collected water sample. This has been applied with success with Rhodamine WT, but it does not seem to be as efficient, if feasible, with fluorescein, at least at the percolation rate used in our experiment (1-3 drops/s), although no time has been spent to back up this affirmation.

(iv) Having noticed that the maximum dye concentration ever reached at one point was decreasing in $1/x^2$ with the distance x between the point and the injection bore, an empirical formula has been worked out, linking the weight of dye to use, the maximum concentration expected (or needed) at one point, and the distance between this point and the injection bore, this being applicable in the Pukekohe aquifer.

P = weight of dye to use (in kg)

K = 750 ($l \cdot m^{-2}$)

$$P = K c x^2 \quad \text{with}$$

c = maximum concentration at point considered (in kg/l)

x = distance between injection bore and considered point (in meters)

This is valid for Rh.WT and Fluorescein. For a 20% solution of Rh.WT expressed in litres,

$$K' = 3100 \quad (kg^{-1} l^2 m^{-2})$$

IV Further Research to be Attempted

In order to try to separate the upper and lower aquifers on a chemical basis, some difference between their respective nitrate contents might be searched for. Tritium concentration might be useful as well, as the time of residence of water in each aquifer is probably different.

A mathematical model of Patumahoe Springs flow fluctuation versus either water table fluctuation or infiltration might be computed, using multiple regression for instance.

A new dye injection in the lower aquifer would be worthwhile, maybe coupled with another injection in the upper aquifer, using a different dye.

ANNEXE 9

PUKEKOHE AQUIFER SIMULATION PROGRAM

J.L. BERT

DEPARTMENT OF GEOGRAPHY
UNIVERSITY OF AUCKLAND

To assess to what extent pumping in the Pukekohe upper aquifer should be allowed without leading to over exploitation of the aquifer has always been a difficult matter. The effects of heavy pumping on the discharge of the main springs fed by the aquifer also presents a problem requiring investigation.

In order to satisfy these two different objectives, a computerized mathematical model has been developed based on data from DSIR Bore 7 and Patumahoe Springs. But as the water level fluctuations in most upper aquifer bores show a high coefficient of correlation, and as the main springs in the Pukekohe Plateau are apparently mainly fed by the upper aquifer, it is reasonable to assume that most results obtained by running the model may be extrapolated to other bores or springs of the upper aquifer.

By using infiltration data, this model creates two different outputs:

- a) A simulated water level fluctuation of DSIR Bore 7, and
- b) A simulated discharge of Patumahoe Springs.

As the program takes into account the effect of pumping, two different modes can be used:

- 1) to try to adjust the model data to the actual data of the bore in order to determine for what values of the different adjustment parameters the best fit is obtained, and
- 2) To introduce in the model some extra pumping in order to be able to compare the model behaviour without and with extra pumping at a given rate, for management purposes.

The Mathematical Model

Darcy's Law as been used:
$$Q = - K.A \frac{\Delta h}{\Delta L} = - \frac{K.A}{\Delta L} (h - h_s)$$

h_s being the level at which the discharge of the aquifer occurs (spring). By having $h_s = 0$ and using the elevation above spring level, the previous equation reduces to:

(1)
$$Q = - K_1 \cdot h \quad \text{with } K_1 = \frac{K.A}{\Delta L}$$

For a given volume of the aquifer, the discharge can be simply expressed as:

(2)
$$Q = \frac{d V}{d t} = A_1 \frac{d h}{d t}$$

with A_1 being a characteristic of the surface of the aquifer, and assumed to be constant.

The following differential equation is obtained by combining (1) and (2) :

$$A_1 \frac{d h}{d t} = - K_1 \cdot h$$

(3) or
$$\frac{d h}{h} = - K_2 \cdot d t \quad \text{with } K_2 = \frac{K_1}{A_1}$$

By integration, (3) gives:

(4)
$$\text{Log } h + C_1 = - K_2 t + C_2 \quad \text{with } C_1 \text{ and } C_2 \text{ being constants}$$

at $t = t_0$ $h = h_0$ and (4) gives

(5)
$$\text{Log } h_0 + C_1 = - K_2 t_0 + C_2$$

(4) - (5) gives:

$$\text{Log } \frac{h}{h_0} = - K_2 (t - t_0)$$

which can be written:

$$h = h_0 e^{-K_2 (t - t_0)}$$

In a computing program where the value of h will be regularly recalculated with each time increment Δt , the value of h at time $t + \Delta t$ will be

$$h_{t + \Delta t} = h_t e^{-K_2 \Delta t} \quad \text{where, in fact,}$$

$e^{-K_2 \Delta t}$ is a constant. Therefore, each new value of h will be obtained by multiplying the previous one by a constant factor (this factor is called "decrease coefficient" in our program comment).

In the program, the model not only takes into account this decrease coefficient, but also adds infiltration and pumping effects as well.

Program Comment

As indicated earlier, the program creates:

- (a) a model of water level fluctuation in DSIR bore, and
- (b) a model of spring discharge of Patumahoe Spring.

In both cases, the program can be used either to try to adjust itself in the best possible way, or to predict the effect of pumping at a given rate on water level in DSIR bore and/or on the discharge at Patumahoe Spring.

The following language is used in the program:

LEVI is a set of data of water level fluctuation in the DSIR bore (monthly mean values, in centimetres a.m.s.l.). It will be keyed in on request of the program.

- Z is an average value of the altitude of the outflow at Patumahoe Springs (a.m.s.l. in cm).
- LEV2 is a modification of LEV1, computed by the program, in order to adjust all the values of LEV1 to values above Patumahoe Springs level (line 629: $LEV2(I) = LEV1(I) - Z$)
- INF1 is the set of data containing all monthly mean values of infiltration derived from a water balance using rainfall at Pukekohe Station and the Penman evapotranspiration formula. INF1 values are entered on request of the program, in millimetres.
- F called in the printed results of the program 'coefficient of infiltration' is a coefficient by which INF1 values are multiplied before adding them into the model (line 630 : $INF2(I) = INF(I) * F$). As $INF2(I)$ is added to the model without any further modification, and as the infiltration values are in mm while the model values are in cm, then using $F=1$ implies an assumed porosity of 10%.
- INF2 is derived from INF1 by multiplying by F (line 630, see above).
- PUMP1 is a set of data containing the assumed actual pumping figures (no precise data is available), if the user only wants to fit the model to the actual figures of bore water level or spring discharge. It can also be used to predict pumping effects, involving the summing of the figures for actual pumping and proposed extra pumping. In both cases, the pumping values will be keyed in on request of the program. It should be kept in mind that, when creating pumping figures, one has to take into account the porosity figure, as pumping values are directly subtracted in the model. An example of application is given in PUMP2 (see below)
- P called 'pumping coefficient', transforms all PUMP1 values into PUMP2 values by multiplying by the value given to P (line 640 : $PUMP2(I) = PUMP1(I) * P$). This has been created mainly to simplify model adjustment, as all PUMP1 values can be modified by P without keying in a new set of pumping figures.

PUMP2 is the modified set of data obtained by multiplying PUMP1 values by P value. These values will be subtracted without any further modification to the model of water level fluctuation. As an example, if pumping has been set to zero from January to October, and to 10 and 20 for November and December, assuming a porosity of 10%, this means that the model will decrease water levels by 10 and 20 cm in November and December respectively, this being the effect of the pumping of a 'layer' of 3cm of water all over the plateau (1cm + 2cm, porosity 10%). If the Pukekohe plateau surface is taken as 800 hectares, this is equivalent to a pumping of 240,000 m³/year all over the plateau. If the best fit of the model is obtained for P = 1.2, the actual pumping is assumed to be equivalent to 288,000 m³/year (360m³/ha per season).

MOD compute the model of water level fluctuation in DSIR bore (line 680: $MOD(I) = D * MOD(I-1) + INF2(I-1) - PUMP2(I)$). At the starting point, the model is set on the first value of LEV2 (line 660: $MOD(1) = LEV2(1)$). It then progresses on its own, using its previous value multiplied by a 'decrease coefficient' D, the value of infiltration during the previous month (as it has been shown that the lag between infiltration and water level rise is about one month), and the value of pumping, the effect of which is assumed to be immediate.

D is the 'decrease coefficient'. It is equal to $e^{-K_2 \Delta t}$ which is constant as the increment Δt is kept equal to one month. This coefficient expresses the velocity with which the model values tend to decrease; the lower the coefficient, the stronger the tendency for the model values to be less than the actual data of water level in the bore. To some extent, its influence counterbalances the effect of infiltration. The fit of the model from a strict coefficient of correlation point of view, may stay constant or even be improved by a joint increase of F and decrease of D. But one has to be cautious when lowering strongly the D coefficient while increasing F, as this has the effect of improving the general fit everywhere except in the very upper and lower values (i.e. upward and downward peaks) which are in fact the most interesting parts of the model curve. Another undesirable consequence of an artificially low value of D is a rather catastrophic and unrealistic decline of model water levels in the case of extra (theoretical) pumping introduced for prediction purposes.

N is the number of months of data in each set (water levels, infiltration, pumping and spring discharge). The data should be of equal length.

SPRING is a set of data of Patumahoe Spring discharge (monthly mean values) No special unit is required. This set of data HAS to be entered in the file in a special way. As the spring reacts quite rapidly to infiltration (as a pulse effect) while the water level rises with a lag of one month after infiltration, the best coefficient of correlation between the spring and the bore is reached by correlating spring discharge values with bore water levels of the next month. The reason for this seems to be that the spring reacts to rainfall by a pressure pulse effect, whereas the flow-through time of percolation affecting the bore is longer. In other words, spring discharge fluctuations fit bore water level fluctuation perfectly, but one month in advance. In order to take that effect into account in the program, it seems easier to create a spring data set which has all of its monthly values in advance of one month compared to the other sets of data (if LEV1, INF1, PUMP1 start in January 1979, for instance, SPRING's first value will be the December 1978 monthly mean discharge value, and so on for all values of the set).

SPRMOD1 is a model of the spring discharge. It will be computed from MOD values. For plotting reasons, SPRMOD1 is reserved for a model without any extra pumping, while SPRMOD2 receives values from a "pumping" model (i.e. a model where PUMP data includes actual pumping data plus proposed extra pumping data for prediction purposes). Those two models of the spring are computed in the following way: a correlation is calculated between SPRING and MOD, giving a regression curve whose coefficients A1 and B1 are used to create SPRMOD1 as follows;

$$\text{SPRMOD1(I)} = \text{A1} * \text{MOD(I)} + \text{B1}$$

SPRMOD2 is equivalent to SPRMOD1, but is used for prediction purposes with a MOD set of data using PUMP2 values including actual pumping and proposed extra pumping.

Comment: The program has to be loaded under its given name, for example, LOAD " Progm2 " then hit knob "EXECUTE", and when the program is loaded from the tape, hit "RUN".

Then the program starts by asking for successive inputs of a value for F, P, D, Z and N, although one pre-inserted value is already stored in the program and displayed on the screen for each coefficient. If the displayed value seems appropriate, just hit "CONT" as indicated on the screen, otherwise insert the preferred value and then hit "CONT".

Each new value of any of those parameters is used in that run, wiping the previous stored one, but the latter is once again proposed in the next run.

The program then asks whether the user wishes to introduce a COMPLETE set (or a new set) of data (i.e. LEV1, PUMP1, INF1, and SPRING). It is obvious that for a very first run, the reply has to be positive; as a Y/N (yes/no) alternative is given, hit "Y" then "CONT".

A name is then asked for the complete set. It is just a file name. This name has therefore to be keyed in, and "CONT" is hit. The user has to keep in mind this file name, as it will be asked for any run that would not introduce a complete set or new set of data.

The user is then asked if he wishes to enter any new data. Although this question is not especially designed for a first run with a complete set of new data, it will be logically replied by the affirmative ("Y" and "CONT"). "LEV1 data" then appears on the screen, and it is asked whether it is wished to enter new data for this variable. Hit "Y" and "CONT". "INPUT LEV1" value next appears on the screen and each of the N values of LEV1 must be keyed in successively, pushing the key "CONT" after each value.

The same sequence is developed for INF1, PUMP1 and SPRING.

After each set of N values of LEV1, INF1, PUMP1 and SPRING, a sequence for correction of wrong value(s) is displayed.

Then the program computes LEV2, INF2, PUMP2 and MOD. A correlation between LEV2 and MOD is then done, computing the coefficient of correlation and the regression curve coefficients A0 and B0. Next F, P, D, Z, N, the coefficient of correlation, A0 and B0 are printed on the external printer.

The user is then asked if a re-run is required with different parameters. If "Y" is hit, the beginning of the previous sequence is played again, asking for introduction of F, P, D, Z and N. Then the program jumps immediately to the computing part and prints a new set of results

beneath the previous ones. If "N" is hit, the program continues as follows.

The screen displays a question: "Do you want to create SPRMOD1 or SPRMOD2 (1, 2)?" In a first run, which is supposed to create a non-pumping model, "1" will be hit.

The program then computes the coefficient of correlation between MOD and SPRING and the regression curve coefficients A1 and B1 and prints these three values on the external printer; SPRMOD1 is created by the formula:

$$\text{SPRMOD1}(I) = A1 * \text{MOD}(I) + B1$$

The next step of the program asks whether creating a plotting file is required, in order to complete the plotting of any of the following variables: LEV1, INF1, PUMP1, LEV2, INF2, PUMP2, MOD, SPRING, SPRMOD1 and SPRMOD2. If the reply is "N" then the program ends. If "Y" is hit, a file containing the previous variables in that order is created with file name of PLOT1, and the program ends. At that time, a plotting program should then be loaded.

After a first run, it is possible to plot on the same graph MOD and LEV2, for instance, or SPRMOD1 and SPRING. The part of the file containing SPRMOD2 values is still empty.

A second run may be added to see the effect that any extra pumping may have. The program is loaded in the same way. The desired values of F, P, D, Z and N will be either entered or left as proposed, as done for the previous run (logically, as a new set of PUMP1 values is going to be entered, and because these values are not supposed to be changed, P would have to be kept equal to 1).

To the question "is a COMPLETE set of data to be entered?", the reply will be "N", as only PUMP1 values need be changed. When the name of the file containing the data is requested, the name given previously will be keyed in.

For "Do you wish to introduce any new data?" the reply "Y" will be given.

"LEV1 data" next appears on the screen, and it is asked whether the user wants to enter new data for that variable. The reply will be "N", and so on for the other variables, except for PUMP1 where a new set of values

will be keyed in. For the new PUMP1 values it should be borne in mind that they should take into account not only the values for extra pumping but also the previous values of the actual pumping as determined by the best fit of MOD versus LEV2, i.e. the values contained in PUMP2 for that best fit (and not PUMP1). For instance, if the best fit of MOD versus LEV2 has been obtained with values of 10 and 20 in November and December, and a P value of 1.2, then the best fit of the model has been obtained with actual pumping in November and December of 12 and 24. If an extra pumping of 30 and 60 is required for planning purposes in November and December, PUMP1 values will be set at 42 and 84 for those 2 months only and zero elsewhere, with P left at 1.

SPRMOD2 then may be created. Next it is requested that A1 and B1 should be entered, the values of which were previously printed on the external printer at the end of the previous run (as A1 and B1 are mathematical substitutes for the physical parameters that link the height of water in the Pukekohe Plateau above Patumahoe Spring and the discharge at Patumahoe Spring, the values of A1 and B1 entered in that run must be the ones computed for the best fit of the model).

Once again, a plotting file will be created if requested, and a plotting program may be loaded in order to plot on a same graph SPRMOD2 versus SPRING or SPRMOD1 for instance.