

UNESCO

International Association of Hydrogeologists

IUGS



A. Burger/L. Dubertret (†)

**Hydrogeology
of
Karstic Terrains
Case Histories**

**Hydrogéologie
des
terrains karstiques
Des histoires des cas**

**Volume 1
1984**

**Volume 1
1984**

International Contributions to Hydrogeology

Edited by

G. Castany, E. Groba, E. Romijn

Heise

Heise

UNESCO

International Association of Hydrogeologists

IUGS



A. Burger/L. Dubertret (†)

**Hydrogeology
of
Karstic Terrains
Case Histories**

**Hydrogéologie
des
terrains karstiques
Des histoires des cas**

**Volume 1
1984**

**Volume 1
1984**

International Contributions to Hydrogeology

Edited by

G. Castany, E. Groba, E. Romijn

Heise

Heise

Contribution to UNESCO IHP Project A. 1. 13

Volume I 1984

International Contributions to Hydrogeology

ISBN 3-922705-05-7

Editors: G. Castany, E. Groba, E. Romijn

Printed by R. van Acken, Josefstraße 35, 4450 Lingen (Ems)

Copyright by Verlag Heinz Heise GmbH, P.O.B. 2746, 3000 Hannover 1 (West-Germany)

Authors of Contributions for the Monography

France

J. Avias
H. Paloc
D. Thiery
L. Dubertret
C. Joseph
X. Poul
B. Rozes
B. LeMaire
M. Bourgeois

Italy

C. F. Boni
P. Bono

Belgium

A. Monjoie

Czechoslovakia

E. Kullman

Hungary

T. Böcker
G. Dénes
L. Alföldi

Ireland

D. Drew

New Zealand

P. W. Williams

Australia

J. C. Barnett
D. B. Mc Junes
C. A. Waterton
J. D. Waterhouse

Austria

J. G. Zötl
W. Graziadei

Yugoslavia

B. Mijatovic
M. Komatina
B. Biondic
V. Goatti

Switzerland

A. Burger
F. Pasquier
L. Kiraly

United Kingdom

J. R. Booker
T. C. Atkinson
J. M. Marsh
J. W. Lloyd
F. T. Howell

USSR

B. V. Borevski
V. N. Dublyanskii
E. A. Zaltsberg
M. A. Khordikainen
V. I. Morozov
V. D. Babushkin
Lekhov
K. K. Bissembaeva
G. N. Kashkovsky
V. I. Morozov
E. V. Pinneker
L. P. Lebedyanskaya
V. S. Kovalevsky

G. A. Nikitina

S. V. Palkin
V. D. Pribluda
A. A. Kodzhaspirov
L. S. Jazvin
A. V. Lushchik
B. I. Pissarsky
I. I. Plotnikov
V. L. Zlobina

USA

R. W. Maclay
T. A. Small
J. Thrailkill
J. W. Troester
L. S. Spangler
S. J. Cordiviola
J. E. Fish
C. F. Derek
F. L. Doyle
E. F. Hollyday
J. v. Brahana
J. R. Edwards
V. T. Stingfield
J. R. Rapp
P. E. LaMoreaux
J. Vecchioli
G. G. Ehrlich
E. M. Godsy
C. A. Pasale
R. A. Fambrough
L. D. Dildine
H. E. Legrand
F. W. Meyer
L. E. Hall
S. J. Metcalfe
R. Wilson
E. L. White
W. B. White

Permanent members of the I. A.H. Commission for Hydrogeology of Karst

BURGER, A.
Centre d'hydrogéologie
11, rue Emile-Argand
CH-2000 **NEUCHATEL 7** Switzerland

KIRALY, L.
Centre d'hydrogéologie
11, rue Emile-Argand
CH-2000 **NEUCHATEL 7** Switzerland

AVIAS, J.
Directeur du C.E.R.H.
Université des Sciences &
Techniques du Languedoc
Place Eugène Bataillon
F-34060 **MONTPELLIER-CEDEX** France

PALOC, H., Président
Directeur du
Service Géologique Régional
Languedoc-Roussillon
B.R.G.M.
1039, rue de Pinville
F-34000 **MONTPELLIER** France

CASTANY, G. (I.A.H. President)
3, Résidence du Petit Chambord
F-92340 **BOURG-LA-REINE** France

BONI, C.
Istituto di Geologia
Città Universitaria
Piazzale delle Scienze
I-00100 **ROMA** Italia

BONO, P.
Istituto di Geologia
Città Universitaria
Piazzale delle Scienze
I-00100 **ROMA** Italia

BURDON, J.
Rathclare House
BUTTEVANT, Co. Cork Ireland

KOMATINA, M.
GEOZAVOD
Karadjordjeva 48
11000 **BEOGRAD** Yougoslavie

<p>MIJATOVIC, B. Institut de Recherches Géologiques et Géophysiques GEOZAVOD Karadjordjeva 48 11000 BEOGRAD</p>	Yougoslavie
<p>BOCKER, T. ALUTERV-FKI Pozsonyi ut 56 H-1133 BUDAPEST</p>	HONGRIE
<p>REZAC, B. Vaclaškova 176/2 PRAHA 6 – Desvice</p>	Tchécoslovaquie
<p>KULLMAN, E. Geologicky ustav D. Stura Mlynska dolina 1 809 40 BRATISLAVA</p>	Tchécoslovaquie
<p>KOVALEVSKY, V. Institute of Water Problems Academy of Sciences of the USSR Chernogriazskay 13/3 MOSCOW-Sadovay</p>	URSS
<p>ROMIJN, E. (I.A.H. General Secretary) Provincial Waterboard of Gelderland Markstraat 1 – P.O. Box 9090 NL-6800 GX ARNHEIM</p>	Netherlands
<p>VEGTER, J. R. Chief of the Division of Geohydrology Department of Water Affairs Private Bag X313 0001 PRETORIA</p>	Rep. of South Africa
<p>LA MOREAUX P. E. (I.A.H. Past President) P.O. Box 2310 TUSCALOOSA, Alabama 35401</p>	U.S.A.
<p>LE GRAND H. U. S. GEOLOGICAL SURVEY 331 Yadkin Drive RALEIGH, N. C. 27609</p>	U.S.A.
<p>BACK, W. U. S. GEOLOGICAL SURVEY Mail Stop 432 RESTON, Virginia 22092</p>	U.S.A.
<p>STRINGFIELD, V. T. 4208 50 th St. N. W. Washington, D. C. 20016</p>	U.S.A.

PREFACE

„L'évolution de l'hydrogéologie appliquée a résulté d'incitations variées et elle a suivi des cheminements différents, en partie indépendants, qui ont tendu à confluer, sans cependant se confondre entièrement. Parallèlement au progrès de l'hydrogéologie appliquée à la prospection et à l'exploitation des eaux souterraines – l'hydrogéologie des ressources en eau – se sont développées une hydrogéologie du génie civil et des travaux publics (très liée à la géotechnique), une hydrogéologie minière (problèmes d'exhaure, de dénoyage de gisements), une hydrogéologie pétrolière (liée au développement de l'hydrodynamique des gisements d'hydrocarbures), une hydrogéologie agricole (liée aux problèmes de drainage).“

Cette large vision du champ d'application de l'hydrogéologie due à J. Margat (Progrès récents des techniques de l'hydrogéologie. – Annales des Mines, 1974) situe bien l'objectif du présent ouvrage. La première Monographie préparée par la Commission de l'Hydrogéologie du Karst en 1975¹⁾, se voulant être une revue des aspects théoriques et fondamentaux de la science des eaux souterraines en milieu carbonaté, le besoin d'un complément consacré aux aspects pratiques s'est fait sentir. La Commission a opté pour la présentation de ces aspects, sous la forme de „cas exemplaires“.

Il est rapidement apparu que le champ des applications de l'hydrogéologie karstique est vaste et que les solutions adoptées dans chaque domaine de problèmes dépendent des caractères propres et de l'échelle du complexe aquifère, lesquels sont très divers. Un choix a été nécessaire et c'est ainsi que les thèmes suivants ont été retenus:

1. Evaluation des ressources en eau.
2. Captage et utilisation de l'eau des aquifères karstiques.
3. Problèmes liés à l'environnement dans le Karst.

En chacun de ces chapitres, les exemples décrits s'efforcent de refléter la diversité des conditions locales, dans les principales régions karstiques du globe.

Le praticien se heurte fréquemment à des difficultés prosaïques qui ne retiennent pas (ou pas suffisamment) l'attention des théoriciens. Ces difficultés désignent cependant souvent des problèmes „vrais“ qui devraient jalonner la voie des recherches fondamentales. A ce titre-là, le présent ouvrage est riche en enseignements. Chacun des chapitres comporte une introduction dans laquelle les auteurs dégagent l'essentiel des problèmes que rencontrent les praticiens et analysent les réponses données.

„Entre les lignes“ de chacun des exemples présentés, le lecteur avisé recueillera des informations d'importance décisive sur les problèmes réels que soulèvent les interventions de toutes natures sur les eaux souterraines karstiques. Souvent, les cas étudiés se rapportent à des environnements karstiques faisant figure de types (calcaires paléozoïques à tertiaires, plaines et forts reliefs) et sont liés à des enjeux économiques considérables.

On ne saurait donc trop recommander à tous les praticiens concernés de lire attentivement l'ensemble de cet ouvrage.

1) Hydrogeology of Karstic Terrains. Intern. Union of Geological Sciences, Ser. B, Number 3, Paris 1975.

Tous les membres de la Commission de l'Hydrogéologie du Karst ont participé activement à la préparation et à la mise au point de l'ouvrage. Beaucoup d'entre eux se sont efforcés d'obtenir des articles d'autres collègues de leur pays. A tous ces collaborateurs, j'exprime ma grande reconnaissance pour leurs contributions et pour la compréhension avec laquelle ils ont accepté l'exercice difficile de les présenter sous une forme très condensée.

La révision définitive de nombreux textes et figures a été faite par MM. **H. Paloc**, **Ph. E. La Moreaux** et **W. Back**, qui n'ont ménagé ni leur temps, ni leur peine. **M. E. Romijn** s'est chargé de la révision des figures. Je les en remercie spécialement.

Qu'il me soit permis enfin de rappeler ici la mémoire de notre très regretté Secrétaire Général de l'AIH, **M. Louis Dubertret**, décédé en 1979. L'intérêt constant qu'il a porté à la Commission l'a incité à partager, malgré ses multiples occupations, la tâche d'éditeur de cet Ouvrage. Les conseils qu'il nous prodigués ont été précieux. Il a rédigé également une présentation très complète des problèmes de la retenue de Quaraoum au Liban qui est publiée dans son intégralité (2.17).

Neuchâtel, le 18 juillet 1983

Prof. A. Burger

TABLE DES MATIERES CONTENTS

	Page
PREFACE	3
Chapitre 1	
Introduction:	9
Boni, C. F., Bono, P., Kovalevsky, V. S.: Evaluation of Water Resources.	
1.1. Dublyanskii, V. N., Pribluda, V. D., Kodzhasprirov, A.-A.: The Evaluation of the Karst-Water Balance of the Southwestern Upland Crimea.	18
1.2. Borevski, B. V., Nikitina, G. A., Palkin, S. V.: Analyse des conditions de formation et réévaluation des réserves exploitables en eau souterraine de la structure fissurée karstique fermée de Petit Kizil, d'après les données de l'exploitation du captage.	21
1.3. Boni, C. F., Bono, P.: Essai de bilan hydrogéologique dans une région karstique de l'Italie Centrale.	27
1.4. Boni, C. F., Bono, P.: Recherches en vue de l'exploitation d'une nappe karstique captive.	32
1.5. Borevski, B. V., Jazvin, L. S.: Prospection et évaluation des réserves d'eau souterraine exploitables d'un massif karstique (gisement de Bokstogorsk, Plate-forme Russe).	37
1.6. Zaltsberg, E. A.: Forecast of Karst Water Levels.	40
1.7. Monjoie, A.: Bassin karstique de la région de Beauregard.	43
1.8. Kullman, E.: Evaluation des changements des réserves en eau souterraine dans la structure hydrogéologique du complexe calcaire dolomitique des Petites Carpates (Tchécoslovaquie) en vue du bilan hydrologique.	46
1.9. Kullman, E.: Etude des possibilités de régulation du débit des sources de Parnica (Mala Fatra, Tchécoslovaquie) et observation des changements du chimisme des eaux souterraines.	50
1.10. Kullman, E.: Etude en vue du captage et de l'exploitation les plus favorables, de la source karstique de Jergaly (Velka Fatra, Tchécoslovaquie).	54
1.11. Böcker, T., Denes Gy: Karst Hydrogeological Investigation on Bükk Mountain.	57
1.12. Barnett, J. C., McInnes, D. B., Waterton, C. A.: Measurement of the Specific Yield of a Carbonate Aquifer.	60
1.13. Williams, Paul. W.: Karst Hydrology of the Tataka Valley and the Source of New Zealand's Largest Spring.	65
1.14. Monjoie, A.: Karst superficiel dans la Craie de la Hesbaye.	70
1.15. Khordikainen. M. A.: Influence de l'exploitation des eaux karstiques sur la modification du milieu environnant.	72
1.16. Thrailkill, J., Troester, J. W., Spangler, L. S., Cordiviola, S. J.: Nature of a Groundwater Basin Divide Near Georgetown, Inner Blue Grass Karst Region, Kentucky, (U.S.A.).	76
1.17. Paloc, H., Thiery, D.: Essai de simulation du comportement hydrodynamique d'un karst par modèle déterministe. Recherche effectuée sur le site expérimental de la source de Lamalou (Causse de l'Hortus, Hérault, France).	80
1.18. Avias, J., Joseph, C.: Modélisation des systèmes karstiques.	84
1.19. Bissembaeva, K. K.: Modélisation de l'exploitation des eaux karstiques de la structure carbonatée d'Aydoskaja.	87
1.20. Kashkovsky, G. N., Lebedyanskaya, L. P.: Peculiarities of Analog Modelling while Studying Hydrogeological Parameters, in Fissured and Karstified Rock Masses.	91
1.21. Kiraly, L.: La régularisation de l'Areuse (Jura suisse) simulée par modèle mathématique.	94

CHAPTER 2

Introduction:

Paloc, H., Mijatovic, B.: Captage et utilisation de l'eau des aquifères karstiques.	101
2.1. Graziadei, W., Zötl, J. G.: Karstwater Gallery and Hydroelectric Power Plant „Mühlau“ – The Water Supply of Innsbruck (Austria).	113
2.2. Avias, J.: Captage des sources karstiques avec pompage en période d'étiage. L'exemple de la source du Lez.	117
2.3. Khordikainen, M. A.: Expérience de captage d'une source karstique du Kazakhstan Central (U.R.S.S.).	119
2.4. Kullman, E.: Captage d'une source karstique par forages horizontaux. Exemple de la source de Biele Vody (Tchécoslovaquie).	123
2.5. Mijatovic, B.: Captage par galerie dans le région de Hercegnovi (Yougoslavie).	126
2.6. Paloc, H., Poul, X.: Travaux de reconnaissance en vue du captage d'une source temporaire: source des Freigères (Nîmes, Gard, France).	130
2.7. Paloc, H., Rozes, B.: Captage d'un aquifère karstique sous couverture pour l'alimentation en eau des nouveaux ateliers de l'imprimerie du Journal „Midi Libre“ (St Jean de Védas, Hérault, France).	134
2.8. LeMaire, B., Paloc, H.: Captage dans un karst sous recouvrement alluvial à l'entrée des gorges de l'Ardèche (Salavas, Ardèche, France).	136
2.9. Monjoie, A.: Etude du paléokarst de la région de Visé.	139
2.10. Bourgeois, M., Paloc, H.: Captage d'un niveau aquifère privilégié en relation avec un groupe de sources pérennes: sources de Dauthunes et de la Tour (Alès, Gard, France).	142
2.11. Burger, A., Pasquier, F.: Prospection et captage d'eau par forages dans la vallée de La Brévine (Jura suisse).	145
2.12. Biondic, B., Goatti, V.: La galerie souterraine „ZVIR II“ à Rijeka (Yougoslavie).	150
2.13. Mijatovic, B.: Captage par galerie dans un aquifère karstique de la Côte dalmate: Rims-ki Bunar, Trogir (Yougoslavie).	152
2.14. Komatina, M.: Control of Groundwater Flow in the Littoral Karst, Orebic (Yugoslavia).	156
2.15. Stringfield, V. T., Rapp, J. R.: Salt-Water Encroachment in the Miami Area, Dade County, Florida (U.S.A.).	160
2.16. Zötl, J. G.: Karst Hydrological investigations for the Construction of the Diessbach Reservoir (Austria).	164
2.17. Dubertret, L.: La retenue de Quaraoun au Liban: un exemple de retenue sur calcaires fissurés karstiques.	167
2.18. Mijatovic, B.: Barrages de la retenue de Busko Blato (Yougoslavie).	174
2.19. Avias, J.: Barrages en terrains karstiques: l'exemple des barrages de Ceyrac, de la Rouvière et de Conqueyrac sur le fleuve Cévenol vidourle et ses affluents dans le Sud-Est de la France.	176
2.20. Edwards, J. R.: Unique Siphon Well System for dewatering Overburden on Limestone in the Central Phosphate District of Florida.	180
2.21. Morozov, V. I., Lushchik, A. V.: Artificial Recharge of Karst Water in the Flat Crimea.	185

CHAPTER 3

Introduction:

LeGrand, Harry, E.: Environmental Problems in Karst Terranes.	189
3.1. Drew, D.: The Effect of Human Activity on a Lowland Karst Aquifer.	195
3.2. LeGrand, H. E.: Pollution of Karst Water in the Ozark Region, Missouri.	200
3.3. Waterhouse, J. D.: Investigation of Pollution of the Karstic Aquifer of the Mount Gambier Area in South Australia.	202
3.4. Marsh, J. M., Lloyd, J. W.: Trace Elements Behaviour in a Limestone Aquifer.	206
3.5. Meyer, F. W.: Disposal of Liquid Wastes in Cavernous Dolostones Beneath Southeastern Florida.	211
3.6. Vecchioli, J., Ehrlich, G. G., Godsy, E. M., Pascale, C. A.: Alterations in the Chemistry of an Industrial Waste Liquid Injected into Limestone Near Pensacola, Florida.	217
3.7. Alföldi, L.: Connection Between Thermal Springs in Budapest and Mining Activity.	222
3.8. Böcker, T.: Connection Between Lake Spring of Heviz and Mining Activity.	225
3.9. Babushkin, V. D., Lebedyanskaya, P. Z., Plotnikov, J. J.: The Distinctive Features of Predicting Total Water Discharge to Deep-Level Mines in Fissured and Karst Rocks (Exemplified by one of the Northern Urals Mineral Deposits).	229
3.10. Paloc, H.: Etude en vue de réduire les venues d'eau au front de taille d'une descenderie de mine développée dans un karst noyé.	233
3.11. Babushkin, V. D., Kashkovsky, G. N., Lebedyanskaya, Z. P.: Peculiarities of the Methods of Forecasting General Inflows to Mines in Fissured and Karstified Rock Masses, Using Analog Modelling.	236
3.12. Pinneker, E. V., Pissarsky, B. I.: Karst of the South-Western Baikal Region.	238
3.13. Monjoie, A.: Creusement de tunnels autoroutiers dans le massif calcaire du Gran Sasso (Apennin central).	240
3.14. Fambrough, R. A., Didline, L. A.: Relocation of an Endangered Natural Gas Pipeline Across an Active Karst Valley.	245
3.15. Hall, L. A., Metcalfe, S. J.: Sinkhole Collapse Due to Groundwater Pumpage for Freeze Protection Irrigation near Dover, Florida, January 1977.	248
3.16. Howell, F. T.: Salt Karst of the Cheshire Basin, England.	252
3.17. Kovalevsky, V. S., Zlobina, V. L.: Integration of Helium and Tritium Surveying for Mapping of the Potential Development of Karst.	255
3.18. Wilson, R. L.: Karst Induced Subsidence in the Chattanooga-Rossville Area, Hamilton County, Tennessee and Walker County, Georgia.	258
3.19. White, E. L., White, W. B.: Flood Hazards in Karst Terrain: Lessons from the Hurricane Agnes Storm.	261

Chapitre 1

EVALUATION OF WATER RESOURCES

Introduction

by C. F. Boni, P. Bono, V. S. Kovalevsky

1. General Approach

Studying and estimating karst water resources are important aspects of hydrogeological investigations in karst areas. Karst rock usually has a high water yield because of the large percentage of infiltration by precipitation (up to 80%) and intensive fracturing and karstification. Karst spring discharge can exceed 3-5 m³/sec and ground water discharge can reach 30 liters per second per square kilometer. These large flow rates gave rise to intensive use of karst water for water supply in many countries. Quantitative determination of karstic water resources is critical for planning its optimum use and development, forecasting possible inundations to mines and quarries and exploitation of mineral deposits within karst terrains.

In spite of the centuries-old use of Karst water, the methods of approach to estimation of karst water resources are not yet adequate. This is due, on one hand, to the fact that karst hydrogeological investigations were historically conducted as general geological and geographical studies of karst as a phenomenon or process. On the other hand, the inadequacy is also due to the difficulties in mathematical modelling associated with natural karst conditions. These difficulties arise from extremely variable permeability of karstic rocks both areally and with depth, often over very short distances. Investigations performed in recent years based on statistical-probability and analytical calculations, and on the construction of analog and digital models show the quantitative hydrogeological estimations are possible and can produce satisfactory solutions to different practical problems. Experience with such estimations shows their accuracy directly depends on the degree of detail incorporated and, consequently, on how well the mathematical model used for calculation reflects the natural hydrogeological situation. The complexity of the natural conditions demands the use of different estimation in which it is possible to confirm the results of calculations and correct them, if necessary. For example, hydraulic and hydrodynamic calculations can be corrected by estimating the total water balance of this area; analog and digital models can be corrected by comparison to the existing groundwater, to exploitation experience or by the data from observations of natural and disturbed ground water regimes.

Thus, estimating karst water resources and forecasting ground-water inflow to mines or quarries are complex problems which usually include:

1. the study of the regularity of karstification and fissuring of rocks and the estimation of the associated parameters for calculation;
2. the study of the balance and regime of ground water, the total water balance of the area, and the interrelationship of surface and ground water;
3. the study of existing ground water exploitation as a basis for specifying hydrogeological parameters and estimating boundaries of the mathematical model.

Regularity of karstification and fissuring of rocks is studied through analysis of the regional lithologies, structures, geomorphic features and paleohydrogeological conditions. These methods are used to determine the peculiarities and genesis of the karst. Such an analysis is important for the selection of appropriate methods and extent of exploration, for substantiation of the mathematical model, for establishing permissible drawdowns and water withdrawals, and for finding possible interrelationships between surface and ground waters under

natural and disturbed conditions. Establishing regularities in the changes of fissuring and karstification, and therefore the drainage in permeability properties areally and with depth is the most important aspect. Chaotic changes in permeability dependent on the location of occasional fissures or their interchange and on paleohydrogeological conditions, regular increases in the degree of karstification from watershed divides towards valleys and facies variations of rock composition may all be established. Investigation methods to determine karst peculiarities and variable permeability properties of karst massifs are discussed in the first volume of the present monograph ³⁾.

The study of karst water regime and balance is performed for the following different purposes: determination of natural recharge and ground water resources; estimation and forecast of possible seasonal and long-term variability of these resources, and mine water inflows; determination of hydrogeologic parameters regarding various types of voids in the massif such as large channels and caverns, large and small fissures and pores; specification of hydrogeological parameters for solution of reverse steady-state problems on models and for the study of ground water origins including estimating the variability of ground water quality with time. Ground water resources are assumed to be assured of recharge through infiltration by precipitation, seepage from river and water reservoirs, and leakage from adjacent aquifers. The natural ground water resources, estimated from springs or ground water flow using the river hydrograph separation method, or others (Ground water studies, 1972 ²⁾ are measured for possible exploitation for an unlimited period.

In arid and Coastal areas, where surface run-off is absent or springs discharge directly to the sea, the balance method is used for estimating natural resources of karst water. Data on precipitation infiltration, evaporation, condensation, surface run-off, and ground-water exploitation are typically included in the total water balance equation. Karst water resource balance estimates are used as a basis for specification of safe yield values, calculated by hydrogeological and hydraulic methods. Examples are presented in topics 1.1, 1.2, 1.3, 1.5.

It should be emphasized that karst water resource balance estimations become very complex under closed or partially closed conditions, where a thick mantle of unconsolidated sediments exists in which a considerable quantity of moisture is lost both by saturation of this zone and by evapotranspiration from it. It is often difficult to delineate regional balance in regions and to estimate areal water yield and recharge of rocks by using ground-water level observations. This method can be used successfully in small aquifers with homogenous characteristics.

An important factor of assuring safe yield in karst reservoirs is the variability in the release of natural ground water resources. The large saturated zone of karst aquifers, sometimes tens to hundreds of meters thick, is an important regulator for the compensation of irregular seasonal and long-term ground-water recharge. The development of karst aquifer resources below the base level during low-periods, if the recharge of the used water resources in the following water abundant period is assured, makes it possible to appreciably increase the average water withdrawals. Associated with this problem is not only the estimation of storage and drainage possibilities of the aquifers, but also the study of the probable duration of storage development and of the recharge of aquifers. The first part of this problem is solved either on the basis of analytical calculations using drilling and pumping test data or exploitation pumping data, i. e., empirically selecting optimal water withdrawal rates. The second part is solved on the basis of time series analysis and statistical – probability calculations using data of long-term stationary ground water regime observations (see topics 1.2, 1.5, 1.9, 1.10).

Surface and ground water regime observations in karst terrains are also useful for estimation of minimal spring discharge in connection with water supplies for settlements, industrial

plants, and rural populations and for forecasting possible minimal, average, and maximal annual ground water level and discharge values. It should be emphasized that forecasting is possible only when essential factors determining ground water regime are studied and quantitatively estimated, i. e., when the regularities of formation of karst water regime and balance are understood. For many situations, both natural and artificial factors should be considered simultaneously in the prediction. Forecasting regimes formed under the influence of natural conditions alone appears to be consistently reliable up to a one to two years maximum, even under the most favorable conditions. This is primarily due to poor prediction of major regime-forming meteorological factors and to limited duration of existing observation series, which is often insufficient for optimum statistical-probability analysis. Therefore, long-term forecasts of regime conditions for periods over one year often produce only within order of magnitude the trend of the variability of karst water levels and discharges (see topics 1.19, 1.20).

Forecasts of the regime, which are made under the influence of planned economic activities, are as a rule, more reliable and, as it was pointed out above, are made on the basis both of analytical calculations and, more often, models. The advantage of modelling in comparison to analytical calculations is that it overcomes to a considerable degree the difficulties connected with the heterogeneity of the structure and karstification of rocks and also of the variety of types of boundary conditions.

In addition, modelling allows, with the solution of reverse and inverse problems, the critical specification of the hydrogeological calculation scheme, hydrogeological parameters and ground water balance components by using results of observations of the ground water regime under natural conditions and under the influence of water withdrawal.

Analog and digital modelling is used for estimation of the safe yield of karst water and for prediction of water inflow to mines and quarries. The solution of such problems are thoroughly discussed in the literature. Some principal methodological approaches to the solutions of these problems are also described (Hydrology of Karst Terrains, 1975³). The results of using analog modelling for estimation of safe yield of karst water for one of the closed carbonate structures in Kazakhstan, USSR, and the central part of Italy, and also for specification of hydrogeological parameters and water inflow to two mines in the USSR are given in topics 1.17-1.21.

Important to the study of ground water resources both by analytical calculations and by models is the consideration of variability of hydrogeological parameters (transmissivity and water yield) with time, due to the expansion of fissures and voids in the massif in the process of limestone solution under the influence of increasing ground water gradients as a result of increasing withdrawal. Models and calculations which consider the above variations allow us to estimate quantitatively and study the process of karstification on the basis of mass transfer theory in the water-rock system and have a practical aspect. We are able to predict the possible degree of agitation during the karst process under the influence of intensive water withdrawal and thus characterize its possible effect on the environment, such as an occurrence of sinkholes and the like (see topic 1.16).

2. Practical Approach

Methods for evaluation of water resources used in scientific research are based, in general, on the quantitative determination of the various elements of the „hydrogeological balance“; such a determination is made generally in representative basins, chosen for this purpose, well equipped and kept under observation for a long time. However, even in such favorable conditions, it is very difficult to calculate the hydrogeological balance, and the results obtained are not always satisfactory. Even the various methods of forecast and modelling of the aqu-

fer regime recently developed require a good knowledge of basic hydrogeological parameters, which are generally difficult to determine in a wide and non-homogeneous basin.

Evaluation methods generally used in applied research are aimed at solving practical problems in a rather short time and with limited research means. Therefore, a complete balance estimation with scientific accuracy, in most cases, is impossible and even unnecessary. On the contrary, an evaluation as accurate as possible of exploitable surface and ground water resource is indispensable for all practical operations. From the technical point of view, criteria generally followed in establishing exploitable resources are based on the safeguard of natural balance, i. e. the exploitation rate must not exceed the average recharge. From the economic point of view, it is always necessary to evaluate both the safe yield and the cost of capture and distribution plants to check if the yield will be sufficient to solve the problem concerned and if the type of plant is more profitable as compared to other possible solutions before construction commences.

In this chapter we take into consideration the results of works discussing the problem of resource estimation following very difficult methods, depending on the problems arising during the research, available means, scientific tradition of the involved country, etc. Works have been divided into two groups: in the first group are works using regional balance evaluation methods, in the second one are works which follow other methods. Before examining the two groups of work, we will briefly discuss the theoretical principles of water resource evaluation of karstic terrains.

2.1 Estimation of Exploitable Resources: Peculiarities of Karst

Here we do not take into consideration the inflow and outflow evaluation methods as well as other evaluation methods of resources and reserves of a hydrogeological basin. We will only briefly describe the peculiarities of karstic basins, which must be taken into consideration when estimating exploitable resources.

From the point of view of resource quantity, karst terrains differ from other types of rocks because of their high infiltration capacity and their characteristic feature of secondary permeability. On the one hand, the high infiltration capacity assures to karst aquifer an average recharge much larger than to non-karstic rocks; on the other hand, the rapid flow in the karst network and the consequent high variability of the discharge regime make a complete and rational utilization of karstic water resources very difficult. Resource evaluation in karst areas therefore, cannot neglect the regime analysis and the possibility of regulating the discharge.

From the point of view of resource estimation, the permeability of karstic rocks which is very variable both in horizontal and vertical directions makes resource evaluation by pumping tests difficult, which are generally performed in aquifers having interstitial permeability. However, in karst areas, the permeability network allows a concentration of ground water flow toward well-localized places where it is possible to measure aquifer discharge with a limited number of measuring stations. On the contrary, in aquifers with interstitial permeability, water generally emerges in widespread and undefined areas where it usually joins surface run-off. The characteristic morphology and irregular permeability distribution in karstic regions discourage exploitation of karst aquifers by wells and compel one to locate evaluation studies and capture plants near natural springs.

In the study of exploitable resources, we can consider two cases employing different evaluation methods:

- a) evaluation of average ground-water recharge coming from an area having well-defined boundaries; the study consists of evaluating the average infiltration capacity of the area

concerned. In this case, it is always necessary to know the boundaries of the hydrogeological basin or „system“ and to calculate the ground-water balance, even approximately. This problem is dealt with in the paragraph concerning resource evaluation by means of balance calculation:

- b) evaluation of exploitable ground-water resources existing in a certain area without taking into consideration their origin and provenance; in this case, it is not necessary to know the boundaries of the hydrogeological basin and to calculate the balance; it will be sufficient to calculate the safe yield. This problem is dealt with in the paragraph concerning resource evaluation by different methods.

2.2 Resource Evaluation by Means of Balance Calculation

This type of approach is possible only if favorable conditions occur. Balance evaluation is based, as well known, on:

- 1) definition of a reference area and of a reference time period and
- 2) calculation of recharges and discharges during the considered period. Inside the concerned area, stored resources may exist and their variation in the considered period must be taken into consideration in the balance.

In karstic regions, it is sometimes possible to find favorable situations, which allow an easier evaluation of hydrogeologic parameters necessary for calculating at least approximately exploitable resources. Favorable situations concern the possibility of choosing a particular type of „reference surface“, which makes the measurement of ground-water flow easier. In fact, carbonate rocks, because their permeability varies from that of other rocks, make it possible to recognize hydrogeological structures having well-defined boundaries. Leaving the idea of hydrogeological basin aside, the region can be divided into different „systems“, each one made of a karst structure limited by the borders, by well-defined lithological and permeability limits, which can reduce underground exchanges to neglectable values. Each „system“ may include one or many hydrogeological basins (having not well defined boundaries) which feed one or many discharge places. Delimitation of single hydrogeological basins is not necessary for the purpose of calculating the average balance of the whole „system“.

The existence of well-defined permeability limits outcropping at the borders of structures excludes the possibility of underground exchanges with nearby „systems“ and causes the outflow of all surface and ground water at the borders of the „system“. It is therefore possible to measure along the limits of the structure both surface and underground flow. The possibility of evaluating separately the two different types of circulation depends on local conditions.

Ground water outflow is very often gathered in a small number of springs scattered at the borders of the „system“ and therefore is completely separated from the surface flow. In other cases, a karst structure is crossed by a river acting as a base level in which ground water discharges.

In a „system“ it is always possible to measure rather accurately with a small number of stations ground water discharge feeding springs or base-level rivers. We can consider the measurable discharge as „exploitable discharge“.

The approximate balance of the „system“ can be therefore expressed in a very simple way:

$$P = E_y + L$$

where P is the sum of all types of all types of precipitation on the surface plus surface water entering the system, if any; E_y is exploitable yield, evaluated by measuring the total discharge leaving the system; L is the sum of all types of losses not measurable and not utilized (eva-

poration, run-off lost along the slopes of the structure, discharges of small springs whose exploitation is not profitable, etc.).

The comparison of the balance obtained in different „systems“ of the same hydrogeological region, allows us to evaluate the average exploitation discharge and to detect possible evaluation mistakes or abnormal situations (loss into the sea, undetected underground exchange through the borders of the „system“, etc.).

This method of rough evaluation of water resources in karstic areas differs from the theoretical schemes generally followed by is perhaps more suitable for practical requirements, especially in the occasion of regional preliminary studies.

This method has been followed (topic 1.3) in studying the preliminary balance of a karstic region with an area at 5,000 km² in Central Italy where several hydrogeological „systems“ have been recognized. This method allows approximate evaluation of both the average infiltration capacity and exploitable resources.

Quite different is the method used in determining the balance in Crimea (topic 1.1): all elements of the balance have been calculated except ground-water discharge, which has been calculated by subtraction. This method gave good results and is suitable to sea-loss evaluation.

In topic 1.2 resource calculation is mainly based on the evaluation of storage capacity of a karst reservoir which acts as a regulator of surface-water flow.

2.3 Resource Evaluation by Different Methods

The most frequent method is to determine exploitable resources by means of a capture plant on a karst spring. High variability of water discharge is one peculiarity of karst; the problem is therefore to use a capture system which can exploit completely the available resources by regulating the discharge. The first step in this type of research is the study of the spring's natural regime and the possibility of determining the recession curve of discharge and stored resources. This problem is discussed in topic 1.8. When the regime of the spring and the variation with time of stored resources is established, the problem of regulating the discharge has been solved. We will examine some particular aspects of this subject, which is treated in several topics.

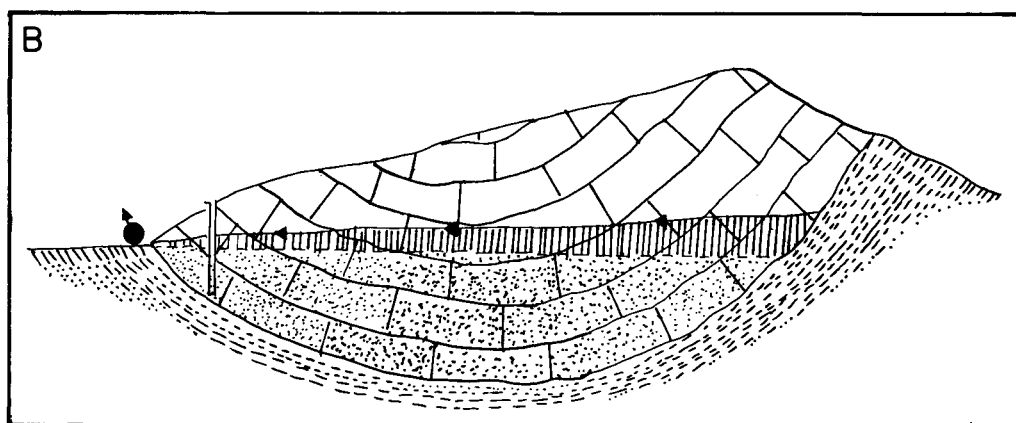
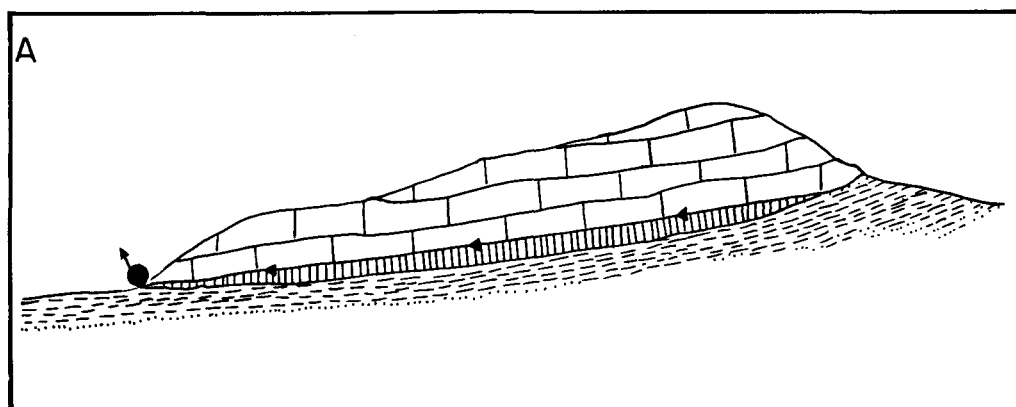
The theoretical possibility of regulating the discharge depends on the hydrogeological situation. Two cases exist (figure 1.1).

- case A: the base-level (generally in spring) is at the same or at a lower level than the aquifer bottom; there are no permanent reserves of ground water in the aquifer.
- case B: the aquifer bottom lies lower than the base-level; there are permanent reserves within the aquifer.

In case B, it is possible to regulate the discharge, exploiting the permanent reserves by wells during low-water periods. The recovery of reserves occurs naturally during the subsequent high-water period.

In case A, we can theoretically regulate the discharge only by creating permanent reserves inside the aquifer. It is also possible to obtain this result by lifting the natural base-level by artificial means. This operation, of course, is more difficult and more expensive.

After choosing the system to regulate the discharge, it is necessary to evaluate the exploitable yield. This matter is discussed in detail in some topics. We will consider here general principles followed in these works.



EXPLANATION





-  Spring
-  Well
-  Exploitable resources
-  Permanent reserves

Figure 1.1 – Two examples of karstic aquifers without (A) and with (B) permanent reserves of ground water.

Exploitable yield is in general determined by two complementary methods: analysis of the discharge regime and evaluation of storage coefficient of karst reservoirs. After having studied the spring regime and its average discharge on the basis of discharge analysis, production and observation wells are drilled to reach the permanent reserves stored between the base level and the aquifer bottom. During the low-water period, tests are carried out to measure the fluctuations of the piezometric surface following prolonged pumping. Pumping test interpretation, using the non-equilibrium method, allows us to calculate the storage capacity of the aquifer and the drawdown of the piezometric surface at the end of the exploitation period, as compared to the volume of exploited permanent reserves.

Hydrograph analysis of karstic springs allows the evaluation of the amount of flow, in excess of the exploitable discharge, during the high-water period, and therefore the evaluation of the aquifer's capacity to recover the exploited permanent reserves and to raise the piezometric level. This evaluation can be directly verified and modified, if necessary, by controlling the changes in the piezometric surface during the recharge periods. The exploitable yield can be better defined by means of a suitable mathematical analog model.

Localization of capture plants: Production wells must be placed in an area where:

- 1) aquifer permeability is rather high in order to obtain maximum flow from a minimum number of wells;
- 2) aquifer thickness must allow drawdown able to collect lateral water losses.

Better conditions are generally found in the vicinity of the principal springs where karst network is more developed.

Reliability of hydrological data: The evaluation of average discharge and the analysis of the recession curve is only possible when data over a long observation period are available. If not, it is advisable to be very cautious and to consider the possibility of „critical cases“.

Chemical characteristics: Frequently, during pumping in low-water periods, a variation of chemical characteristics of water occurs (topic 1.4 and 1.9). The risk is higher when spring water has an anomalous concentration of chlorides and sulphates as compared to other karstic springs of the region.

Interference problems: It is possible that capture of a karst aquifer by means of wells interferes with nearby springs and wells causing a decrease in their discharge.

Special Cases

Some special cases are discussed in topics 1.12, 1.13 and 1.16.

In topic 1.16, the study of hydraulic characteristics of the karstic network is discussed. The purpose of the study is the use of the karst network to drain surface water in an urban area.

Topic 1.12 examines the case of an aquifer in which it is impossible to determine the specific capacity by means of pumping tests because of the high transmissibility. To solve this problem the authors follow a method to determine effective porosity by analyzing directly the „carrots“ and the walls of the well. Results are satisfactory.

Topic 1.13 examines the problem of delimitation of the hydrogeological basin of a spring. „Pulse-train analysis“ gives good results where it is not possible to use chemical tracers. This method is certainly very interesting, but it can be used only in very favorable conditions in which a dam is available.

Examples of hydrogeological investigations presented here do not fully show the various aspects of the problem of estimating karst water resources, which deserves additional consideration when the following factors are taken into account:

- 1) the various possibilities in both the actual types of karst storage conditions and of application and calculation of hydrogeological equations pertinent to those conditions,
- 2) differences information of the natural water resources and the various methods for estimating those resources and the safe yield of ground water under different natural conditions,

- 3) the differences in determination of hydrogeological parameters of karst massifs and, therefore, of digital model.

It becomes apparent that the forecasting of the karst water regime at different times by the use of various methods is not adequately dealt with here. Although they are brief, the examples cited reflect, to a certain extent, the character and the level of present-day hydrogeological investigations of karst terrain in different countries and contain references to publications, in which the above problems are discussed in greater detail and will therefore be useful to the readers.

References

1. Borevsky, B. V., Kordikainen, M. A., Yazvin, L. S., 1976 – Prospecting and evaluation of the safe yield of ground-water reservoirs of commercial value in fissure-karst aquifers. Pub. „Nedra“, Moscow, 250 p. (in Russian).
2. Ground-water studies, 1972 – Pub. UNESCO. Ed. R. H. Brown, A. A. Konoplyantsev, J. Jneson, V. S. Kovalevsky. Paris.
3. Hydrogeology of karstic terrains, 1975 – Ed. A. Burger, L. Dubertret. Pub. IAH, Paris, 190 p.
4. Karst Hydrogeology, 1977 – Ed. J. S. Tolson, F. L. Doyle. Memoirs of the 12th Congress of the International Association of Hydrogeologists, Huntsville, Alabama, 578 p.
5. Marjolet, G., Salado, J., 1975 – Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source du Lez (Hérault). I. IX Fasc III. C.E.R.G., Montpellier, 160 p.
6. Methods for Evaluation of ground-water resources, 1979 – Congress of Vilnius, USSR. Memoirs. IAH, V. XV, Reports. Pub. „Nauka“, Moscow.
7. Milanovic, P. T., 1979 – Hidrogeologija karsta. p. I. Metoda istrazivanja Trebinje, 302 p.
8. Predicting water inflow to mine excavations and ground-water withdrawal in fissures and karstic rocks, 1972 – Ed. V. D. Babushkin. Pub. „Nedra“, Moscow, 196 p. (in Russian).
9. Zötl, J., 1974 – Karsthydrogeologie, V. X. Wien, 291 p.

1.1

EVALUATION OF THE KARST-WATER BALANCE OF THE SOUTHWESTERN UPLAND CRIMEA

by V. N. Dublyanskii, V. D. Pribluda, and A. A. Kodzhaspirov
(USSR)

The determination of karst water development prospects and the evaluation of the regional ground-water resources are interrelated. The most promising water-balance method for upland regions is the proposed independent determination of all the hydrologic elements (Borevskii et al, 1976), as combined in the following equation:

$$X_v + X_h + K_{csr} + K_{cfk} = Z + Y_{sr} + Y_{srs} + Y_d$$

where X_v = vertical precipitation, X_h = horizontal precipitation, K_{csr} = condensation in soil and rock, K_{cfk} = condensation in fissured karst storages, Z = evapotranspiration, Y_{sr} = surface runoff, Y_{srs} = surface run-off from large springs, Y_d = deep water discharge (flow recharging other aquifers, submarine discharge).

During the period 1958-1976, the authors performed detailed karst hydrogeological and water balance investigations (Dublyanskii, 1977). A balance basin with an area of 150.5 square kilometers was delineated on the basis of the geological survey at a scale of 1:50,000, a karst survey at a scale 1:25,000, speleological investigations and indicator experiments.

From the North, East, and South, the basin is bounded by impermeable uplifts. Partial flow of groundwater to carbonaceous sediments of Oxfordian, Kimeridgian, and Tithonian ages is observed in the West.

A model diagram of the hydrodynamic zonation of the Southwestern Upland Crimea includes the following elements (figure 1.2): An aeration zone with a thickness of 200-700 meters, where karst water formation occurs from infiltration, inflow, and condensation; a subzone of surface runoff absorption in the middle part of the slopes where concentrated inflow recharge takes place. A zone of seasonal water level fluctuations with a thickness of 10-100 meters, where the water is recharged by inflow from the zone of aeration and condensation, and a lower spring belt where water discharge occurs. In the zone of complete saturation a subzone of intensive flow, with a thickness of up to 200 meters, is distinguished (Dublyanskii, 1977).

Vertical Precipitation, X_v . A network with a density of 1 precipitation gauge per 10 square kilometers has been set up for precipitation recordings. Winter precipitation was corrected using snow survey data as shown in table 1.

Horizontal Precipitation, H_h . During warm intervals the precipitation is in the form of dew (measured by M-30 dewmeter and by weighing of sod monoliths); during cold intervals the precipitation is in the form of hoarfrost and whitefrost (measured by precipitation gage receivers, model trees, and repeated snow surveys). In one case, the water content of dew was 0.30 mm, that of hoarfrost 0.15 mm, and that of whitefrost, 1.85 mm. The rated quantity of precipitation has been determined, with consideration for average recurrence.

Table 1. The Water Balance of the Western Upland Crimea

	X_v	X_h	K	Z	Y_{sr}	Y_{srs}	Y_d
Balance elements mm	1056	69	44	384	382	8	395
Average quadratic error (mm)	57	7	4	19	37	1	107

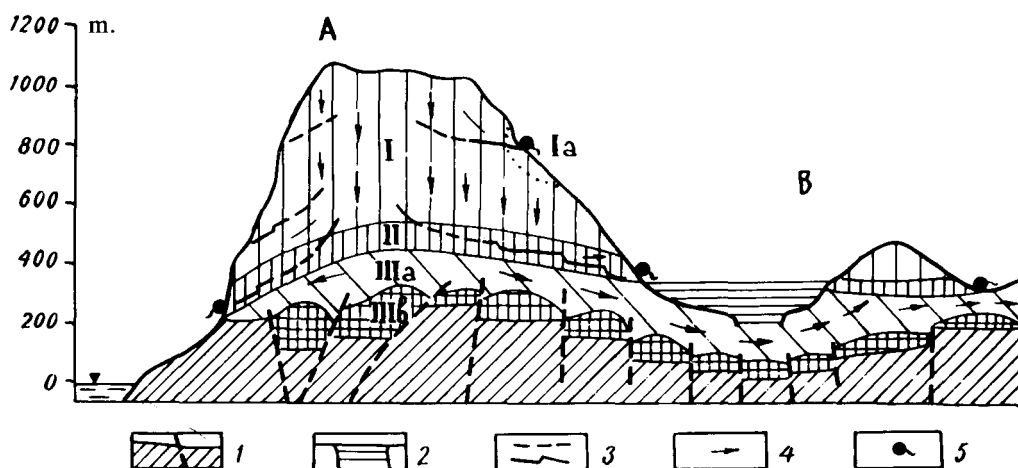


Figure 1.2 – Model diagram of hydrodynamic zonation of the Southwestern Upland Crimea.

- A – water divide areas;
- B – sloping karst basins;
- I – aeration zone;
- Ia – sections of recharge by surface and groundwaters;
- II – seasonal water level fluctuations zone;
- III – full saturation zone;
- IIIa – subzone of intensive flow;
- IIIb – subzone of slow flow;
- 1 – impermeable uplift formation ($T_3 + I_1$);
- 2 – impermeable deposits (K_1);
- 3 – constantly and periodically saturated karst waterbearing systems in limestones (I_3);
- 4 – direction of groundwater flow;
- 5 – karst springs

Condensation, K. Condensation in soil and rocks, K_{csr} , was measured in an apparatus consisting of two chambers 22 m^3 in volume, filled with rock waste, fragments of limestone and loamy debris material. Condensation in fissure karst storages, K_{cfk} , was determined on the basis of studying the microclimate of karst cavities from the relationship:

$$Q = TI(e_1 - e_2)$$

where: Q = condensate quantity; V = total volume of fissure-karst voids in m^3 ; T = duration of condensation in days; I = coefficient of air circulation in times/day; e_1 and e_2 = moisture content of air on the ground surface and underground in g/m^3 (Dublyanskii, 1977).

Evapotranspiration, Z. GGI-500 standard soil pans (8 pairs, loaded with the most widespread varieties of soil), two GGI-3000 water evaporation pans, and snow evaporation pans were used in evaporation measurements. Runoff ($16 \times 8 \text{ m}$) and water balance (2000 m^2) plots were employed, and all the attendant observations (measurements of soil humidity and so on) were made. Evapotranspiration measurements included determining the thickness of soil under conditions of exposed (up to 0.1 m , 15 percent of area) and sod-covered karst ($0.2 - 0.7 \text{ m}$ or more, 85 percent of area). For this purpose, a soil survey and aerial photograph interpretations were performed.

Surface runoff, (Y_{sr} , Y_{sr}). Thirteen gaging stations with weirs and recorders were employed in surface runoff measurements.

Deep karst water discharge, (Y_d). Deep karst water discharge was determined by the balance method. The relative error was calculated from the formula:

$$E = \pm \frac{|\Delta X| + |\Delta K| + |\Delta Z| + |\Delta Y|}{X + K - Z - Y}$$

Thus, Y_d ranged from 288 to 502 mm. Having taken the least favorable value, we get a normal deep karst water discharge of 110,000 m³/day. It is possible to accept the low-water deep discharge, with a 95% probability, as the safe economic yield. It amounts to 77.4 thousand m³/day, which exceeds approximately 6 times the present water withdrawal rate.

Balance investigations in the Southwestern Crimea are reliable enough to continue further search and prospecting for karst water. They also permit the estimation of the probable submarine discharge into the Black Sea.

References

- Borevskii, B. V., Khordikainen, M. A., and Yazvin, L. S., 1976, – Prospecting and evaluation of the safe yield of groundwater reservoirs of commercial value in fissure-karst aquifers. Nedra Publ., Moscow (in Russian).
- Dublyanskii, V. N., 1977, – Karst caves and shafts of the Upland Crimea, Nauka Publ., Leningrad (in Russian).

1.2

ANALYSE DES CONDITIONS DE FORMATION ET REEVALUATION DES RESERVES EXPLOITABLES EN EAU SOUTERRAINE D'UNE STRUCTURE FISSUREE KARSTIQUE FERMEE D'APRES LES DONNÉES DE L'EXPLOITATION DU CAPTAGE

**par B. V. Borevski, G. A. Nikitina, S. V. Palkin,
(URSS)**

Le gisement d'eau souterraine de Petit Kizil est associé à un synclinal dont le noyau, d'une superficie de 30 km², est composé de calcaires du Carbonifère inférieur. La structure est entaillée par la vallée de la rivière Petit Kizil dont le fond comporte des dépôts alluvionnaires épais reposant immédiatement sur les calcaires. La partie centrale de la structure, composée de calcaires, constitue un bassin fermé pour les eaux fissurales et karstiques du fait que les roches terrigènes et effusives environnantes sont de perméabilité très faible par rapport aux calcaires (fig. 1.3). Dans la vallée, ces calcaires se caractérisent par une très haute perméabilité: le débit des forages peut aller jusqu'à 150 L/s pour un rabattement de quelques dizaines de cm. Sur les flancs de la vallée et les régions de partage des eaux, l'intensité de la karstification s'affaiblit brusquement. Dans la vallée principale et dans les vallons karstiques, la transmissivité atteint 4000 à 30000 m²/j; sur les flancs et les lignes de partage des eaux, elle n'est que de 50–100 m²/j. L'épaisseur des alluvions varie de 5–7 à 30–40 m, la moyenne étant de 18 m. Elles comprennent des limons, sables, lentilles d'argile et galets à remplissage gréseux. La teneur en fractions grossières augmente avec la profondeur. Les propriétés de filtration des dépôts alluvionnaires sont plus faibles que celles des roches carbonatées.

Le débit du Petit Kizil est très irrégulier durant l'année et se caractérise par un étiage estival et hivernal, par des crues abondantes mais courtes au printemps et aussi par des crues pluviales en automne. Dans les limites du massif carbonaté, le Petit Kizil reçoit son affluent, l'Analyk. Le débit pluril annuel du Petit Kizil et de l'Analyk, aux sections de jaugeage d'entrée dans la structure, est égal à 3 m³/s et pour l'année, à garantie de 95 %, il est de 1,34 m³/s. L'ouvrage de prise d'eau est situé à la terminaison sud de la structure et fonctionne depuis 1934. Pratiquement, il n'y a pas de données sur la situation hydrologique et hydrogéologique. On sait seulement qu'à l'endroit de l'affleurement des calcaires dans la rivière (champ de prise d'eau), il y avait des sources puissantes au débit global de 120–134 l/s durant l'étiage d'hiver 1931–1932.

Avant 1973, des observations systématiques ne s'effectuaient que lors des prélèvements d'eau; les données sur le régime du niveau et l'écoulement de la rivière sont épisodiques; les points de surveillance sont peu nombreux.

En 1973, un réseau de puits de surveillance établis dans les deux nappes a été mis en service sur toute l'extension des calcaires karstifiés. En même temps, des observations systématiques de l'écoulement du Petit Kizil et de sa modification, dans les limites du cône de dépression envahissant toute la vallée dans l'aire des calcaires, ont débuté. Des postes de jaugeages ont été installés le long de la rivière, en particulier à l'entrée et à la sortie des calcaires.

Les données sur le régime de l'écoulement de la rivière, sur celui des variations du niveau des nappes souterraines et sur le volume de prélèvement d'eau ont fourni l'information nécessaire à l'estimation quantitative de la formation des réserves exploitables en eaux souterraines, par la méthode du bilan, et à la détermination du prélèvement optimal d'eau. Depuis 15 ans, cette valeur est toujours égale à 800–1000 l/s.

ECHELLE 1 : 100 000

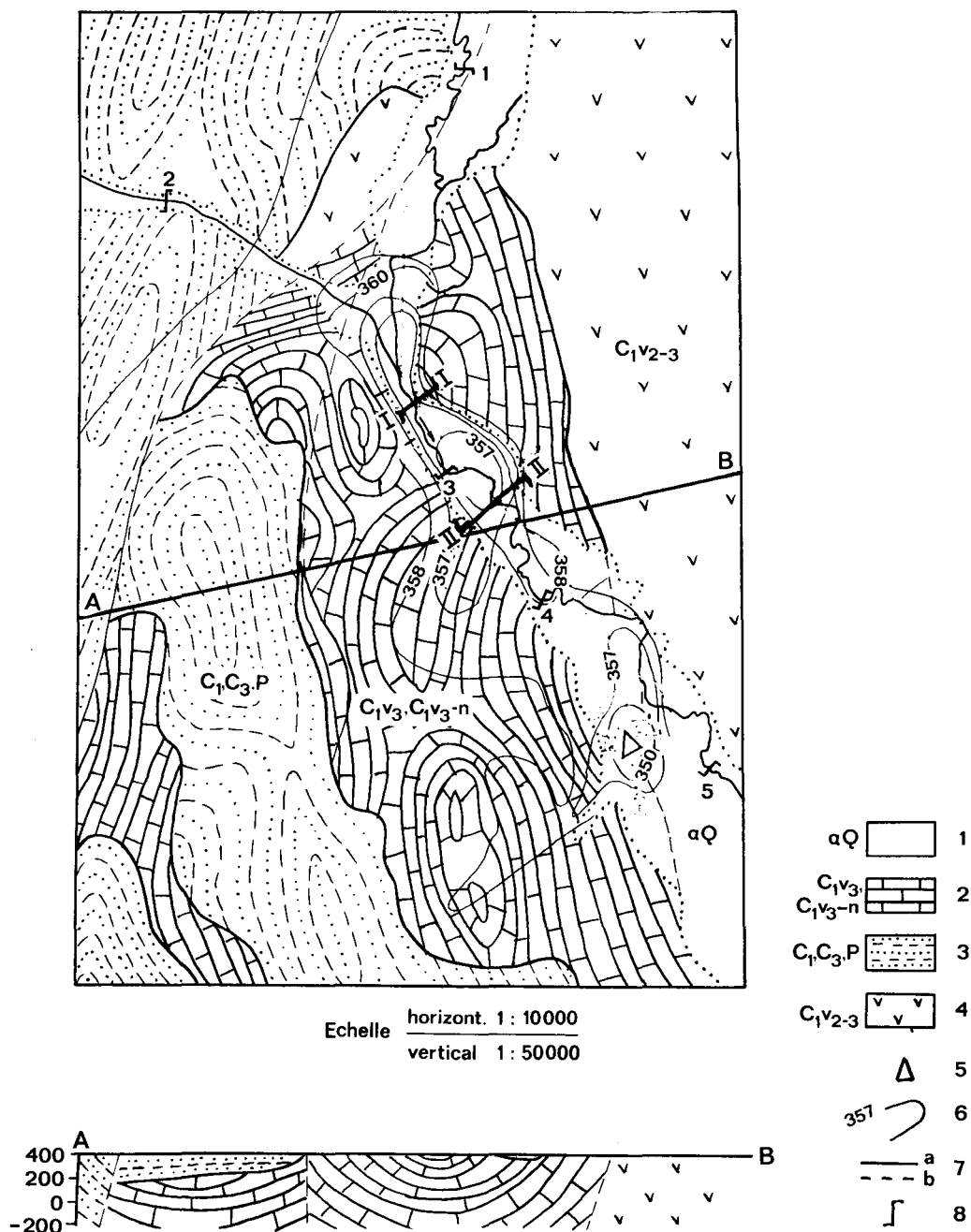
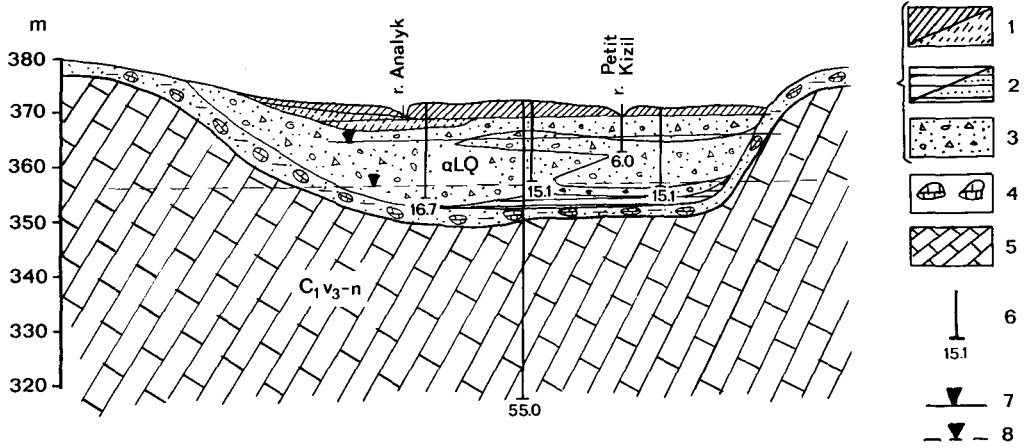


Figure 1.3: Carte hydrogéologique du gisement de Petit Kizil 1 – nappe aquifère des alluvions; 2 – nappe aquifère des dépôts fissurés karstiques; roches encaissantes; 3 – assise terrigène-sédimentaire; 4 – assise vulcanogène-sédimentaire; 5 – ouvrage de captage; 6 – hydroisohypses de la nappe aquifère des dépôts fissurés karstiques à la date du 30. 3. 1976; 7 – accidents tectoniques: a) reconnus – b) supposés; 8 – Station hydrométrique.

COUPE I-I
ECHELLE 1 : 10000



COUPE II-II
ECHELLE HORIZ. 1 : 10000

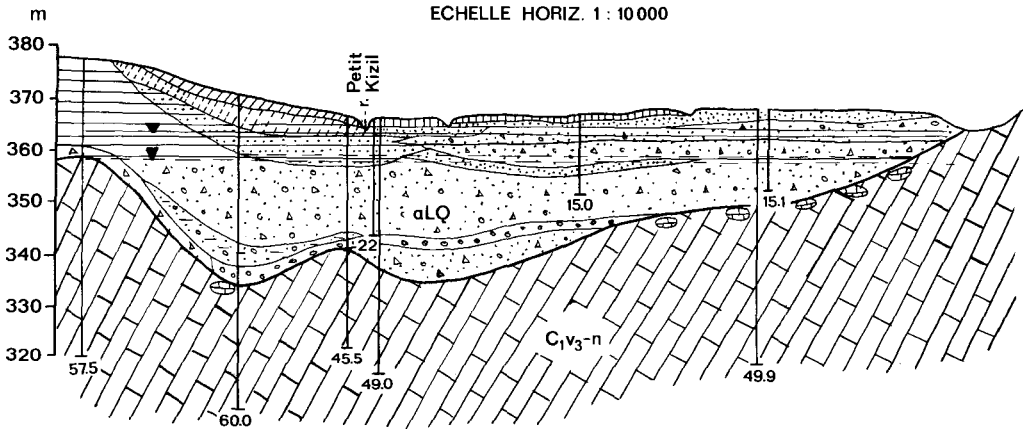


Figure 2

Figure 1.4: Coupes hydrogéologiques (I-I et II-II – fig. 1-3): 1 – limons, limons sableux; 2 – argile compacte, argile sableuse; 3 – dépôts de sables-graviers-galets; 4 – couche d'altération des calcaires; 5 – calcaires; 6 – forage, en bas, la profondeur; 7 – niveau d'eau à la date du 30. 7. 1974; 8 – niveau des eaux souterraines à la date du 30. 3. 1976.

La surveillance des variations du niveau des eaux souterraines, pendant les périodes à prélèvement relativement stable, montre que leur régime est caractérisé par des baisses et des remontées périodiques. Le maximum des premières a lieu à la fin de l'été d'hiver et celui des dernières, à partir du printemps jusqu'à l'été. Ce régime met en lumière les conditions de formation des réserves exploitables: lorsque le prélèvement dépasse le total de la ressource naturelle et de l'absorption de l'infiltration fluviale, c'est le rabattement des réserves capacitaires qui a lieu; en période de recharge intensive, par suite de l'absorption des eaux de fonte et de crue, quand le gain du bilan dépasse le prélèvement, le niveau commence à s'élever.

Le caractère des variations des niveaux de la période de 1974 à 1976 est présenté sur le diagramme de la figure 1.5. On constate que les basses eaux de l'année 1975 ont conditionné une reconstitution incomplète des niveaux.

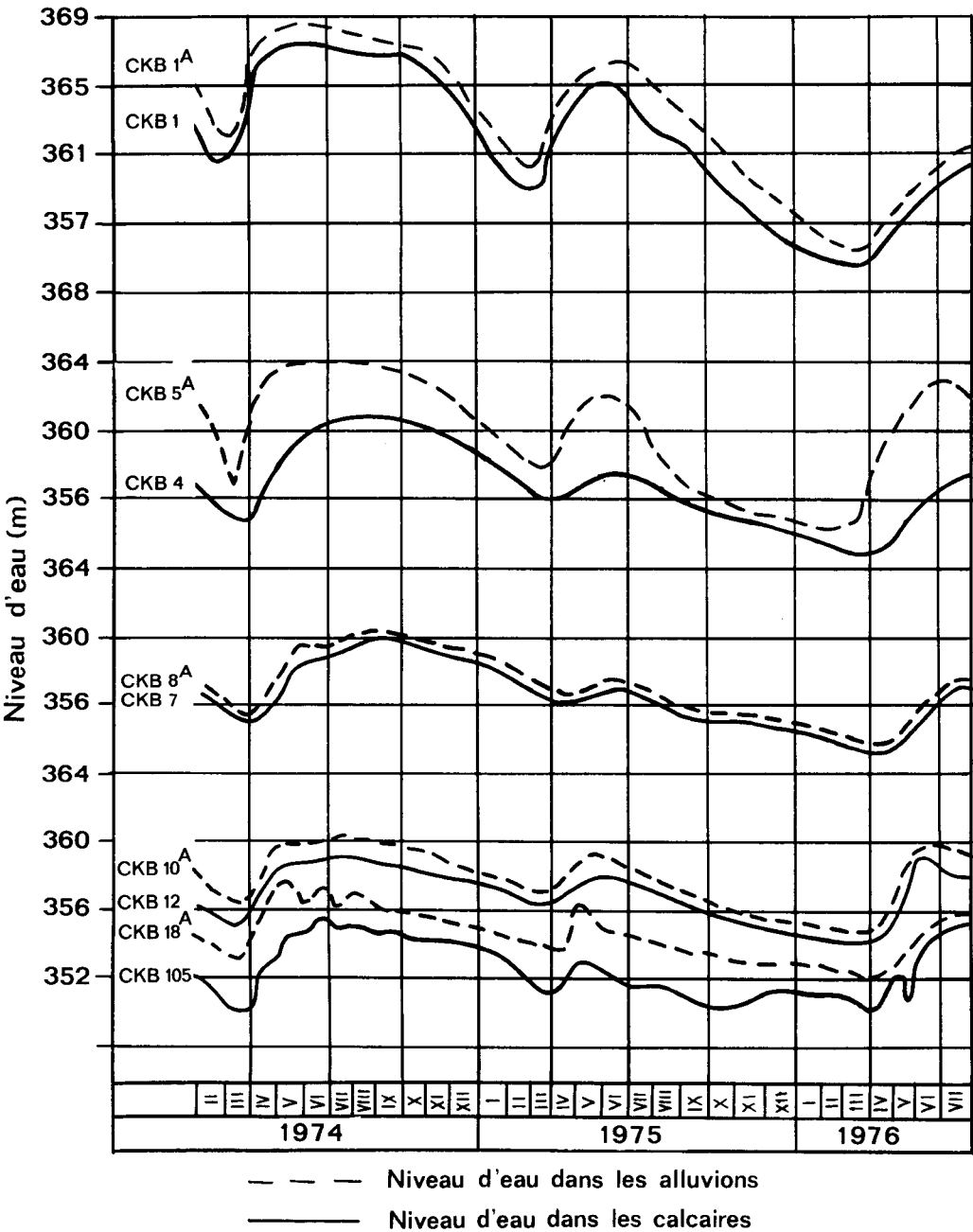


Figure 1.5: Graphique du régime des eaux souterraines du gisement de Petit Kizil: niveau d'eau dans les forages 1, 1^A, 4, 5^A, 7, 8^A, 10^A, 12, 18^A, 105.

Le débit d'étiage de la rivière, au-dessous de sa valeur de 800 L/s à la section de jaugeage d'entrée, s'absorbe complètement à l'arrivée dans la zone des roches carbonatées. Avec l'augmentation du débit de la rivière, la valeur d'observation augmente aussi, mais à cadence plus lente, ce qui peut être expliqué par le colmatage constant du lit du Petit Kizil dont le débit ici atteint $4,5 - 5 \text{ m}^3/\text{s}$. Avec l'augmentation du débit, l'eau arrive dans la plaine d'inondation riche en bras morts et le caractère de l'absorption de l'écoulement fluvial change: son volume devient fonction de la superficie et du temps d'inondation de la plaine. Comme le débit de la rivière ne dépasse $5 \text{ m}^3/\text{s}$ qu'au printemps ou après les averses d'été et d'automne à forte intensité, la réalimentation intense des réserves exploitables a lieu au cours de ces courtes périodes. Les observations montrent qu'en opposition avec le lit de la rivière, la plaine d'inondation et les bras morts ne sont pas sujets au colmatage car la croûte vaseuse se formant pendant la crue se dessèche rapidement après la décrue et est exposée alors à une altération intensive, à l'ablation éolienne et à la végétation herbacée.

A partir des données de l'ouvrage de prise d'eau, en particulier durant la période de 1973 à 1976, les sources principales de formation de son débit d'exploitation (Q_{ex}) peuvent être exprimées par l'équation suivante:

$$Q_{\text{ex}} = Q_{\text{rn}} + Q_{\text{ab} \cdot \text{tr}} + \frac{V_{\text{rn} \cdot \text{all}}}{T}$$

où Q_{rn} = ressources naturelles de l'aire de gisement comprise entre les sections de jaugeage d'entrée et de sortie (estimées d'après l'écoulement de la source avant le début de l'exploitation du gisement à 130 L/s ou $4,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$);

$Q_{\text{ab} \cdot \text{tr}}$ = absorption de l'écoulement des rivières Petit Kizil et Analyk;

$V_{\text{rn} \cdot \text{all}}$ = réserves naturelles (capacitives) d'eau souterraine dans la couche alluvionnaire, dont le rabattement se produit pendant la période où le prélèvement (Q_{ex}) n'est pas couvert par la somme $Q_{\text{rn}} + Q_{\text{ab} \cdot \text{tr}}$ et la réalimentation complète en période où $(Q_{\text{rn}} + Q_{\text{ab} \cdot \text{tr}}) < Q_{\text{ex}}$.

Cette équation montre que la valeur Q_{ex} peut varier selon les périodes (années) de pluviosité différente, ce qu'on doit prendre en compte pour l'analyse du fonctionnement de l'ouvrage de captage et surtout pour l'évaluation des réserves exploitables du gisement.

L'étude du régime d'exploitation contribue à la définition du coefficient d'emmagasinement des alluvions (M_{all}), indispensable à l'estimation du volume des réserves rabattues, de la valeur et du régime de leur réalimentation, ainsi que de l'absorption de l'écoulement fluvial pendant les années de pluviosité différente.

Le coefficient d'emmagasinement a été défini d'après le volume rabattu durant les périodes où l'écoulement superficiel transitaire, à la section de jaugeage d'entrée, était nul ou négligeable et où ses pertes se déterminaient avec précision. En même temps, on calculait le volume prélevé durant ces périodes ainsi que les volumes de l'écoulement transitaire absorbé et de l'écoulement souterrain dans la zone du massif carbonaté. La valeur moyenne de M_{all} a été estimée ainsi à 0,14.

A partir de cette valeur et du volume évalué des dépôts alluvionnaires, leurs réserves capacitives globales ont été estimées égales à $35 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ et les réserves spécifiques pour un rabattement de 1 m, égales à $1,05 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

L'absorption du débit transitaire a été définie d'après les courbes de corrélation entre celle-ci et le débit de la rivière. Ces courbes ont été construites pour des débits allant jusqu'à $5 \text{ m}^3/\text{s}$ et plus, lorsque l'eau inonde la plaine et que les conditions d'absorption changent complètement.

Etant donné que le calcul de l'absorption pendant les crues est impossible par mesure directe, elle a été déterminée d'après la valeur de remplissage de la capacité alluvionnaire, d'une manière analogue au calcul du coefficient d'emmagasinement.

Les paramètres obtenus à partir des données expérimentales ont ainsi permis de réévaluer plus précisément les réserves d'eau souterraine exploitables dans les conditions de régime naturel des rivières Petit Kizil et Analyk.

1.3

ESSAI DE BILAN HYDROGEOLOGIQUE DANS UNE REGION KARSTIQUE DE L'ITALIE CENTRALE

par C. F. Boni et P. Bono¹⁾
Istituto di Geologia e Paleontologia
dell'università degli Studi di roma

L'étude du bilan hydrogéologique est toujours une tâche délicate parce qu'elle suppose la connaissance de données quantitatives difficiles à déterminer.

On a pris en considération dix bassins hydrogéologiques répartis en quatre structures karstiques voisines (fig. 1.6). La surface totale est d'environ 5'000 km², le volume des précipitations, de 6 milliards de m³/an. Le débit sources excède 100 m³/s (plus de 20 m³/s de pertes estimées) correspondant à environ 3,5 milliards de m³/an.

Les conditions entrant en considération dans l'évaluation du bilan sont, en résumé, les suivantes:

- Les structures hydrogéologiques et les bassins partiels ont des limites assez bien définies par des lignes structurales et des contacts lithologiques marqués.
- Les précipitations sont mesurées depuis plus de 30 ans par un réseau de stations assez serré, même si les données en altitude élevée sont peu nombreuses.
- L'évaluation du débit des sources principales, même si elle n'est pas encore satisfaisante, est facilitée par la grande régularité du régime d'écoulement. Cette régularisation, caractéristique de la région, se produit, peut-être, parce que les bassins sont très étendus et le karst profond, pas trop développé. Les débits qu'il n'a pas été possible de mesurer ont été estimés et, dans l'essai de bilan, font l'objet d'un calcul séparé.
- L'écoulement de surface a été étudié à l'aide d'observations et de mesures locales, en différents endroits de la région. Les données quantitatives, cependant, sont encore insuffisantes. Dans un bassin représentatif spécialement équipé en zone karstique, pendant plus de trois ans on n'a jamais enregistré un ruissellement excédant 1 % des précipitations, même à l'occasion d'averses d'intensité exceptionnelle. Il n'en résulte pas toutefois que l'écoulement de surface ne soit fortement influencé par la lithologie et la morphologie. Tandis qu'il est très limité, même négligeable, dans le bilan annuel d'un bassin calcaire et calcaréo-dolomitique bien karstifié, au contraire il ne peut être négligé dans un bassin dolomitique et de calcaires marneux, où le karst est moins développé.
- La valeur de l'évapotranspiration n'apparaît pas dans le bilan parce que les données disponibles n'ont permis qu'une évaluation empirique, donnant des résultats probablement excessifs.

En tenant compte de ces considérations, la méthode suivie pour l'évaluation du bilan a été la suivante (tableau 1):

- Délimitation de la surface du bassin hydrogéologique (S) en km²
- Calcul des précipitations annuelles d'après THIESSEN (P) en m³/an (Pv) et en mm/an (Ph)
- Calcul de l'écoulement souterrain annuel moyen d'après les débits des exutoires (Q), en m³/an (Qv)

¹⁾ Travail exécuté avec le support financier du Consiglio Nazionale delle Ricerche (Contrat. : 72.01082.05/115.3204; 73.01008.05/115.3204; 74.00739.05/115.3204) et du Projet „Geolazio“ de la Faculté des Sciences de l'Université des Etudes de Rome.

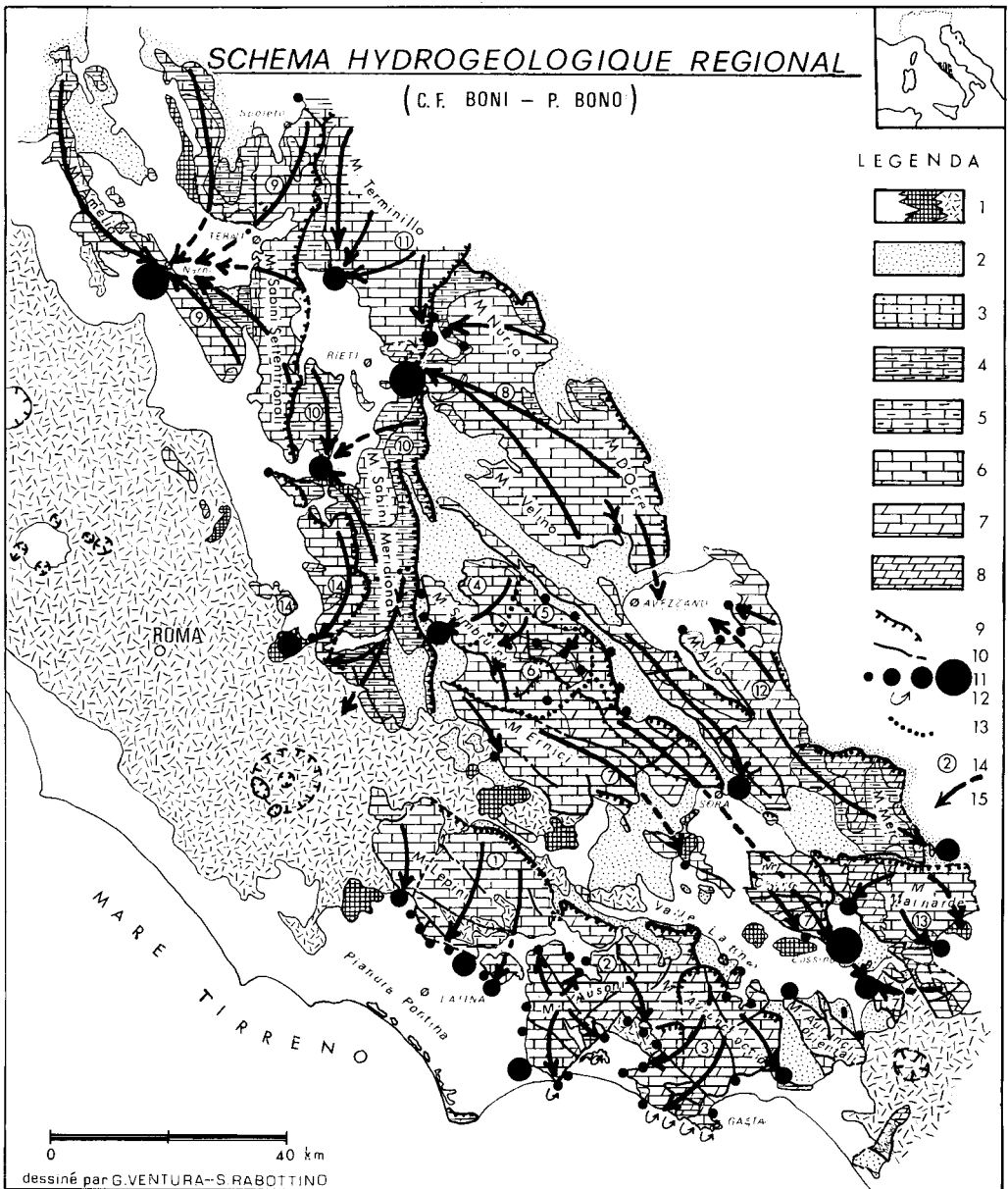


Figure 1.6

Figure 1.6— SCHEMA HYDROGEOLOGIQUE REGIONAL

1. Terrains de couverture récents (argiles, sables, vases, tufs volcaniques, travertins, etc.): Plio-quaternaire.
2. Flysch argileux-arénacé: Miocène supérieur.
3. Brèches calcaires de falaise: Miocène moyen.
4. Marnes et calcaires détritiques de la série de transition „shelf-bassin“: Eocène-Miocène inférieur.
5. Calcaires et calcaires marneux de la série de transition „shelf-bassin“: Crétacé supérieur.
6. Calcaires de la série de „shelf“: Mésozoïque.
7. Calcaires et dolomies de la série de „shelf“: Mésozoïque.
8. Dolomies de la série de „shelf“: Mésozoïque.
9. Front de charriage.
10. Faille principale.
11. Groupes de sourcess (débit: ● $2\text{ m}^3/\text{s}$, ● $2\div 4\text{ m}^3/\text{s}$, ● $4\div 8\text{ m}^3/\text{s}$, ● $8\div 16\text{ m}^3/\text{s}$)
12. Pertes sous-marines et sous-lacustres.
13. Limite de bassin hydrogéologique.
14. Bassin hydrogéologique.
15. Direction d'écoulement des eaux souterraines.

- Calcul, par différence, des pertes de surface $P - Q = D$, somme du ruissellement (R) et de l'évapotranspiration (E); $D = R + E$, exprimées en m^3/an (D_v)
- Les valeurs de Q_v et de D_v , rapportées à la surface du bassin, donnent l'infiltration efficace (I_h) et les pertes superficielles ($R_h + E_h$) exprimées en mm/an .

Du point de vue géologique, on remarque des différences entre le karst de la série du shelf carbonaté subsident et le karst de la série de transition shelf-bassin.

Dans le faciès du shelf, la série calcaréo-dolomitique mésozoïque, puissante de 3'000 m, n'a aucune intercalation imperméable. La région a été affectée par deux phases tectoniques marquées: la première, mio-pliocène, qui a produit des chevauchements et la seconde, assez récente, qui a provoqué des effondrements. Ce type de tectonique, qui a produit des contacts lithologiques nets, a donné aux bassins des limites assez bien définies. L'infiltration efficace est très élevée et le ruissellement de surface, très limité. Les exutoires, alignés le long des limites lithologiques de la structure aux points d'altitude les moins élevés, donnent des débits remarquables, à régimes assez irréguliers.

Dans le faciès de transition shelf-bassin, la série carbonatée, puissante d'environ 1'500 m, est moins pure et homogène. Les calcaires sont souvent marneux et des niveaux de schistes argileux et siliceux s'intercalent dans les formations karstiques. La première phase tectonique a donné origine à des structures plissées et chevauchantes, la seconde phase, d'effondrement, a produit de vastes dépressions, souvent fermées. Les structures hydrogéologiques sont complexes et variées, les contours des bassins irréguliers; l'infiltration efficace est réduite et le ruissellement plus élevé.

Du point de vue hydrogéologique, dans les bassins partiels du shelf, on a évalué des valeurs d'infiltration efficace moyenne comprises entre 740 et 940 mm (pour des valeurs de $P = 1150-1400$). La moyenne est 850 mm environ.

Dans le faciès de transition shelf-bassin, l'infiltration moyenne efficace est de 650 mm, dans la partie basse de la série qui est plus calcaire, et de 470 mm dans les calcaires marneux ($P = 1100-1200$).

Cet essai de bilan, qui nous a coûté plusieurs années de travail, est sûrement encore imprécis et pourra être amélioré, surtout dans le domaine des mesures de débits. Toutefois, il intéresse une région très étendue, où les imprécisions du bilan des bassins partiels sont en partie compensées dans le bilan général. Cela évite le risque de présenter des résultats obtenus dans des bassins peu étendus ou à situations très particulières comme représentatifs du phénomène karstique, lequel est extrêmement variable et encore très peu connu.

Bibliographie

BONI, C. F. (1973) – „Lineamenti idrogeologici dell'Appennino carbonatico laziale-abruzzese (Primi risultati della campagna 1970-72)“.

ESA, 2° Convegno Int. Acque Sotterranee, Palermo.

MIN. LAV. PUBBL. (1921-1965) – „Annali Idrologici“. Serv. Idrogr., Ist. Poligr. Stato, Roma.

PAROTTO M.; PRATURLON, A. (1975) – „Geological summary of the Central Apennines“. CNR, Quad. Ric. Scient., n. 90, Roma.

PERRONE, E. (1908) – „Il Tevere“. Min. Agric. Ind. Comm., vol. 26 bis, Roma.

1.4

RECHERCHES EN VUE DE L'EXPLOITATION D'UNE NAPPE KARSTIQUE CAPTIVE

par C. F. Boni et P. Bono ¹⁾
(Rome)

Exposé du problème

Les ressources actuelles de la Plaine des Pontina (50 km au Sud de Rome), dérivées des sources karstiques, sont insuffisantes. Le but de la recherche était d'évaluer la possibilité d'utiliser la nappe karstique captive se développant sous la plaine, sans trop réduire les ressources de la surface.

Cadre hydrogéologique

Géologie

La région est constituée du massif karstique des Monti Lepini, Ausoni et Aurunci (altitude moyenne 700 m, max. 1500 m) et d'une vaste plaine côtière (50 km de longueur et 20 km de largeur environ). La série calcaréo-dolomitique mésozoïque, puissante de plus de 1500 m, est charriée sur le flysch argileux-arénacé le long du bord Nord-oriental du relief; une phase tectonique de distension (Plio-quaternaire) a causé l'effondrement du côté Sud-occidental au-dessous de l'actuelle plaine côtière en déterminant une intense activité volcanique, au Sud et au Nord du relief, et hydrothermale le long des grandes failles régionales, en bordure de la plaine.

Hydrologie

Le massif est fissuré et karstifié. Les précipitations annuelles moyennes sont de 1300 mm environ; l'infiltration efficace calculée est de 900 mm/an. La nappe karstique alimente de nombreuses sources, alignées le long du bord Sud-occidental, sur un front de 50 km environ; le débit annuel moyen cumulé (mesuré de 1970 à 1976) est d'environ 17 m³/s (24 m³/s max. mensuel et 12 m³/s min. mensuel). Dans les blocs calcaires, abaissés par les failles au-dessous de la plaine côtière, la nappe karstique est artésienne (fig. 1.7 et 1.8).

Hydrochimie des eaux

La minéralisation des eaux des sources est variable, entre 250 et 300 mg/l et la température est comprise entre 12° et 24° C. Les eaux froides, moins minéralisées (jusqu'à 500 mg/l) ont la composition chimique typique des eaux karstiques; par contre, les eaux plus chaudes et minéralisées ont des concentrations en Cl et SO₄ très élevées et un pH faiblement acide. Le chimisme varie selon la situation structurale: les sources et les puits, même les plus profonds creusés à l'intérieur de la structure calcaire, débitent des eaux peu minéralisées, tandis que les sources et les puits situés au SW des failles de bordure, fournissent des eaux très minéralisées. Les anomalies hydrochimiques sont imputables à l'interaction entre le circuit karstique et le circuit hydrothermal.

1) Recherches faites par le „Compagnia Mediterranea di Prospezioni di Roma“ pour le „Consorzio per l'Area Industriale del Lazio (Roma-Latina)“.

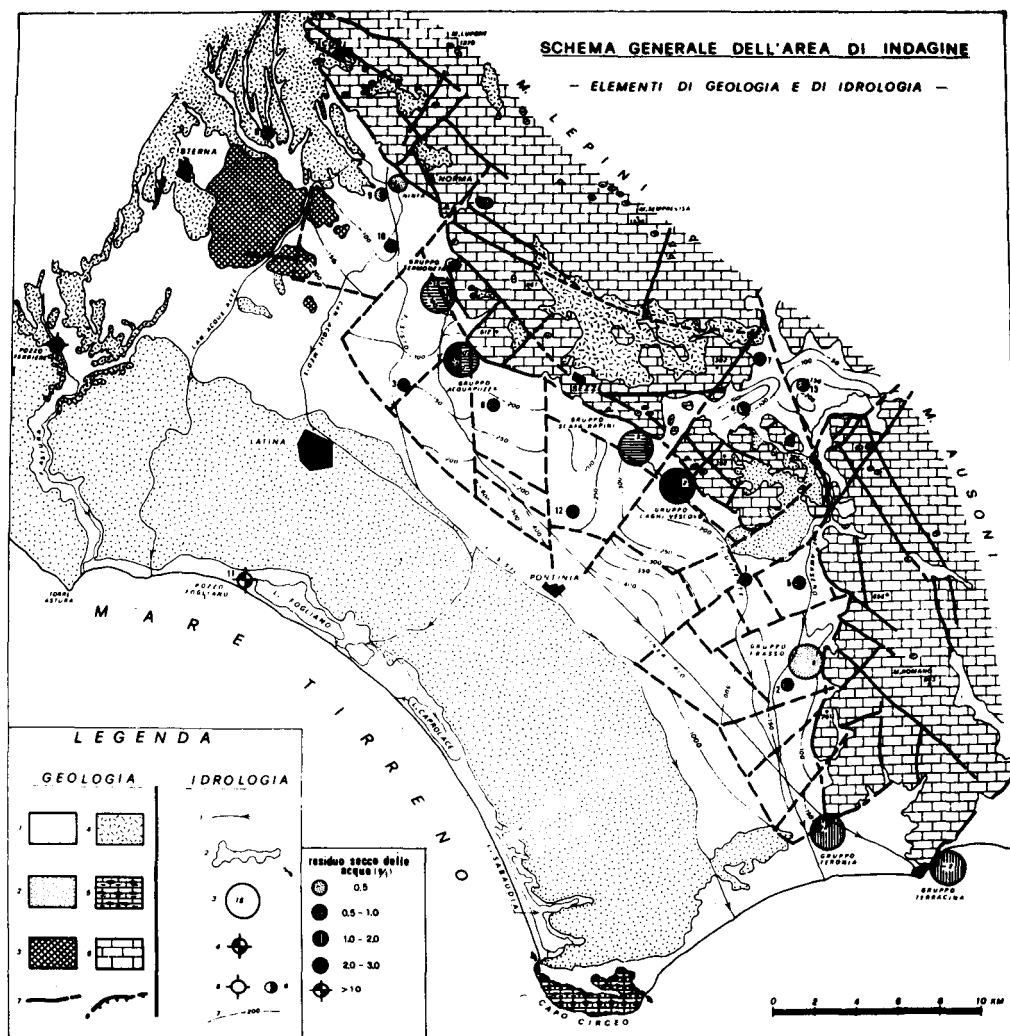


Figure 1.7— SCHEMA DE LA REGION D'INVESTIGATION

Géologie:

1. Dépôts continentaux argileux et sableux, éboulis, etc. (Quat.).
2. Sables marins et continentaux (Quat.).
3. Dépôt massif de travertin (Quat.).
4. Tufs volcaniques (Quat.).
5. Calcaires et marnes de la série pélagique (Mésozoïque).
6. Calcaires et dolomies de la série récifale (Mésozoïque).
7. Failles principales.
8. Front de charriage.

suite de la légende →

Hydrologie:

1. Cours d'eau pérenne et canal de drainage.
2. Lac saumâtre.
3. Groupe de sources et altitude moyenne.
4. Forage profond (1000 m) et captage d'eau chaude (50-60° C) minéralisée, dans les calcaires mésozoïques enfouis.
5. Forage peu profond (100 m) dans les terrains quaternaires.
6. Forage dans la nappe des calcaires mésozoïques.
7. Courbe d'égale profondeur du toit des calcaires au-dessous des sédiments de couverture plio-quaternaire.
(D'après J. MOUTON, 1977, modifié).

Méthode d'étude choisie

Recherches géophysiques

Une campagne de prospection géoélectrique (méthode des résistivités) a fourni une excellente reconstruction des conditions structurales du toit des calcaires (fig. 1.8). Par contre, l'étude géophysique n'a donné aucune information valable sur le degré de perméabilité des calcaires enfouis.

Forages

Sur la base des résultats de la prospection géophysique, des puits d'étude ont été creusés, soit à l'intérieur du relief, soit dans la plaine côtière. Les forages dans les calcaires ont été exécutés à rotation et à circulation d'eau. Les puits ont été tubés avec des colonnes de 350–400 mm dans la partie supérieure; la partie inférieure, aquifère, forée en diamètres de 250–300 mm, n'a pas été tubée.

Carottage électrique et radioactif

Les niveaux les plus fissurés et karstifiés (déjà signalés par le log lithologique) sont marqués par des pics positifs de la courbe de résistivité, tandis que la courbe de la PS et la courbe gamma-ray montrent des flexures négatives. Le log de résistivité s'est révélé le plus utile.

Résultats des forages

Trois niveaux, aux caractères hydrogéologiques différents, ont été reconnus:

- a) de 0 à -100 m au-dessous du niveau de la mer: calcaires et calcaires dolomitiques fissurés et karstifiés, colmatés par des dépôts d'altération, à faible perméabilité;
- b) de -100 à -200 m au-dessous du niveau de la mer: calcaires et calcaires dolomitiques fissurés et karstifiés, perméables et saturés par une nappe remarquable (réseau paléo-karstique d'âge inconnu, affaissé sous la Plaine de Pontina par une phase tectonique d'effondrement plus récente);
- c) au-dessous de 250 m sous le niveau de la mer: calcaires et dolomies peu fissurés et non karstifiés; perméabilité moyenne, assez faible.

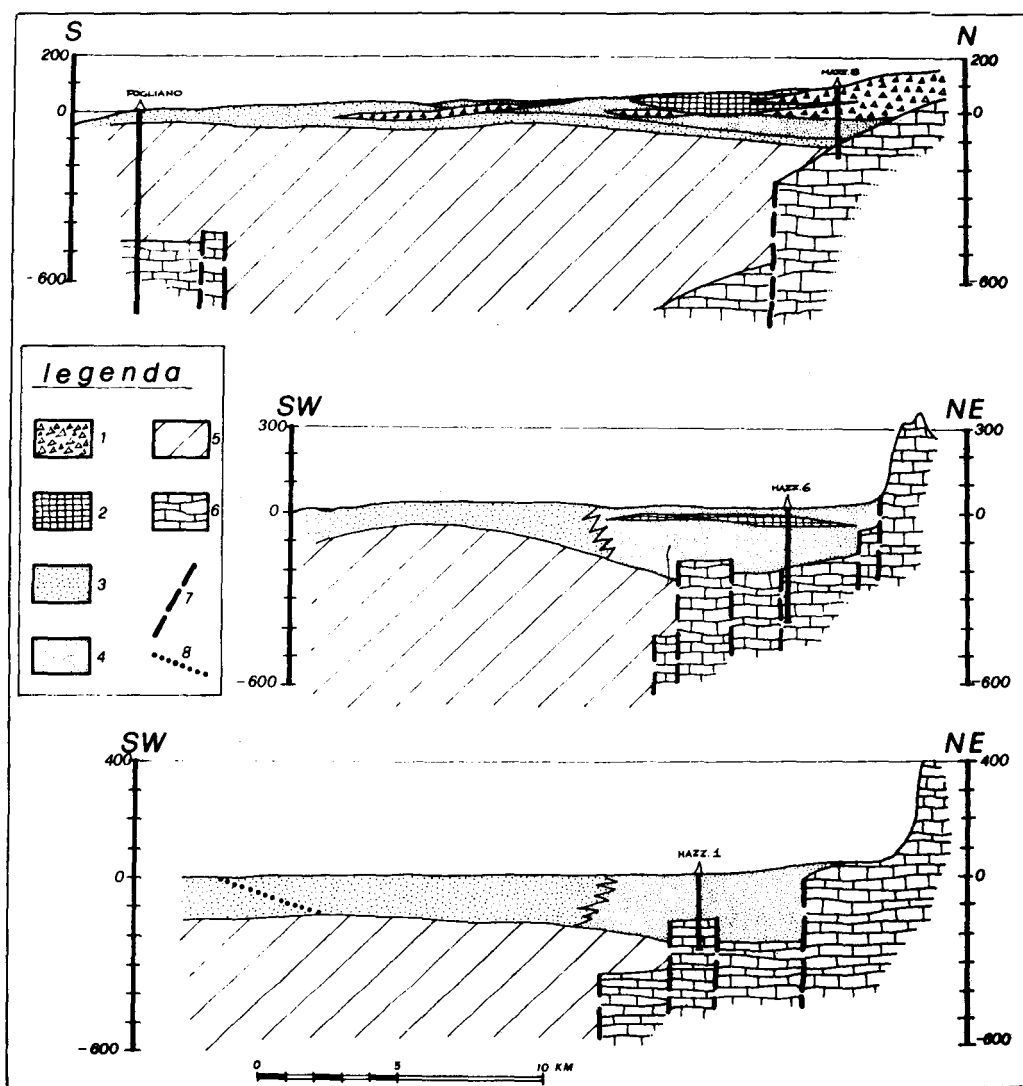


Figure 1.8— COUPES GEOLOGIQUES SCHEMATIQUES

1. Tufs volcaniques.
2. Travertins.
3. Sables.
4. Dépôts argilo-sableux continentaux.
5. Dépôts argilo-arénacés marins.
6. Calcaires et dolomies.
7. Faille principale.
8. Ligne de partage eaux douces – eaux salées.
(D'après J. MOUTON, 1977, modifié).

Essais de débit

Le débit des puits varie entre 30 et 100 l/s. La transmissivité a été déterminée sur tous les puits; sur trois puits, équipés d'un piézomètre, on a déterminé la transmissivité et le coefficient d'emménagement. La transmissivité varie entre $3,4 \cdot 10^{-2}$ et $9 \cdot 10^{-5}$ m²/sec. Le coefficient d'emménagement varie entre $3,6 \cdot 10^{-4}$ et $4,7 \cdot 10^{-4}$.

Plan d'exploitation

En utilisant un modèle analogique R. C. de la nappe karstique, on a établi que la nappe peut être exploitée avec des débits variant entre 1000 et 1700 l/sec, qui donnent des rabattements piézométriques variant entre 0,1 et 2 m. La baisse piézométrique, limitée, ne peut pas modifier considérablement le débit d'étiage des plus grandes sources.

Conclusions

- a) La méthode géophysique de la résistivité a donné d'excellents résultats: le toit de la structure karstique enfouie a été reconnu en détail.
- b) Les blocs karstiques enfouis sont de remarquables aquifères puisqu'ils sont en continuité avec un relief karstique affleurant.
- c) La productivité de l'aquifère dépend de la présence d'un réseau paléo-karstique non colmaté par des dépôts d'altération.
- d) Dans la région karstique, intéressée même par une activité hydrothermale, les caractères hydrochimiques des eaux peuvent être influencés notamment le long des failles d'importance régionale.
- e) Les essais de débit ont fourni de bons résultats quantitatifs, qui soulignent la variabilité considérable de la transmissivité et l'uniformité du coefficient d'emménagement.

Bibliographie

- BONI, C. F., 1973: Lineamenti idrogeologici dell'Appennino carbonatico laziale-abruzzese. — Atti 2° Convegno Internazionale sulle acque sotterranee, Palermo.
- BOSSOLA, A., COPPA, C. & SCANDOLLARI, F., 1973: Approvvigionamento idrico industriale degli agglomerati meridionali dell'area di sviluppo industriale Roma-Latina. — Atti 2° Convegno Internazionale sulle acque sotterranee, Palermo.
- MOUTON, J., 1977: Contributo allo studio delle acque sotterranee dell'Agro Romano e Pontino. — Compagnia Mediterranea di Prospezioni, Roma.

1.5

PROSPECTION ET EVALUATION DES RESERVES EXPLOITABLES D'EAU SOUTERRAINE D'UN MASSIF KARSTIQUE (GISEMENT DE BOKSITOGORSK, PLATE-FORME RUSSE)

**par V. B. Borevski et L. S. Iazvin
(URSS)**

L'évaluation des réserves d'eau souterraine exploitables du gisement de Boksitogorsk a été faite sur la base des résultats des travaux de prospection spéciaux, réalisés en vue de l'identification des ressources pour l'alimentation en eau de la région de Léningrad dont la demande totale est de 150 l/s.

Le gisement est localisé dans la partie nord-ouest de la plate-forme russe et associé à un plateau composé de roches carbonatées du Carbonifère inférieur, à karstification irrégulière. L'assise aquifère est constituée par une alternance de couches de calcaires et de dolomies aquifères dans lesquels sont intercalées des argiles.

L'épaisseur de certaines couches de calcaires est de 4-8 m; celle des couches intercalées varie de 1-2 à 5-7 m. Par endroits, les argiles sont remplacées par des sables argileux, ce qui favorise la communication active entre les couches. L'ensemble des couches forme un seul complexe aquifère à structure stratifiée. L'alimentation des eaux souterraines s'effectue par infiltration des précipitations atmosphériques à travers des dépôts quaternaires de faible épaisseur et par leur pénétration dans les roches carbonatées, favorisée par le développement des phénomènes karstiques. La nappe d'eau souterraine, à l'ouest et au sud-ouest, commence à affleurer dans la vallée fluviale sous forme de suintements continus et de nombreuses sources. Une décharge partielle est due à l'exhaure de la carrière Podsocenskii située sur le seuil du plateau karstique.

Le site de l'ouvrage de prise d'eau a été choisi dans une zone de fissuration et de karstification maximum.

Dans les conditions envisagées, où les dépôts aquifères se caractérisent par une épaisseur et un coefficient d'emmagasinement faibles, les ressources naturelles jouent le rôle principal dans la formation des réserves exploitables. De ce fait, le problème primordial de la prospection de la région consistait en l'évaluation de ces ressources. En outre, il importait d'obtenir les données suivantes pour le calcul des prélèvements d'eau: la variation des propriétés de filtration des dépôts aquifères en plan et en couche, l'épaisseur et la profondeur de certaines couches aquifères sur le site choisi, le débit possible des forages, etc.

Pour la solution des tous ces problèmes, un ensemble de travaux de prospection a été réalisé, comprenant:

- a) l'étude du régime de la décharge des eaux souterraines au cours de l'année: surveillance de l'écoulement des sources et de l'exhaure des carrières;
- b) l'exécution de forages de 30 à 50 m de profondeur;
- c) la réalisation de pompages d'essai et d'exploitation.

Les résultats ont montré que dans l'année, le débit des sources varie considérablement. La décharge de sources en étiage d'hiver, de l'année à garantie de 95 %, est de 7800 m³/j. (Les mesures ont été effectuées en 1967, correspondant, d'après la pluviosité, à l'année à garantie de 95 %). La venue d'eau dans la carrière, en étiage d'hiver, est restée pratiquement stable et égale à 13800 m³/j. Il est à noter que dans la zone d'influence de l'exhaure, plusieurs sources ont disparu (dont une source importante d'un débit de 3500 m³/j).

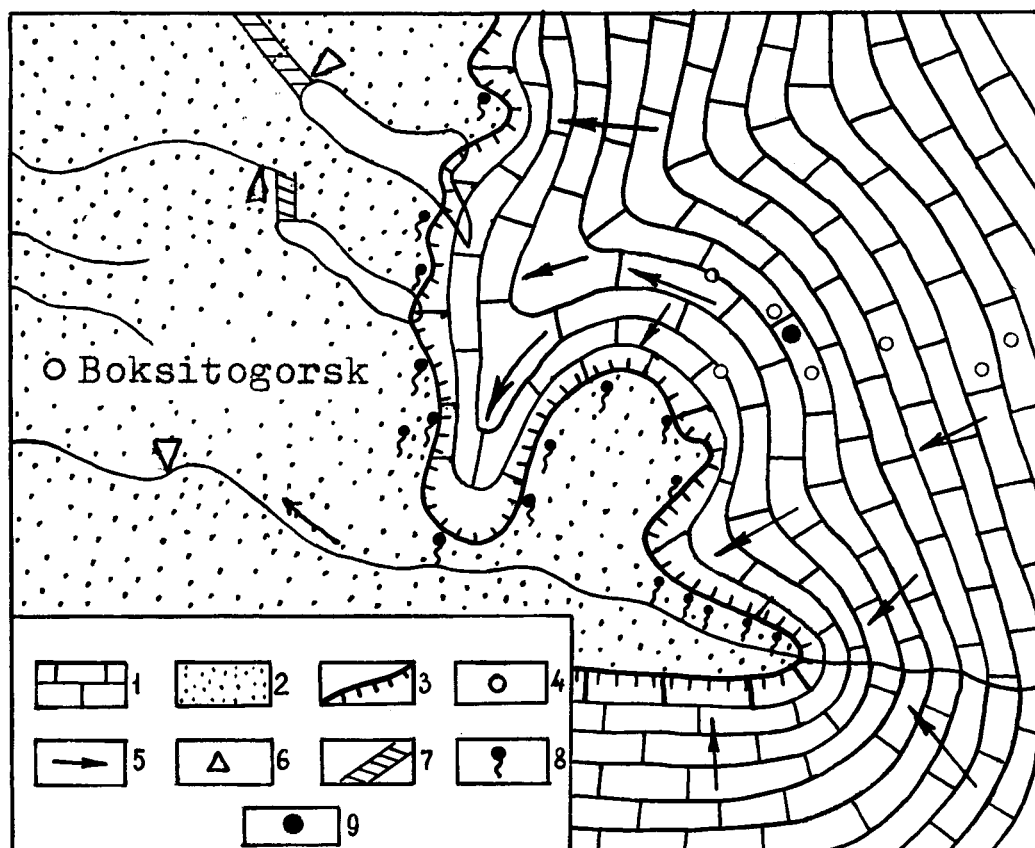


Figure 1.9 Schéma hydrogéologique du gisement d'eau souterraine de Boksitogorsk (long. 33.49E, lat. 59.28N): 1 – calcaires; 2 – roches sédimentaires; 3 – seuil du plateau, dirigé vers l'aire des roches carbonatées; 4 – forage de reconnaissance; 5 – direction de l'écoulement des eaux souterraines; 6 – station hydrométrique; 7 – zones d'exhaure de la carrière; 8 – sources; 9 – ouvrage de captage.

Ainsi, les ressources naturelles totales, en période d'étiage, ont été évaluées à 21500 m³/j d'après la valeur de l'écoulement souterrain.

Les forages et les essais ont montré que la couche aquifère inférieure est la plus favorable à l'exploitation, étant associée à une assise de calcaire de 4-8 m d'épaisseur dont le toit est à la profondeur de 20-24 m. Cette couche est caractérisée par une grande abondance en eau; les débits de certains forages dépassent 30 l/s, avec un rabattement de 1,4 à 4 m. La charge atteint 11 m au-dessus du toit, ce qui rend possible un rabattement important dans les couches sus-jacentes.

Les travaux exécutés ont mis aussi en évidence une forte hétérogénéité de la perméabilité des calcaires aquifères: leurs coefficients de perméabilité varient de 10-20 à 100-300 m/j.

Dans les conditions envisagées, comme il a été mentionné plus haut, les réserves à exploiter ne doivent pas dépasser les ressources naturelles. Par conséquent, la valeur garantie des réserves exploitables a été prise égale à 21500 m³/j.

Il importait de démontrer la possibilité de prélèvement de cette quantité d'eau par l'ouvrage projeté. En raison de l'hétérogénéité des propriétés de filtration des couches aquifères un pompage puissant, dans un groupe de forages accompagnés de puits témoins, a été exécuté, en vue de l'utilisation subséquente de la méthode hydraulique d'évaluation des réserves. Le pompage était effectué dans trois forages distants de 5-7 m, avec un débit total de 96 l/s pour un rabattement maximum de 3,2 m. Il a eu lieu dans une période d'abaissement naturel des niveaux; c'est pourquoi, pour la détermination du caractère du régime (permanent ou non permanent), les corrections de l'abaissement observé ont été faites à partir des données obtenues en période de régime non influencé (avant le début du pompage). L'analyse de l'information récoltée a montré que le pompage s'effectuait en régime permanent.

Puisque les conditions hydrogéologiques permettaient d'augmenter le prélèvement, le rabattement possible a été calculé (à partir du débit spécifique) pour une augmentation de débit allant jusqu'à 21500 m³/j, soit 250 l/s. Il a été estimé à 8,3 m (à partir d'un débit spécifique de 30 l/s), le rabattement tolérable étant de 11 m (valeur de la charge au-dessus du toit).

Le calcul hydrodynamique approximatif de l'ouvrage de prise d'eau a été effectué. Dans ce but, une couche réelle a été schématisée en couche semi-infinie, pour la limite de laquelle le seuil du plateau carbonaté a été pris. Puisque le débit de l'ouvrage captant ne dépasse pas la décharge, la condition de $S = 0$ aux limites a été admise. La transmissivité a été calculée d'après les données des pompages dans le groupe de forages et des puits témoins. Le rabattement prévisionnel de 10,3 m est suffisamment rapproché de celui calculé par la méthode hydraulique.

Dans les conditions du gisement décrit, l'attention principale doit être attachée à l'évaluation des ressources naturelles totale pour laquelle l'étude du bilan est d'une grande importance. Les calculs prévisionnels peuvent être effectués à l'aide de la méthode hydraulique, à partir des données des pompages d'essai et d'exploitation ou à l'aide de la méthode hydrodynamique si, lors du pompage, on n'a pas réussi à atteindre la stabilisation des niveaux.

1.6 FORECAST OF KARST WATER LEVELS

by E. A. Zaltsberg
(USSR)

The Izhorskoye Karst Plateau, located in the western half of the extremely humid Leningrad Region, has an area of more than 3,000 square kilometers. Absolute elevations rise to 165-175 meters above sea level. The karst limestone and dolomite strata contains a water-table aquifer in which groundwater regime observations, instigated in 1932, have been continued to the present. To improve the hydrologic predictions, forecasting of groundwater levels have been made for the last 10 years along with water supply estimates and spring discharges.

Four typical levels can be distinguished from the annual water table fluctuations: pre-Spring minimum H_1 , Spring maximum H_2 , Summer-Autumn minimum H_3 , and Autumn maximum H_4 . The pre-Spring minimum is usually observed in March-April; Spring maximum in April-May; Summer-Autumn minimum in September-October; and Autumn maximum in November-December. The average coefficients of correlation, calculated from observation data for 10 wells were: $r_{H_3/H_2} = 0.87$; $r_{H_3/H_2} = 0.87$; $r_{H_4/H_3} = 0.89$; $r_{H_1/H_4} = 0.86$ (in the last case, H_1 and H_4 are the levels of the subsequent and precedent years).

Excluding the first pair of water levels, close correlations are observed between the periodic level extremes, which can be used in forecasting. By the method of pair correlations, if the Spring maximum is known, it is possible to forecast the Summer-Autumn minimum; if data on the Autumn maximum is known, one can calculate the pre-Spring minimum, etc. (Bogachev, 1964; Zaltsberg, 1976; Konoplyantsev and Semenov, 1974).

Two forecast equations for the pre-Spring minimum are given in Table 1. The equations were composed using the data on observations until 1970. The large values of the coefficient of correlation r and the comparatively small S_y/σ_x values show that the equations closely approximate the data within the observation period. To prove the forecast value of these equations, they must be checked with independent data (Table 2).

Table 1

Well number	Regression equation	Coefficient of correlation and its standard error $r \pm \sigma_r$	Standard deviation of minimum levels σ_y (m)	Standard error of forecast S_x (m)	$\frac{S_x}{\sigma_y}$
1001	$H_1 = 1.16 + 0.9777 H_{xII}$	0.91 ± 0.04	1.14	0.47	0.41
1042	$H_1 = 2.88 + 0.9463 H_{xII}$	0.85 ± 0.07	1.66	0.88	0.53

Table 2

Well number	Average December monthly level H_{XII}	Forecasting pre-spring minimum H_1	Real minimum level H_1	Error of forecast Δm
		1971		
1001	9.03	9.99 ± 0.40	9.78	0.21
1042	21.21	22.95 ± 0.50	22.73	0.22
		1972		
1001	10.16	11.09 ± 0.40	11.17	0.08
1042	22.71	24.37 ± 0.50	24.45	0.08
		1973		
1001	12.43	13.31 ± 0.40	13.29	0.02
1042	25.08	26.61 ± 0.50	25.95	0.66
		1974		
1001	9.22	10.17 ± 0.40	10.36	0.19
1042	21.56	23.28 ± 0.50	23.10	0.18

Note: 1. All levels are in metres below the ground surface.

2. The probable error of forecast for well 1001 is 0.77 m, for well 1042 is 1.12 m.

Examination showed the errors of forecast to be smaller than their probable values. This confirms their forecast significance. Similar equations were obtained to forecast unconfined karst water levels in the region of Brno, Czechoslovakia.

It is advisable to use the method of multiple linear correlation and the equation of the type:

$$H_2 = \sum_i b_i X_i + a$$

to forecast the Spring maximum levels in the Izhorskoye Plateau. The methods of such calculations are described by Zaltsberg, 1976; Kovalevsky, 1974; Konoplyantsev and Semenov, 1974. The correlation analysis showed the best predictors of the Spring maximum to be the February average monthly level H_{II} and the December-March precipitation $N_{XII-III}$. The regression equations are given in Table 3 and their check-up in Table 4.

Table 3

Well number	Regression equation	Coefficient of multiple correlation and its standard error $R \pm \delta_r$	Standard deviation of spring maximum $\delta_y (m)$	Standard error of forecast $S_y (m)$	$\frac{\delta_y}{S_y}$
1003	$H_2 = 6.19 + 0.574H_{II} - 0.016N_{XII-III}$	0.80 ± 0.08	1.65	1.04	0.63
1011	$H_2 = 12.27 + 0.199H_{II} - 0.016N_{XII-III}$	0.70 ± 0.11	1.22	0.93	0.76

Table 4

Well number	Forecasting spring maximum H_2	Real maximum level H_2	Error of forecast m
1975			
1003	11.72 ± 1.00	10.69	1.03
1011	12.93 ± 0.90	13.41	0.49
1976			
1003	12.89 ± 1.00	11.81	1.08
1011	13.28 ± 0.90	12.67	0.61

Note: 1. All levels are in metres below the ground surface.

2. The probable error of forecast for well 1003 is 1.11 m, for well 1011 is 0.82 m.

Methods of pair and multiple correlation can be used to predict the average unconfined karst water level. The Spring maximum level, H_2 , is used as a predictor in the first case, and the average February level, H_{II} and the snow water storage in the second case.

The periodic components in long-term water level fluctuations (the Fourier analysis) are useful in forecasting average annual levels. In this case the forecast equation is

$$x_{t+m} = A_0 + \sum_1^k A_n \cos \left[\frac{2\pi}{T_n} (t+m) - \gamma_n \right] \pm 1 \sigma b_t$$

where: X_{t+m} = the forecast value of the water level with a minimum of m years, where $m = 1-2$; A_0 = the average level for the period of observations; a_n , T_n , γ_n = the amplitude, the period and the initial phase of each of the periodical components; k = the number of periodical components; σb_t = the standard deviation of the random component b_t ; and $1 = 1-3$.

The method of such calculations, including evaluation of the meaning of each of the harmonics distinguished, was described by Zaltsberg, 1976. A forecast of average annual water levels for wells 1002 and 1009 in 1973, was made using the previously given equation and observation data up to 1972. The forecast values were 15.60 ± 0.70 m and 7.99 ± 0.80 m. The real average annual water levels for the wells were 15.57 m and 7.72 m, thus the forecast errors were smaller than their probable values.

As discussed, several different methods can be used to forecast the regime of unconfined groundwater levels in karst areas: the pair and multiple correlation and the Fourier analysis. The choice of the method depends on the formation conditions of the groundwater regime and on the volume of available hydrogeological and meteorological information.

References

- Bogachev V.G., 1964. The methods for predicting the groundwater regime of the Silurian Plateau. In: Problems of Studying and Predicting the Groundwater Regime. Nedra Publ., Moscow, pp.73-81 (in Russian).
- Konoplyantsev A.A. and Semenov S.M., 1974. The forecast and mapping of the unconfined groundwater regime. Nedra Publ., Moscow, 214 pp. (in Russian).
- Kovalevsky V.S., 1974. The principles of predicting the natural regime of groundwater. Stroiizdat Publ., Moscow, 205 pp. (in Russian).
- Zaltsberg E.A., 1976. The statistical methods for predicting the natural regime of the unconfined groundwater level. Nedra Publ., Leningrad, 101 pp. (in Russian).

Justification du choix de la méthode d'étude

Une étude géologique détaillée complétée par des mesures géophysiques a permis de définir le bassin, les appareils karstiques et les conditions d'absorption des eaux.

Des mesures de débit et l'utilisation de traceurs ont conduit à caractériser l'écoulement des eaux dans les deux karsts superposés.

Description des études et travaux

Après le lever géologique détaillé, la prospection géophysique a comporté 10 sondages électriques, 7 sondages sismiques et 2000 m de trainés électriques. Sur base des résultats obtenus, trois sondages mécaniques ont été forés pour préciser les caractéristiques du site notamment en zones karstiques.

Le jaugeage des différents ruisseaux alimentant le synclinal calcaire ainsi que des résurgences a été effectué durant plusieurs mois, en particulier durant une période d'un mois sans précipitations et durant certaines périodes très pluvieuses. De plus, des essais à la fluorescéine ont été réalisés.

Résultats

Deux karsts ont été mis en évidence:

- 1° – un karst axial, relativement ancien, bien développé, évoluant lentement et orienté suivant la structure géologique
 - des appareils karstiques majeurs sur la zone anticlinale centrale
 - deux lignes parallèles de dolines et de petits chantoirs dont les bancs calcaires séparés par une formation calcaro-schisteuse du bord N du synclinal.

Les vitesses de circulation observées par traceurs sont de 60 m/h pour les chantoirs actifs et de 30 m/h à partir des dolines et sondages. Les hydrogrammes sont très accusés et les tarissements rapides. Le temps de réponse sur une distance de 2,5 km est de l'ordre de quelques dizaines d'heures.

- 2° Le karst profond s'est développé sous le précédent et il en résulte une réactivation du karst supérieur ancien dans la partie située à l'amont de la zone d'érosion fluviale du méandre de Fêchereux.

Le seuil de réponse est de l'ordre de 3 à 5 l/sec et les temps de réponse, pour une distance inférieure à 1 km, sont de l'ordre de 10 à 20 jours. Les débits varient très peu sauf après des périodes de précipitations de plus de 15 jours.

Les sondages électriques et les sondages sismiques ont permis de définir les remplissages coluviaux (résistivité : 150 à 250 ohm.m – vitesse : 200 à 500 m/s) et argileux (résistivité : 50 à 250 ohm.m) des dolines, l'importance des calcaires fissurés et altérés (résistivité : 100 à 360 ohm.m – vitesse : 750 à 1000 m/s) et de localiser les calcaires compacts (résistivité : 500 à 1000 ohm.m – vitesse : 1800 à 3400 m/s).

Les forages réalisés dans les dolines ainsi définies ont permis de vérifier l'importance des remplissages et de suivre la perméabilité du massif.

Recommandations

Le karst jeune inférieur contient une réserve d'eau intéressante mais dont l'étude par puits n'a pas été entamée, les risques de pollution étant actuellement trop importants.

Au point de vue évacuation des eaux dans le karst supérieur, un débit de 10 l/s par chautoir actif semble ne pas poser de problème majeur, mais nécessiterait la réalisation de bassins d'orage. Pour des débits plus importants enregistrés en période de fortes précipitations, on a constaté une réactivation notable des phénomènes de dissolution.

Tableau des données quantitatives

	vitesse de l'eau	temps de réponse	seuil de réponse
karst superficiel	30 à 60 m/h	qques dizaines d'heures	1 l/s
karst jeune	qques m/h	10 à 20 j.	3 à 5 l/s

Bibliographie

- Rapport inédit du Laboratoire de Géologie et Hydrogéologie de l'Université de Liège, n° Gr.I/671
- L. CALEMBERT et A. MONJOIE, 1970 – Bassin karstique et réseau souterrain de la région de Beaufort (Liège – Belgique), Actes du Colloque d'hydrologie en pays calcaire, pp. 277-283, 2 fig., 1 tabl., Besançon.

EVALUATION DES CHANGEMENTS DES RESERVES EN EAUX SOUTERRAINES DANS LA STRUCTURE HYDROGEOLOGIQUE DU COMPLEXE CALCAIRE DOLOMITIQUE DES PETITES CARPATES (TCHECOSLOVAQUIE) EN VUE D'UN BILAN HYDROLOGIQUE

par E. KULLMAN
(Bratislava)

Justification du choix de la méthode d'étude

Pour préciser les bilans hydrologiques, on a suggéré et vérifié la méthode de l'évaluation du changement des réserves dans les structures hydrogéologiques. Elle est basée sur l'étude du tarissement des eaux souterraines de la structure en régime non influencé, et exprimé par des courbes de tarissement. Ces courbes moyennes de tarissement, combinées avec l'hydrogramme des eaux souterraines des structures considérées, durant la période du bilan, permettent de faire l'évaluation du changement des réserves en eau souterraine pour ces périodes. On suppose que l'écoulement des eaux souterraines, pour des périodes différentes, représente un volume correspondant des réserves des eaux souterraines dans la structure.

Cadre géologique

On a utilisé la méthode pour la structure hydrogéologique du complexe calcaréo-dolomitique des Petites Carpates. Celle-ci forme un monoclinale de dolomies et de calcaires aquifères, du Trias. Elle couvre une superficie de 12,88 km² et est drainée par 17 sources, mesurées systématiquement durant la période 1957-1966 (fig. 1.11).

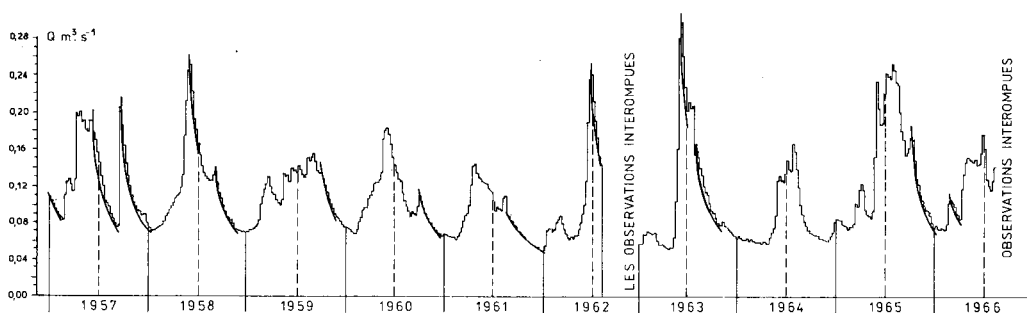


Figure 1-11: Graphique de la variation du débit total des sources de la structure hydrogéologique contenant la nappe kriznanský prikrov, Petites Carpates, pour les années hydrologiques de 1957-1966, avec indication des courbes de tarissement choisies pour l'établissement de la courbe moyenne de tarissement de la structure.

Résultats

L'évaluation du changement des réserves durant les dix années hydrogéologiques considérées a été un travail considérable. On se borne ici à donner en détail, comme exemple, l'évaluation du changement des réserves pour l'année hydrologique 1959. Les autres années hydrologiques sont données en forme de tables (tab. 1).

Tableau 1: Décomposition de l'écoulement souterrain de la structure hydrogéologique carbonatée, dans les Petites Carpatés, pour la période de 1957-1966 (en mm).

Demi-année d'hiver							Demi-année d'été						année hydrologique				
décomposition de l'écoulement souterrain							décomposition de l'écoulement souterrain						décomposition des eaux souterraines				
année hydrologique	écoulement total, saison d'hiver	des pluies d'hiver	des réserves des années précédentes	transfert des réserves d'hiver à l'été	infiltration totale des précipit. d'hiver	écoulement total en été	des précipitations d'hiver	des précipitations d'été	des réserves des années précédentes	transfert de réserves à l'année suivante	infiltration totale des précip. d'été	écoulement total de l'année hydrologique	écoulement des réserves des années précédentes	transfert des réserves aux années suivantes	écoulement souterrain des précipitations de l'année	infiltration totale des précipitations de l'année	
1957	171	136	35	44	180	143	44	95	4	—	95	314	39	—	275	275	
1958	149	149	—	64	213	128	64	55	9	—	55	277	9	—	268	268	
1959	129	129	—	55	184	147	55	92	—	10	102	276	—	10	276	286	
1960	137	117	20	64	181	115	64	51	—	—	51	251	20	—	232	232	
1961	117	117	—	41	158	92	41	34	17	—	34	209	17	—	192	192	
1962	111	111	—	122	233	x/	122	x/	—	25	x/	x/	—	25	x/	x/	
1963	121	121	—	102	223	140	102	38	—	12	50	261	—	12	261	273	
1964	92	92	—	55	147	111	55	56	—	25	81	203	—	25	203	228	
1965	139	124	15	80	204	198	80	120	—	—	120	337	15	—	322	322	
1966	138	138	—	56	194	x/	56	x/	x/	x/	x/	x/	x/	x/	x/	x/	

x/ Non évalués

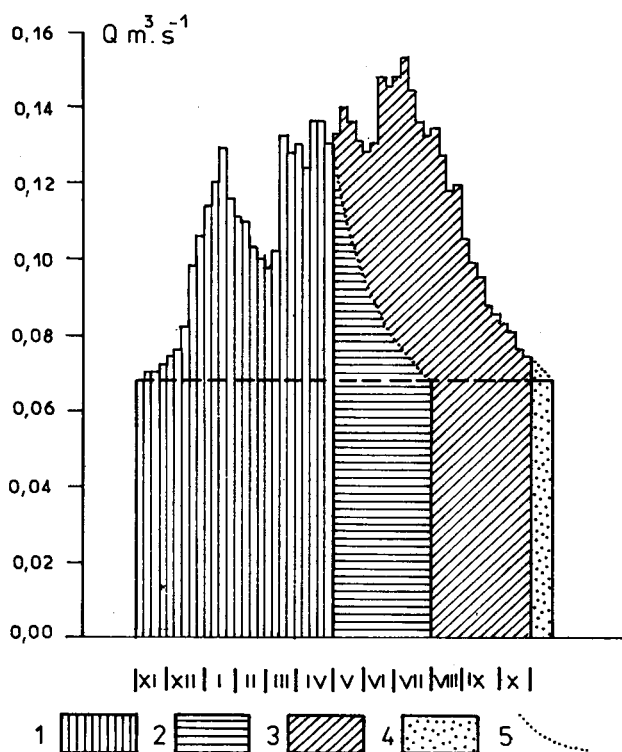


Figure 1-12: Décomposition de l'écoulement souterrain, en 1959.

1. Ecoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'hiver, des eaux atmosphériques infiltrées durant cette demi-année.
2. Ecoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été, des eaux infiltrées durant la demi-année d'hiver.
3. Ecoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été, des eaux infiltrées durant la demi-année d'été.
4. Transfert des réserves d'eau souterraine durant l'année hydrologique de 1959 à l'année hydrologique suivante.
5. Courbe de tarissement

Durant l'année hydrogéologique 1959, l'écoulement des eaux souterraines, au cours de la demi-année d'hiver, a représenté $1'655'199 \text{ m}^3$ pour la structure hydrogéologique, soit, pour l'ensemble de la surface, 129 mm. Cet écoulement souterrain a été fourni par les eaux atmosphériques tombées durant la demi-année d'hiver de l'année hydrologique en question (fig. 1.12). Cependant, il représente seulement une partie des eaux atmosphériques infiltrées durant cette demi-année. Une autre partie des eaux atmosphériques infiltrées a passé dans la demi-année d'été suivante, sous la forme d'une augmentation de réserve dans la structure, et a participé dans une mesure considérable à l'écoulement durant cette demi-année d'été. La part des composantes individuelles dans l'écoulement de la demi-année d'été a été évaluée au moyen de la courbe moyenne de tarissement:

$$Q_t = 0,099 \cdot e^{-0,00325t} + 0,141 \cdot e^{-0,0341t}$$

(Q en m^3/s ; t en jours)

Le procédé graphique de la décomposition de l'écoulement souterrain est illustré dans la figure 1–12. Comme on le voit, à l'écoulement des eaux souterraines de la demi-année d'été, ont participé les eaux atmosphériques infiltrées des deux saisons : la partie des eaux atmosphériques infiltrées dans la demi-année d'hiver, sous forme de réserves et les eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'été. En outre, dans la structure hydrogéologique, il est resté une partie des réserves infiltrées en 1959, qui a été transférée dans l'année hydrologique suivante. Sur la base de cette décomposition, pour 1959, il résulte qu'à l'écoulement total de la période d'été, qui représente un volume de 1'891'385 m³, soit 147 mm, ont participé 705'039 m³ (55 mm) d'eaux infiltrées durant la demi-année d'hiver et 1'186'346 m³ (92 mm) d'eaux infiltrées durant la demi-année d'été. En plus de cet écoulement de l'infiltration, il est resté 132'738 m³ (10 mm) dans la structure qui, sous forme d'augmentation de réserves, ont été transférés dans l'année hydrologique suivante.

Par ce procédé méthodique, on a effectué la décomposition de l'écoulement souterrain durant les demi-années et les années hydrologiques de la décennie 1957–1966.

Les résultats obtenus sont donnés au tableau 1. Les volumes totaux ont été transformés en hauteurs, en mm, par rapport à la surface totale de 12,88 km² (voir le détail dans E. KULLMAN 1977).

Il ressort de ce tableau que, pour les **demi-années hydrologiques d'hiver** de la période 1957–1966, la part de l'écoulement souterrain des eaux infiltrées a fluctué entre 47,6% – 75,6%. La partie restante de l'infiltration d'hiver, c'est-à-dire le 24,4% à 52,4% selon les années, a alimenté l'écoulement des demi-années d'été suivantes, ou a passé dans les réserves des années suivantes.

Pour les demi-années d'été de la période 1957–1966 (sans celles de 1962 et 1966), la part des infiltrations dans l'écoulement total a été de 27,1% à 66,4%. L'écoulement des réserves transférées des demi-années d'hiver a représenté 30,8% à 72,9%. Finalement, l'écoulement des réserves des années précédentes eut lieu seulement durant les trois demi-années d'été (1957, 1958, 1960). Tandis que cette part, durant les années 1957 et 1958 fut petite (2,8%; 7%), en 1961 la part des réserves des années précédentes atteignit 18,5%.

Pour les années hydrologiques en tant qu'unités, il apparaît qu'entre chacune d'elles, il n'y eut pas de très grands transferts de réserves par rapport à l'infiltration. Le plus grand tarissement des réserves d'eau souterraine pour les années antérieures a été enregistré en 1957: durant la demi-année d'hiver, 35 mm; et durant la demi-année d'été, 4 mm. Cette part, dans l'écoulement total de 1957, atteint 12,4%.

Recommandations

La méthode présentée, appliquée à l'évaluation des changements de réserves en eaux karstiques d'une structure hydrogéologique calcaréo-dolomitique dans les Petites Carpathes, peut être utilisée dans toutes les structures karstiques, en assurant la mesure continue de l'écoulement total des eaux souterraines. Son application contribue à la solution des problèmes hydrologiques dans les régions karstiques en général.

Bibliographie

KULLMAN, E., 1977: Hydrogeologické a hydrodynamické hodnotenie podzemných vôd v puklinovom a puklinovo-krasovom prostredí. – Geol. Práce, Správy 67, Geologický ústav D. Stura, Bratislava, 181–210.

1.9

ETUDE DES POSSIBILITES DE REGULATION DU DEBIT DES SOURCES DE PARNICA (MALA FATRA, TCHECOSLOVAQUIE) ET OBSERVATION DES CHANGEMENTS DU CHIMISME DES EAUX SOUTERRAINES

par E. KULLMAN
(Bratislava)

Cadre géologique – Type de karst

Il s'agit de sources karstiques avec bassin d'alimentation dans des dolomies et des calcaires triasiques, épais de plus de 1000 m (fig. 1.13). Les eaux infiltrées pénètrent à une profondeur d'environ 300 à 400 m, en suivant un système de failles NNE-SSO, passent ensuite par des sédiments jurassiques et remontent à la surface en trois sources, dans la vallée du Zázrivka. Le débit total de ces sources varie entre 0,032 m³/s et 0,44 m³/s. Leur température est constamment supérieure de 10° C environ à la température annuelle moyenne de la région.

Hypothèse de base des études et travaux

Les buts de l'étude étaient:

- a) de juger la possibilité d'une exploitation accrue des eaux souterraines durant les époques d'étiage par le pompage dans des puits;
- b) de déterminer l'influence de l'augmentation des prélèvements sur le chimisme des eaux souterraines, du fait du changement des conditions hydrauliques à l'intérieur du complexe aquifère;
- c) de vérifier, lors du pompage des eaux souterraines, que la pénétration des eaux de surface dans les eaux souterraines ne se produira pas.

Justification du choix de la méthode d'étude

Il a été décidé d'assurer un contrôle systématique du débit des sources; de forer des puits dans la région d'émergence des sources; d'y effectuer un essai de pompage simultané en période de débit faible et de faire un contrôle systématique du chimisme des eaux souterraines et superficielles, en particulier du contenu en sulfates. Le contenu en SO_4^{4-} et ses variations sont, dans ce cas, un bon indicateur des changements du chimisme des eaux à l'intérieur du complexe aquifère, ainsi qu'un indicateur pour vérifier le mélange possible des eaux de surface avec les eaux souterraines. Le contenu en SO_4^{4-} dans les sources, sans l'influence du pompage, varie dans les limites de 240–300 mg/l et dans les eaux de surface (ruisseau Zázrivka), dans les limites de 25–40 mg/l.

Description des études et travaux

On a construit trois stations de mesure sur les sources et mesuré systématiquement leur débit. Ensuite, deux puits ont été forés dans la région d'émergence: MF–1 à une profondeur de 95 m et MF–2, à une profondeur de 102,0 m. Ils ont été percés dans les calcaires siliceux fortement karstifiés du Toarcien-Aalénien, qui forment le niveau d'émergence des sources. Dans ces deux puits, on a effectué un essai de pompage simultané durant la période d'hiver 1973, qui dura 77 jours. Il a été commencé au moment où le débit total des sources était de

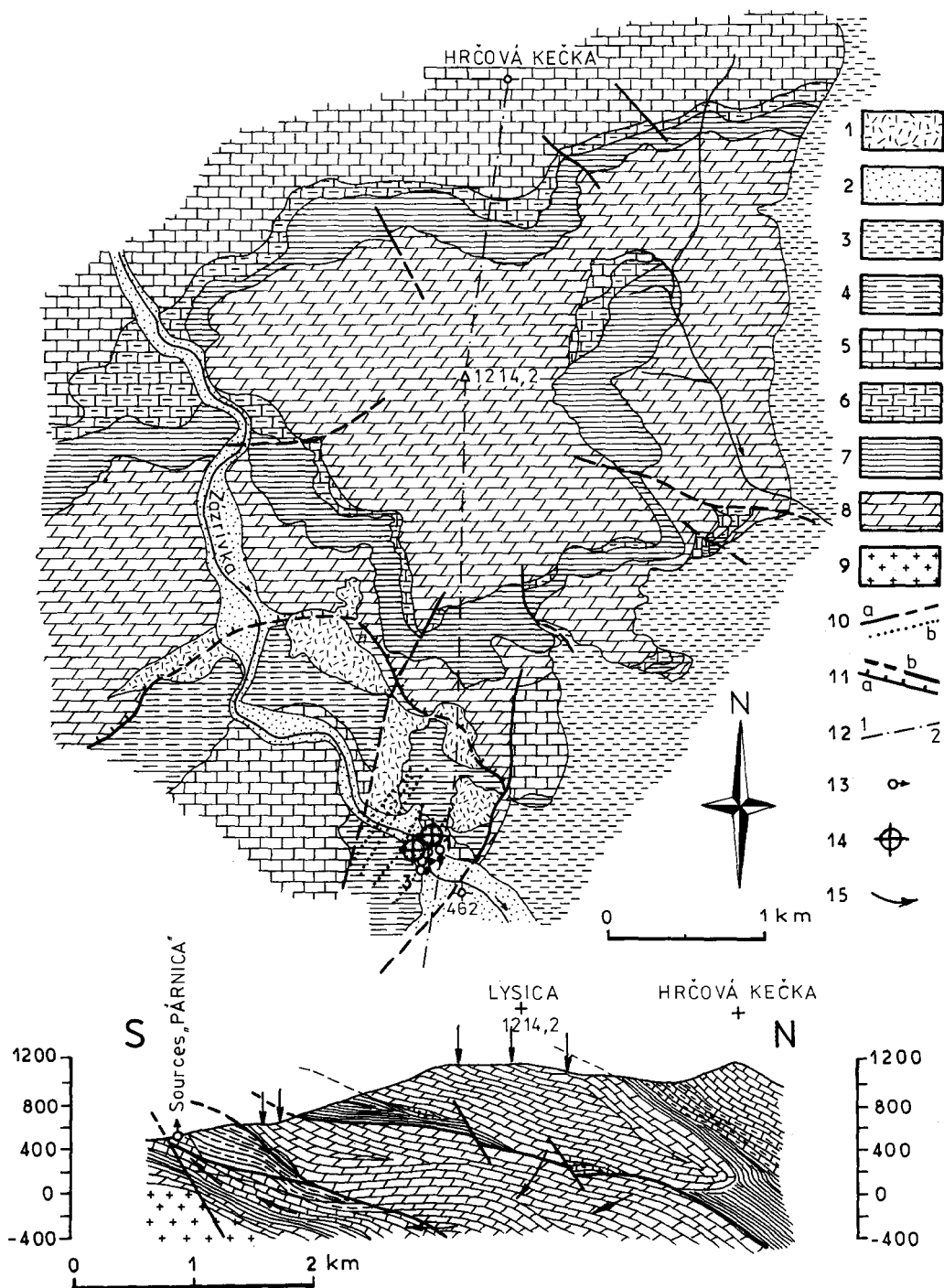


Figure 1.13 (Légende: p.53)

0,078 m³/s. Durant toute sa durée, on a pompé un débit total constant de 0,2 m³/s (fig. 1.14). Les 67 premiers jours furent sans alimentation importante des eaux souterraines par les précipitations. Les sources ont tari. La baisse totale du niveau, après 67 jours d'essai, atteignit 4,0 à 4,2 m. Après cette période commença la recharge des eaux souterraines par la fonte des neiges. Pour évaluer les changements du chimisme, le contenu en SO₄⁻ fut enregistré en continu.

Résultats

Les travaux effectués ont mis en évidence d'importantes réserves d'eaux karstiques accumulées dans la structure hydrogéologique, ainsi que la possibilité d'augmenter le prélèvement aux époques d'étiage à partir des réserves souterraines accumulées dans la modeste tranche déprimée, de 4,0 à 4,2 m. L'observation du contenu de SO₄⁻ dans les puits et dans le cours d'eau, au cours de l'essai, a montré que ce contenu dans les eaux souterraines n'a pas baissé, ce qui indique qu'aucune dilution par les eaux de surface ne s'est produite. Au contraire, des changements défavorables, importants au point de vue de l'approvisionnement en eau potable, se sont produits dans le chimisme par suite de l'essai de pompage. Ces changements sont illustrés sur la figure 2-14 donnant les résultats des observations suivies du contenu en SO₄⁻ et de ses changements dans les puits au cours de l'essai de pompage et dans les sources avant et après celui-ci.

En rapport avec l'augmentation et la baisse du contenu en SO₄⁻ observées, s'élevait et s'abaissait aussi la minéralisation totale des eaux karstiques. La minéralisation totale des sources, avant l'essai de pompage, était de 954–959 mg/l. En décembre 1973, elle avait atteint 1649–1775 mg/l. En février 1975, elle redescendait à 844–864 mg/l.

Le changement important du chimisme consécutif à l'essai de pompage réalisé brutalement, s'explique par l'arrivée d'eaux souterraines plus minéralisées, enrichies surtout en sulfates, venant d'une partie plus éloignée de l'aquifère, dans la région de l'émergence des sources (voir le profil hydrogéologique).

Par suite de ces changements dans le chimisme des eaux souterraines, on a renoncé à leur exploitation et, par conséquent, à leur évaluation quantitative plus approfondie.

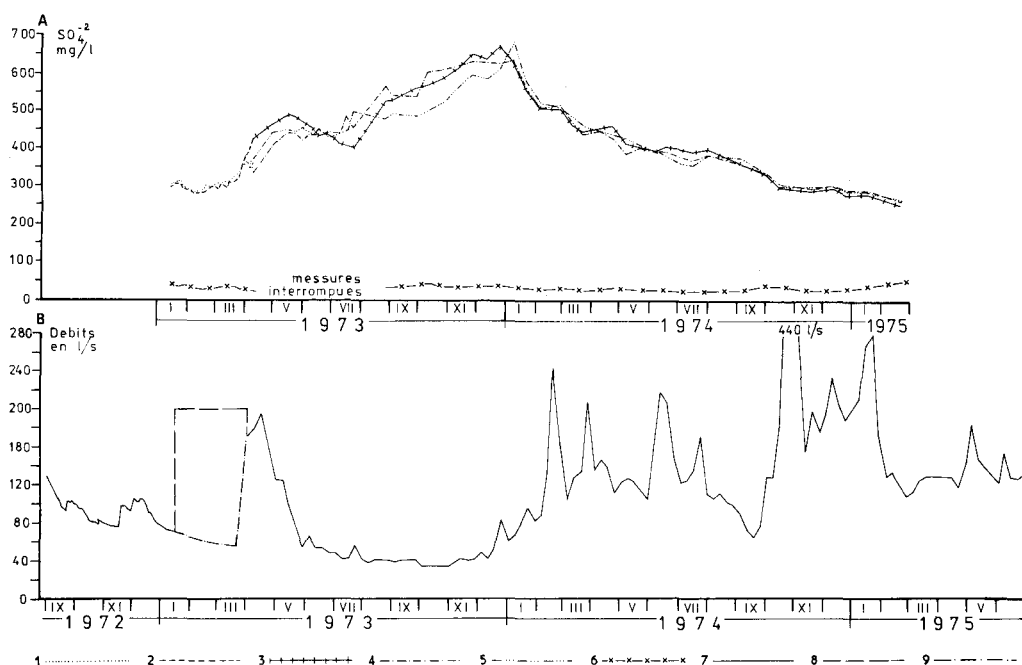


Figure 1.14

Légende des figures

Figure 1.—13 Situation et coupe hydrogéologique des sources „Párnica“ (par E. KULLMAN & M. POLAK, 1977).

1. Argiles quaternaires, peu perméables.
2. Alluvions, perméables.
3. Roches argileuses et grès du Paléogène, entièrement imperméables.
4. Calcaires marneux, schistes et grès crayeux, peu perméables.
5. Calcaires jurassiques fissurés et karstifiés, perméables.
6. Calcaires rhétiens fissurés, perméables.
7. Schistes et grès du Keuper, imperméables.
8. Dolomies et calcaires triasques fissurés, bien perméables.
9. Granites, pas ou peu perméables.
10. Failles (a-décélées et supposées lors du levé des cartes géologiques, b-interprétées des mesures géophysiques).
11. Charriages (a-sur la carte; b-sur le profil).
12. Profil hydrogéologique.
13. Sources.
14. Forages hydrogéologiques.
15. Directions supposées de la circulation des eaux souterraines (dans le profil).

Figure 1.—14 Variations du débit des sources „Párnica“ et du contenu en SO_4^{2-} dans les puits et dans les sources, conditionnés par l'essai de pompage dans les puits FK-1, FK-2.

- A. Evolution des changements du contenu en SO_4^{2-} : 1 – forage FK-1; 2 – forage FK-2; 3 – source 1; 4 – source 2; 5 – source 3; 6 – ruisseau de Zázrivka.
- B. 7 – Débit des sources 1–3; 8 – quantité d'eau pompée dans les puits FK-1, FK-2; 9 – évolution présumée du débit des sources sans l'essai de pompage.

1.10

ETUDE EN VUE DU CAPTAGE ET DE L'EXPLOITATION LES PLUS FAVORABLES DE LA SOURCE KARSTIQUE DE JERGALY (VELKA FATRA, TCHECOSLOVAQUIE)

par E. KULLMAN
(Bratislava)

Cadre hydrogéologique — Type de karst

Il s'agit d'une source permanente, sortant par des failles, fissures et cavernes, d'une série de couches calcaires jurassiques (Dogger-Malm) (fig. 1. — 15). Ces calcaires, redressés, forment une zone de drainage pour les eaux souterraines d'un complexe étendu de calcaires et dolomies, épais de 400 à 500 m. La source montre de grandes fluctuations de débit, de 0,125 m³/s à 1,315 m³/s et une température supérieure de 6,5° C à la température annuelle moyenne de la région.

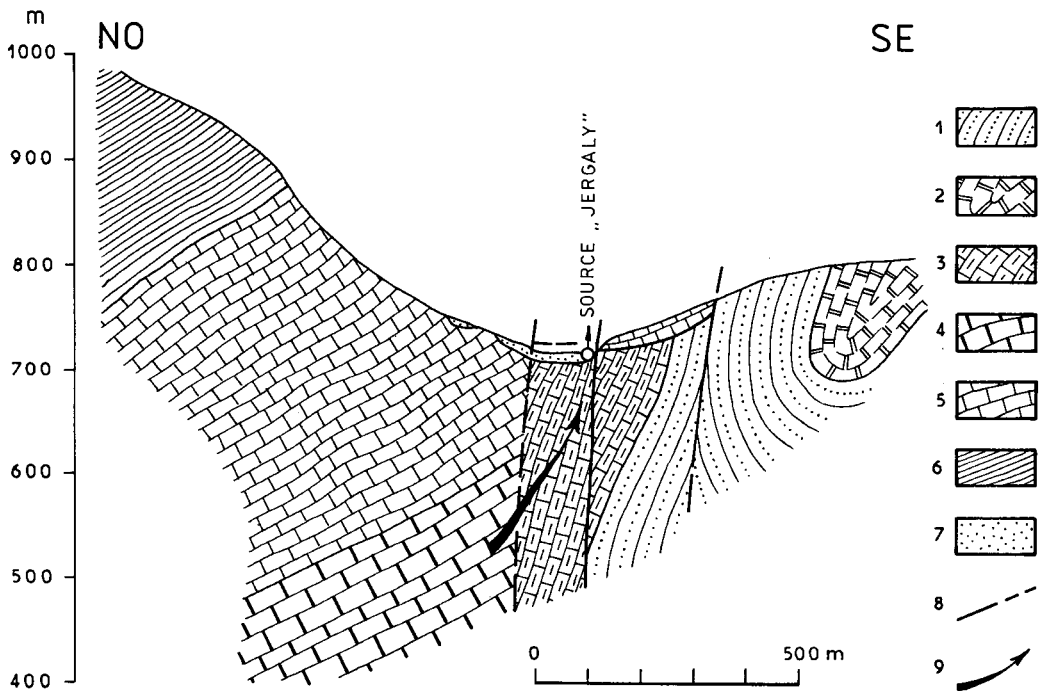


Figure 1.15 Coupe hydrogéologique de la source Jergaly

1. Schistes du Trias inférieur, imperméables.
2. Dolomies du Trias moyen, avec perméabilité de fissures.
3. Calcaires liasiques, avec perméabilité karstique de fissures.
4. Calcaires du Trias moyen, avec perméabilité karstique de fissures.
5. Dolomies du Trias moyen, avec perméabilité karstique de fissures.
6. Schistes argileux, marnes schisteuses et calcaires marneux du Trias supérieur-Néocomien, imperméables.
7. Arènes limoneuses — Quaternaire.
8. Faille.
9. Ligne d'écoulement.

Hypothèse de base des études et travaux

Le réservoir aquifère de la source descend à une profondeur considérable au-dessous de l'émergence. Par des travaux de forage et des essais de pompage on a vérifié:

- la possibilité de concentrer le flux des eaux souterraines dans les forages,
- l'estimation quantitative et les possibilités d'exploitation des réserves d'eau souterraine accumulées, dans la période des débits minimaux de la source, et
- la méthode d'exploitation économiquement optimale.

Justification du choix de la méthode d'étude

Il a été décidé de faire des forages directement sur le point d'émergence et de réaliser dans ceux-ci des essais de pompage de longue durée en périodes de débits faibles. L'objectif était d'utiliser les résultats des essais de pompage et les résultats de mesures systématiques de la source sur une longue période (1962 à 1974), en considérant les courbes de tarissement pour subdiviser la quantité pompée en fractions correspondant à l'écoulement naturel et aux prélèvements sur les réserves. Sur la base de ces résultats, il est alors possible d'établir les valeurs du prélèvement permanent en vue de l'exploitation saisonnière des réserves d'eau souterraines accumulées, en périodes d'étiage.

Description des études et travaux

Au cours de la première étape, on a percé un puits (HJ-1) de grand diamètre, à une profondeur de 46 m (0,0–6,0 Quaternaire, argile, gravier; 6,0–46,0 Dogger-Malm, calcaires à grains fins karstifiés). L'essai de pompage a renseigné sur les possibilités de concentrer toutes les eaux de la source dans le puits.

Dans ce puits, on a effectué, durant la période d'hiver 1971 à 1972, un essai de pompage par siphon, permettant d'abaisser la nappe au point d'émergence de la source, de 4,5 m. La période de l'essai de pompage fut favorable: pratiquement sans précipitation. Avant l'essai, le débit de la source était de 0,175 m³/s. Après 26 jours, on a atteint une dépression de 4,5 m avec un débit constant de 0,236 m³/s. La quantité totale pompée fut de 642.470 m³. L'écoulement naturel supposé de la source, déterminé par l'application, à cette période, de la courbe de tarissement moyenne obtenue par les observations de longue durée, a été évalué à 381.446 m³. Le volume de la réserve d'eau souterraine pompée de la structure hydrogéologique jusqu'à la dépression de 4,5 m s'élève donc à environ 261.000 m³.

Le volume ainsi obtenu d'eau souterraine pompée dans la réserve de la structure était insuffisant pour assurer un prélèvement permanent de 0,2 m³.

Cependant, ces résultats servirent de base de calcul théorique de la réserve accumulée exploitable, avec une dépression de 19 m, en considérant les conditions hydrogéologiques correspondant à la dépression de 4,5 m, comme proportionnelles à l'abaissement de la nappe. De ce calcul théorique résulte un volume supposé de la réserve d'eau souterraine de 1.332.500 m³.

Pour vérifier cette quantité assumée, dans la région de la source, on a percé trois autres puits à une profondeur de 50 m. Un essai de pompage par pompes submersibles, dans ces puits, a été effectué dans la période d'hiver de 1973–1974. On a commencé au moment d'un débit très faible de la source (0,157 m³/s). On s'est basé sur un débit initial égal à la capacité maximale des pompes et, après avoir atteint la dépression de 19 m, le pompage a continué à dépression constante. Au cours du pompage, qui a duré 54 jours, le débit initial de 0,536 m³/s, a diminué graduellement jusqu'à 0,257 m³/s à la fin de l'essai de pompage. Par l'interprétation méthodique de cet essai, on a obtenu un volume exploitable de la réserve d'eau souterraine

rairie de 1.134.200 m³ pour une dépression de 19 mètres. Par comparaison avec les suppositions théoriques basées sur l'essai de pompage précédent, ce second essai a donné un volume réduit d'environ 15%.

Les résultats obtenus par deux essais de pompage ultérieurs dans des périodes différentes montrèrent une bonne concordance avec la quantité calculée de 1.134.200 m³. On peut compter sur ce volume de la réserve exploitable des eaux karstiques, moyennant une dépression de 19 m.

Résultats

La réserve accumulée exploitable, obtenue par l'étude des variations de longue durée du débit de la source pendant 13 ans, prouve que par la régulation du prélèvement avec l'exploitation saisonnière de la quantité nécessaire de la réserve accumulée d'eau souterraine relevée de 1.134.200 m³ exploitable, il est possible d'assurer un prélèvement maximal permanent de 0,25 m³/s, ce qui représente une augmentation de prélèvement, en périodes d'étiage, d'environ 0,1 à 0,12 m³/s.

Bibliographie

KULLMAN, E., 1973: Le régime hydrologique des eaux karstiques des Carpates occidentales dans le rapport des possibilités de l'augmentation de leurs débits exploitables. — Proceedings of the Xth Congress CBGA, Bratislava.

1.11

KARST HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION ON BUKK MOUNTAIN

by T. Böcker and Gy Denes¹⁾
(Budapest)

Hydrogeological Framework

Bukk Mountain, located near the cities of Miskolc and Eger in northern Hungary, has been the site of considerable municipal and industrial growth, and thus demand on the water supply has increased continuously. For the future development of a water supply system, estimates are needed for the karstic water resources, recharge, subsurface flow system and the relationship between sinkholes and springs. The massive Mesozoic karstic limestones of Bukk Mountain have been structurally disrupted by lower Triassic shales and volcanics. Sediments of Neogene age can be found at the border of the mountain.

Karstification of the limestone is well developed, with active and inactive sinkholes, affluent springs and creek caves commonly occurring near the boundary of the karstic terrain and at the foot of the mountain. The uniformity of the water table in this karstic setting is disputed among the specialists.

Basic Hypothesis

The theory that Bukk Mountain has a uniform water table and karst water system, in spite of the fact that surficial carbonate rocks have been cut into East-West sections by impermeable rocks (figure 1.16), served as the basis of investigation. A draft water table map was constructed from positions of springs above sea level and from previous speleological investigations. This water level map served as a preliminary estimation of flow direction, spring recharge and water resources.

Methods of Study

The complex hydrogeological investigation included use of aerial photo interpretations, tracer studies, geochemical analysis of water and rock samples, spring yield and temperature measurements, isotope estimates, and speleological studies. Geology, structure, petrography, surficial morphology and run-off characteristics of the mountain were studied in the field. More than 100 kg of uranine and 10 tons of salt were used for tracing. A drilling investigation was deemed too expensive.

Results

Corrections were made to the results of previous tracing studies because unknown karst hydrographical connections were discerned by this study. Caves provided important karst water table data. Spring recharges and water ages were determined by their natural isotope content. The important results of the work, including karstic water volume, flow directions, hydrogeologic connections, and average spring yields are shown on Figure 1.16a. Estimations were made concerning the hydraulic parameters and recharge and storage volumes of the karstic water system. The volume of water withdrawn from this system for industrial and municipal supplies was compared to the estimate for the infiltration to the system. Based on this comparison, it was concluded that 35-40 % of that infiltrated can be safely used for future water supply.

¹⁾ Research Center for Water Resources Development Budapest, Hungary

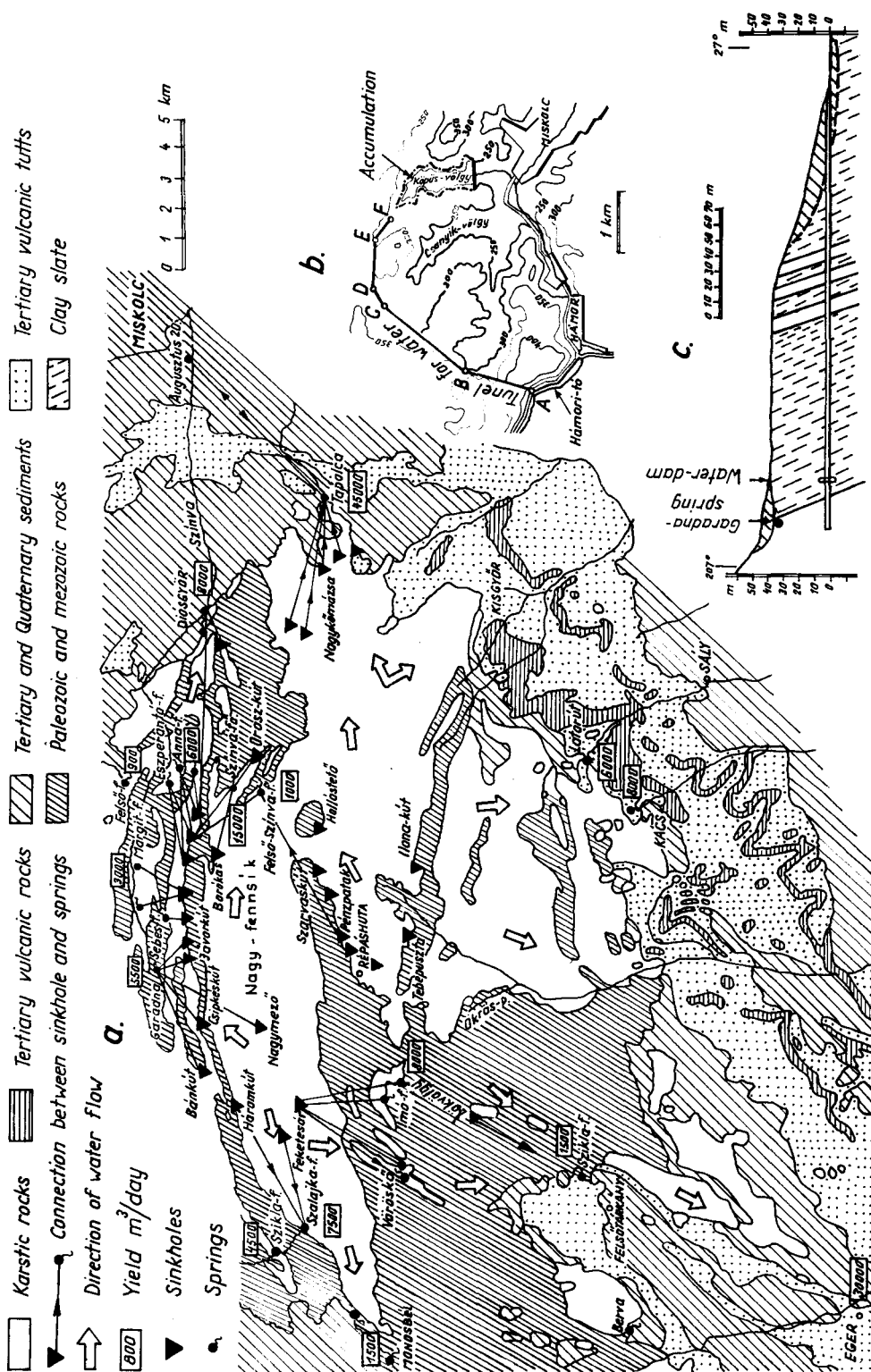


Figure 1.16 Hydrogeologic map of the Bükk Mountain region, Hungary.

Recommendations

The following two variations for extending the city of Miskolc's water system are suggested:

- 1) a surface water impoundment of natural karst discharge and surface run-off. The karst water discharge could reach the impoundment by a 4.5 km tunnel (figure 1.–16b).
- 2) subsurface water storage at Garadna spring (figure 1.–16c), a banked karst spring, by discharging water 40 meters deeper than the present spring level through a tunnel. During the summer and autumn, karst water stored in rock fissurations would be used for the water supply, and it would be recharged during the wet season. This plan is thus designed for peak water demands, having a water-dam installed as a mean of tapping the stored water.

The research showed that for favorable mining conditions it is necessary to provide for drainage, as with a system of drawdown wells placed around the deposit. Decreasing transmissivity of rocks with depth also showed no expected growth in forecasted inflows below the depth of 700 meters.

1.12

MEASUREMENT OF THE SPECIFIC YIELD OF A CARBONATE AQUIFER

by J. C. Barnett*, D. B. McInnes**, and C. A. Waterton**
(Australia)

INTRODUCTION TO THE PROBLEM

In Western Australia the unconfined valley calcrete aquifer at Millstream shown in figure 1.17, supplies 9 million cubic meters of water per annum to coastal towns serving the iron ore mining centers further inland. In times of increased demand, limited withdrawal of water from the aquifer will be necessary. The specific yield must therefore be known, in order to calculate the amount of available water, and to predict aquifer response to pumping.

Conventional pumping tests failed to give reliable specific yield values because the aquifer is so transmissive that drawdowns are often too small to measure.

An unconventional approach was therefore required to analyze the problem.

HYDROGEOLOGICAL SETTING AND TYPE OF KARST

The calcrete forms part of a serie of Cainozoic rocks infilling a valley which is incised into Lower Proterozoic bedrock.

The calcrete covers an area of over 300 km² and has a maximum saturated thickness of 25 m. It contains numerous cavities, up to 0.25 m high, which are generally horizontal; they are best developed from 2 m above to 10 m below the water table.

The calcrete consits of calcareous dolomite above the water table, and dolomite below it. It is underlain by goethite and Proterozoic bedrock, and is flanked by clay and gravel valleyfill.

Groundwater recharge is by underflow, direct infiltration, and the Fortescue River. Discharge is through springs into the Fortescue River, and by westward underflow into the Robe River catchment. The springs discharge about 36,000 m³/day; the amount of westward underflow is as yet unknown.

BASIC HYPOTHESIS

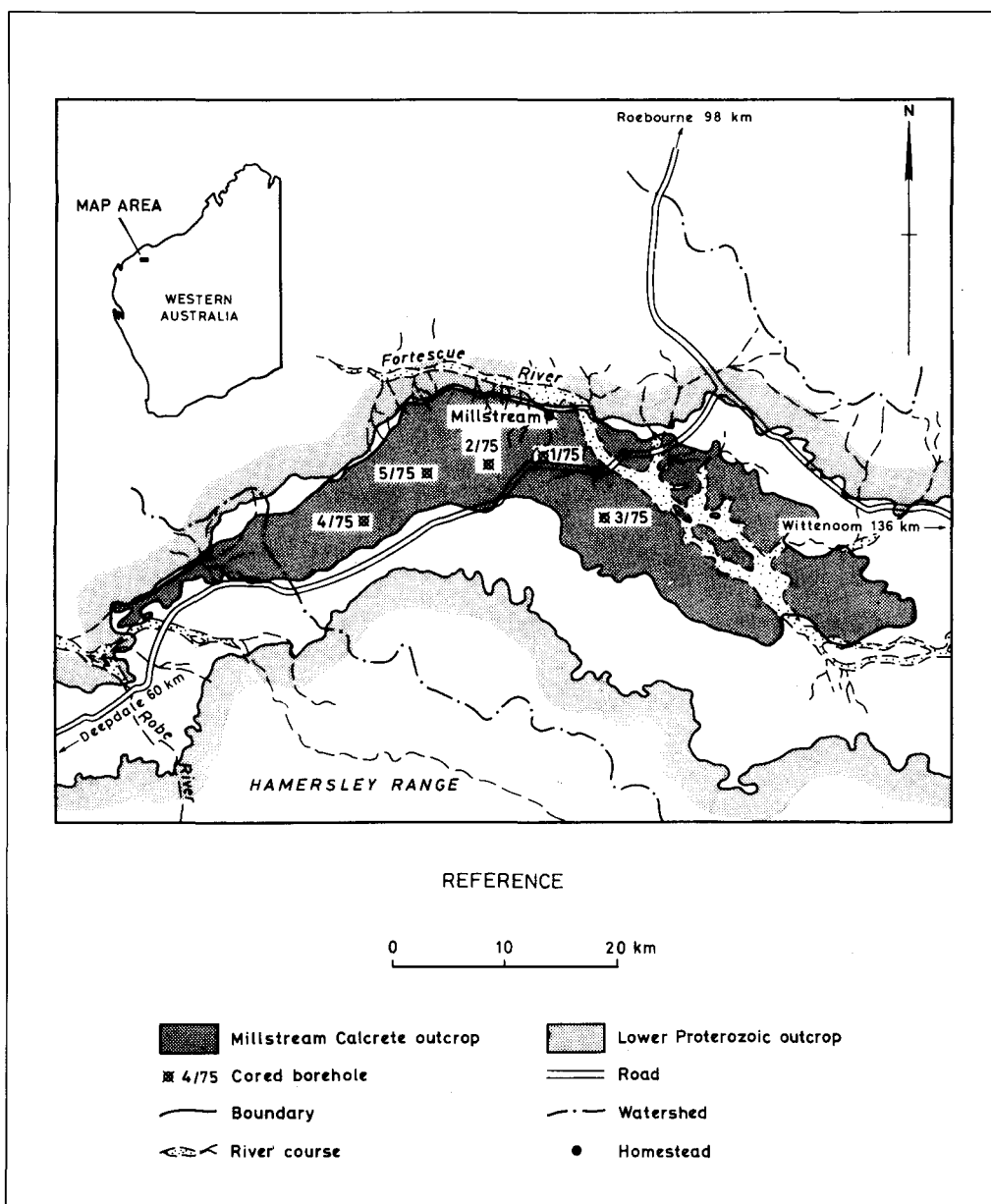
The investigation was designed to obtain a reliable estimate of specific yield, which could not be provided by conventional pumping tests.

METHOD OF STUDY

The program comprised the drilling of five cored boreholes, (locations are shown on Fig. 1.17), downhole stereoscopic color photography, geophysical and geological logging and laboratory investigations. It was carried out by the Public Works Department in co-operation with the Geological Survey of Western Australia.

* Geological Survey of Western Australia

** Public Works Department of Western Australia



GSWA 16752

Figure 1.17 Millstream aquifer investigation 1975, location of cored boreholes

OUTLINE OF INVESTIGATION

Field Work

Core of 83 mm diameter was taken, using an air-foam mixture as drilling medium. Core recovery in the aquifer section averaged 86%.

Gamma logs were run for stratigraphic correlation between boreholes, gamma-gamma logs to provide porosity values, and caliper logs to calibrate the gamma-gamma logs.

The walls of all bores were photographed stereoscopically in color.

Laboratory Work

Specific yield was calculated by subtracting measured specific retention from measured porosity. Voids of different size ranges were measured by centrifuging, direct measurement, or from photographs.

Centrifugation was used for sections of core containing voids of less than 1 mm in any plane. Porosity was measured by standard laboratory methods, and specific retention was derived from centrifuge moisture equivalent.

Because the relation between specific retention and centrifuge moisture equivalent has previously been demonstrated only for unconsolidated materials, the centrifuge results are being compared with samples allowed to drain to equilibrium under normal gravity. If verification proves impossible, centrifugation can be replaced in future programs by long-term drainage under normal gravity.

Direct measurement was used for voids larger than 1 mm in sections where intact core was recovered. Total void area was measured directly from the surface of the core.

Photographic measurement was used in sections where the core was lost or broken, or where voids were wider than the core diameter. Voids were measured from photographs projected onto a screen, overlain by a grid to correct for parallax.

For the direct measurement and photographic methods, specific yield is presumed to equal porosity, assuming that specific retention is insignificant, and that the voids are interconnected. Because of the size of the voids, and their origin by solution, both assumptions are probably valid.

RESULTS

Values of specific yield are shown on Figure 1.18. Cavities shown on the figure are those voids which span the core diameter, and are over 10 mm high. „Storage per Unit Area“ expresses the total volume of water which the aquifer could yield by gravity at each boresite, and combines variations in aquifer thickness and specific yield.

Higher values of specific yield correlate well with concentrations of cavities, emphasizing the dominance of secondary porosity in bores 3/75, 4/75, and 5/75.

Gamma logs were unusable for correlation because of the low radioactivity of the strata. Porosities calculated from gamma-gamma logs correlated well with porosities measured in the laboratory.

OPERATION COSTS

Drilling and testing cost about A \$ 60,000, photography cost A \$ 3,500.

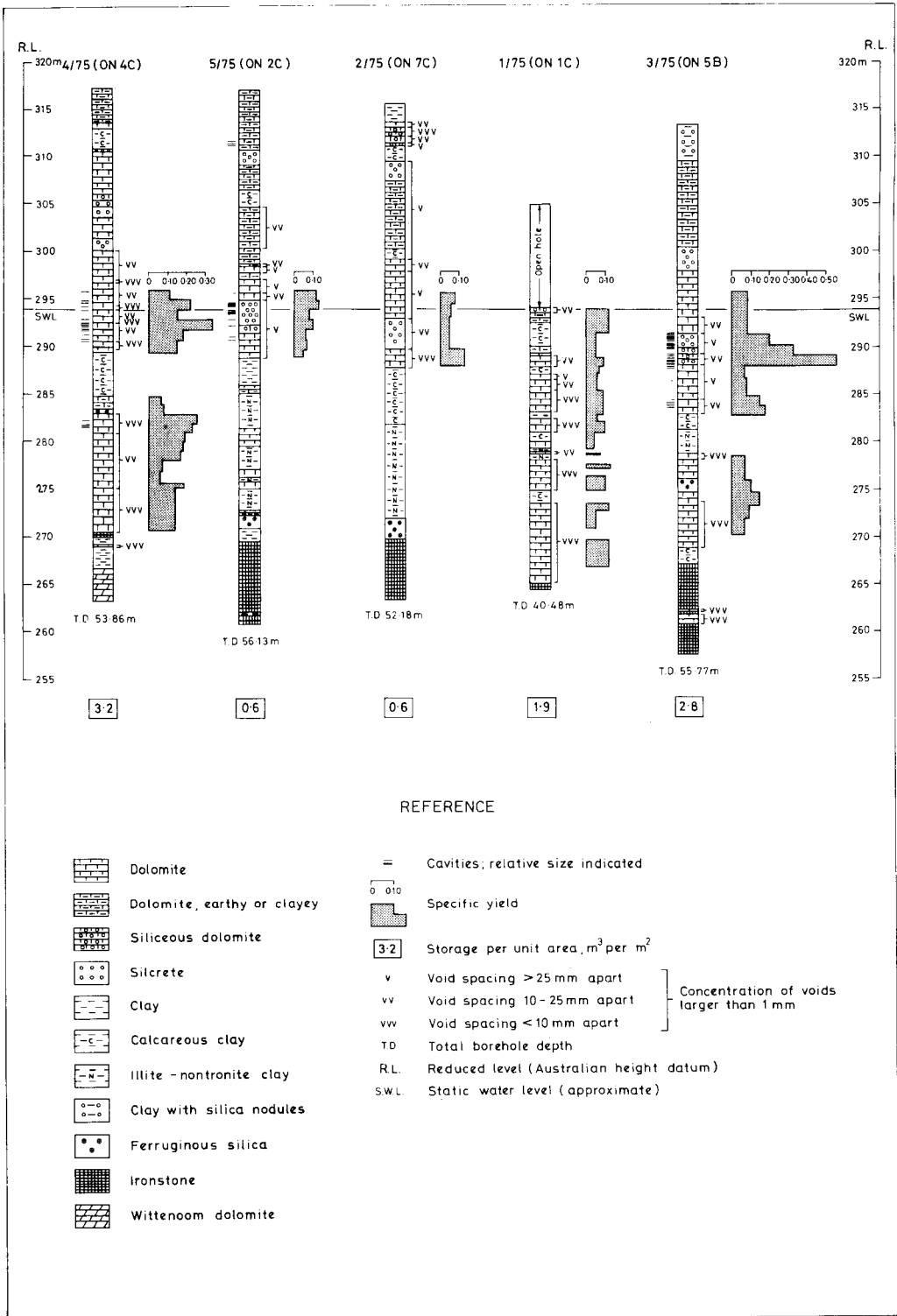


Figure 1.18 Specific yield and storage per unit area of cored boreholes

GSWA 16753

Conclusions

A study based on large diameter core, downhole photography and laboratory work has been proven as a useful approach to this and similar groundwater problems.

For this particular study, additional bores are required to estimate accurately the specific yield of the aquifer as a whole.

References

- Barnett, J. C., McInnes, D. B., and Waterton, C. A., 1977, – Measurement of the Specific Yield of a Carbonate Aquifer – an unconventional approach: West. Australia Geol. Survey Record 1976/23 (unpublished).
- Davidson, W. A., 1969, – Millstream Hydrogeological Investigation: West. Australia Geol. Survey Record 1969/3 (unpublished).
- Forth, J. R., 1971, – Millstream Calcrete Aquifers, Assessment of Groundwater Storage: West. Australia Geol. Survey Record 1972/8 (unpublished).
- Johnson, A. I., Prill, R. C., and Morris, D. A., 1963, – Specific Yield-Column Drainage and Centrifuge Moisture Content: United States Geological Survey Water-Supply Paper 1662-A.
- Piper, A. M., 1933, – Notes on the Relation between the Moisture-Equivalent and the Specific Retention of Water – Bearing Materials: American Geophysical Transactions, vol. 14 1933, p. 481–487.
- Sadler, B. S., and Parker, A. B., 1974, – The Pilbara Study and Feasibility Report on Water Supply, Volume 1; Report Public Works Department, W. A., May, 1974.

1.13

KARST HYDROLOGY OF THE TAKAKA VALLEY AND THE SOURCE OF NEW ZEALAND'S LARGEST SPRING

by Paul W. Williams
(University of Auckland, New Zealand)

The occurrence and evolution of karst in New Zealand is described by Williams (in press). Karst is mainly developed in two formations: Oligocene shallow water limestones and Upper Ordovician marbles and limestones. Both are represented in the Takaka valley, which is located in the northwest corner of the South Island of New Zealand. The climate is sunny and warm (17°C) in summer and wet and cool (7°C) in winter. Precipitation yields a runoff of $25\text{--}100\text{ l/s/km}^2$, depending on altitude and exposure. Solution of marble is estimated as $95 \pm 19\text{ m}^3/\text{km}^2/\text{y}$.

The Takaka valley is a wedged-shaped, north-south trending, fault-angle depression (figure 1.19). Glacifluvial gravels mask the valley floor, the bedrock geology of which is therefore interpreted by reference to the situation on the neighboring uplands (Grindley 1971).

Three aquifers are found in the district: (1) in Upper Ordovician marble, a massive pure formation more than 1000 m in thickness; (2) in Oligocene-Miocene limestones some 55 m thick; and 3) in Quaternary sands and gravels of variable thickness. Their geological relationships are shown in Figure 1.19. Both karstic aquifers are partly artesian. Different groundwater bodies and different zones of recharge have been verified for these aquifers by environmental isotope analysis (Stewart and Williams, in press).

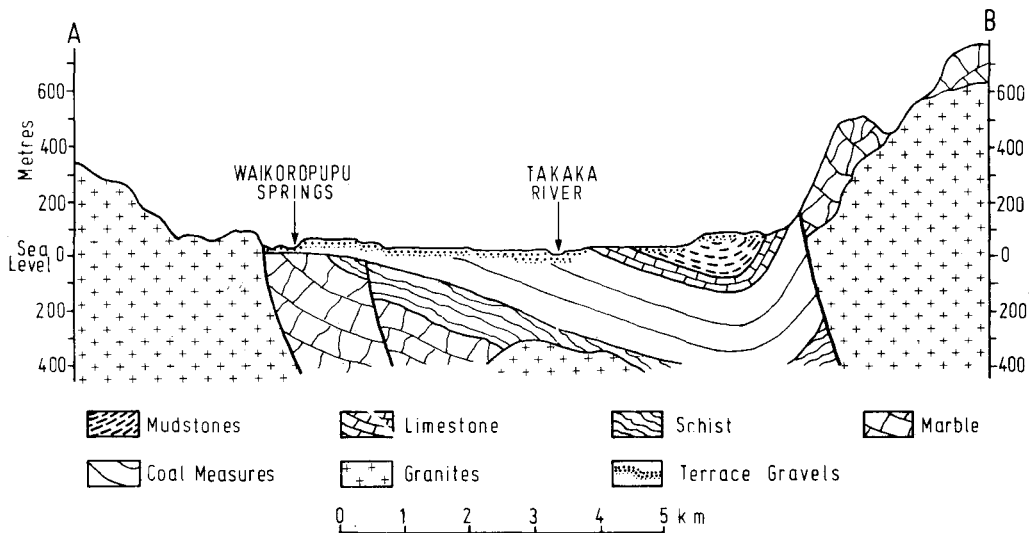


Figure 1.19 Geological cross-section through Takaka valley

The valley is drained by the Takaka River, which derives a major part of its flow from the Waikoropupu Springs. These are the largest springs in New Zealand, with an average flow of about $14\text{ m}^3/\text{s}$ and a range of $6\text{--}21\text{ m}^3/\text{s}$. Their hydrology has recently been studied by Williams (1977). The Springs are tidal, brackish, artesian and karstic; their waters are clear and

cold (11.7°C), and tritium analyses suggest a groundwater age of 3-4 years. They are located at 14-17 m above sea-level, 2.6 km inland from the head of tide in the neighboring Takaka River.

PROBLEM OF THE SOURCE OF THE WAIKOROPUPU SPRINGS

Since the end of the last century, various geologists have suggested that the flow of the Waikoropupu Springs originates from seepage in the upper Takaka river 16-18 km inland and at 46–58 m above sea-level. As the connection had never been proven, the research set out: (1) to try to verify the hypothesized connection; (2) to investigate the nature of the subterranean system; and (3) to identify the factors controlling the sitting of the Springs. Subsequently, a fourth research aim developed: that of testing the limitations of the method used for water tracing.

The Choice of Water tracing Technique

The use of dye for tracing the water was rejected, because tritium data suggested a flow-through time of 3-4 years for water at the Springs, and the artesian reservoir has a storage of about 1.5 km^3 . Therefore, it was decided to attempt to prove the hypothesized connection by employing a pulse-train analysis technique (Ashton 1966), which uses the principle that a known input pulse (e.g. of discharge, temperature, or water quality) will be transmitted to a resurgence where its arrival may be monitored. A discharge pulse such as a flood peak will be transmitted either very rapidly as a kinematic wave under unconfined conditions. The only problem is that friction may so attenuate the discharge pulse over long distance travel as to make it unrecognisable.

FIELD DATA ACQUISITION

Two water level recording stations were established 20.2 km apart, the first on the upper Takaka River as it leaves the mountains, immediately upstream of the reach where water losses occur by seepage, and the second at the outflow of the Waikoropupu Springs.

A field experiment was then conducted in which releases of water of $7.6\text{ m}^3/\text{s}$ were made from the Cobb Dam (located in an upstream tributary valley) at a time when the natural discharge in the Takaka River was only $1\text{--}2\text{ m}^3/\text{s}$. The releases produced distinct artificial flood peaks at the upper Takaka recording station, and generated a very slight reaction at the Waikoropupu Springs 10-20 hours later. As the results were not conclusive, statistical analysis was undertaken on the time series of input and output discharge data.

ANALYTICAL RESULTS

A month's water level record from each station was digitised at 2 hour intervals and the data arrays were cross-correlated to determine if the incoming and outgoing pulse patterns could be matched. The results showed a major cross-correlation peak at a lag of 24 hours; thus further support was lent to the result of the field experiment. However, the hypothesized connection still was not proven, because both input and output pulse patterns could be a response to a third, independent factor such as rainfall. Thus the cross-correlation was repeated, taking input pulse data directly from the Cobb Dam power station records. Furthermore, because of much extraneous 'noise' in the outflow record at the Springs from tidal, precipitation and other effects, the Springs data were detrended and subjected to a digital band pass frequency filter, which removed frequencies of $> 1\text{ cycle}/18\text{h}$ to eliminate the tidal effect and $< 1\text{ cycle}/144\text{h}$ to eliminate weekly or longer periodicities, such as due to power generating.

Cross-correlation of the digitally filtered output of the Springs against the water releases from the Cobb Dam yielded a more sharply defined correlation peak than in previous analyses (Figure 1.20) and indicated a pulse-through time from upper Takaka to the Springs of about 10 hours. Visual confirmation of the through-puts was also obtained using the filtered record (Figure 1.20).

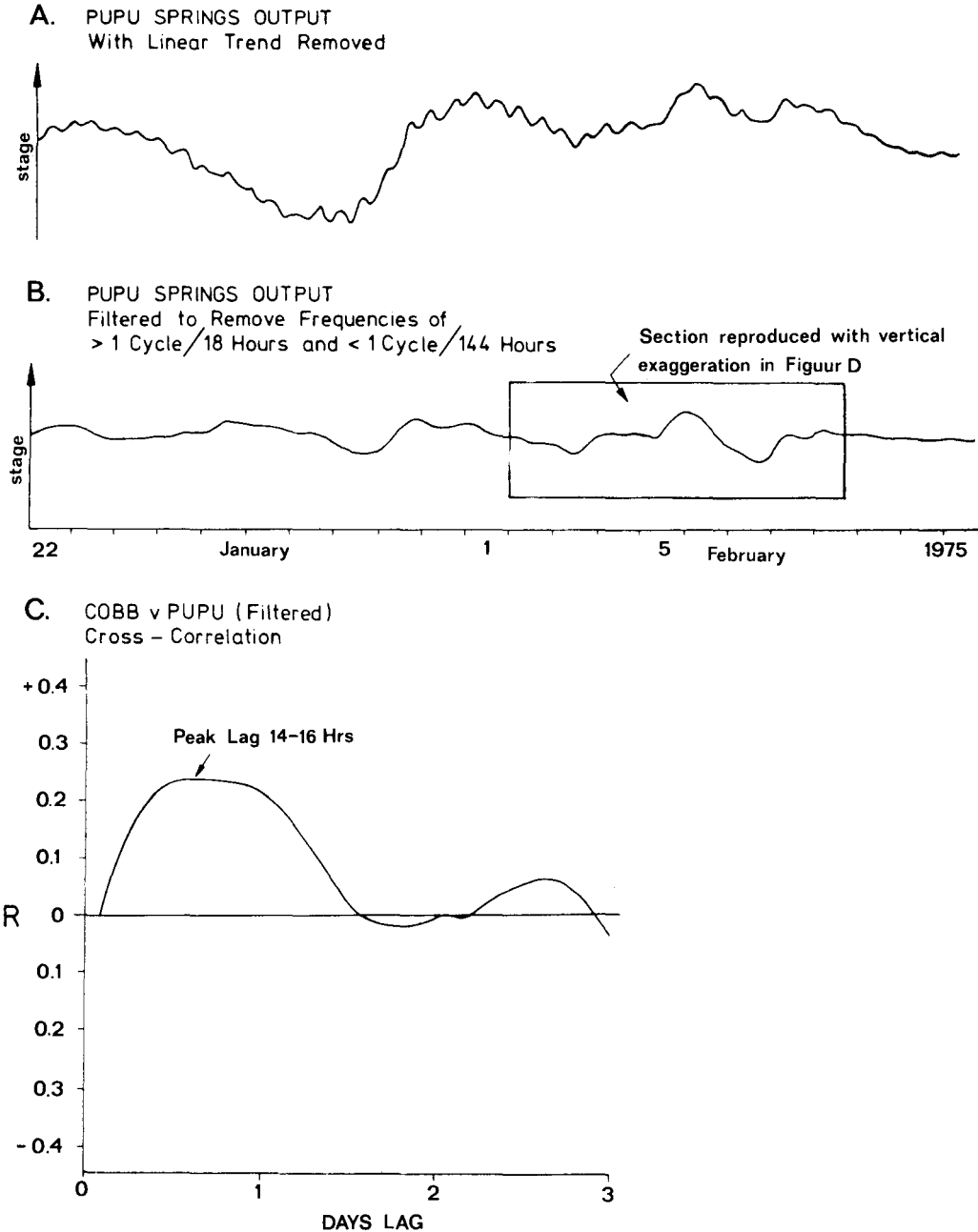


Figure 1.20 A-C. Detrended and digitally filtered Waikoropupu Springs discharge data and cross-correlation with Cobb Dam output.

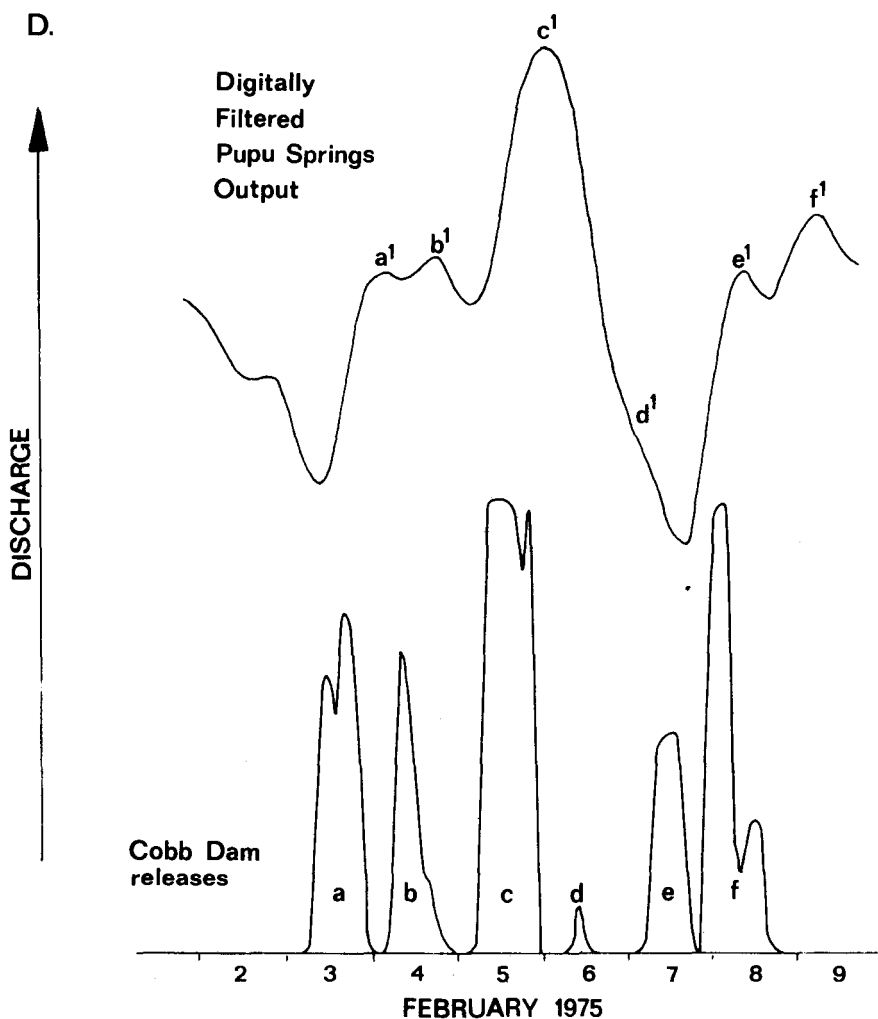


Figure 1.20 D. Relationship of Waikoropupu Springs output (filtered) to releases from the Cobb Dam, 2–9 February 1975.

CONCLUSIONS

The field and statistical evidence converge to demonstrate convincingly that a subterranean connection exists between the Waikoropupu Springs and the upper Takaka River, which from discharge considerations is likely to supply more than 60 percent of the flow at the Springs.

The technique of discharge pulse-train analysis has been shown to be very sensitive even under extreme conditions of long distance, low head, low input to output discharge, high internal resistance, and „noisy“ output. These results indicate the value of allying the method, when more conventional techniques are inappropriate, for example when temporary pollution must be avoided or when through-put time is very long. Costs of the technique are also relatively low, requiring only the installation of water level recorders for a few months and access to a computer.

References

- Ashton, K. 1966 – The analysis of flow data from karst drainage systems. Trans. Cave Research Group G. B. 7 (2): 161-203.
- Grindley, G. W. 1971 – Sheet S8 Takaka, „Geological Map of New Zealand 1:63, 370“, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington.
- Stewart, M. K. and Williams, P. W., in press. Isotope hydrology of the Takaka valley and Waikoropupu Springs. New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research.
- Williams, P. W. 1977 – Hydrology of the Waikoropupu Springs: a major tidal karst resurgence in north-west Nelson (New Zealand). Journal of Hydrology (Netherlands) 35: 73-92.
- Williams, P. W. in press. Karst in New Zealand. In: Selby, M. J. and Soons, J. (Editors) Landforms of New Zealand.

1.14

KARST SUPERFICIEL DANS LA CRAIE DE LA HESBAYE

par Albéric Monjoie
(Liège)

Cadre hydrogéologique

Le substratum de la Hesbaye est formé par les marnes et craies du Campanien et du Maastrichtien transgressifs sur le socle primaire pénéplané; à la base du Crétacé, une couche d'argile marneuse de 10 à 20 m d'épaisseur est pratiquement imperméable.

Au-dessus des craies, un conglomérat à silex résiduel, résultant de la dissolution, est recouvert par une épaisse couche de limon et loess quaternaires.

La région contient **une nappe de fissure** concentrée dans les zones plus tectonisées où l'on relève au sommet des craies des phénomènes karstiques particulièrement actifs, notamment des **effondrements**. Le processus peut être accéléré par des phénomènes anthropiques, principalement les cavités jalonnant d'anciennes exploitations de phosphate résiduel en couches lenticulaires entre le conglomérat à silex et la craie.

Les dépressions karstiques sont généralement de faible extension (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) mais leur densité est très élevée dans les zones fissurées.

Hypothèse de base des études et des travaux

La localisation des aires de dissolution est intéressante pour le choix des zones de captage, pour l'étude des risques de pollution et de dégâts superficiels. On a constaté que les effondrements étaient notamment fonction des remontées de la nappe aquifère qui, en période de forte réalimentation, sature la partie inférieure des appareils karstiques.

Justification du choix de la méthode d'étude

Le faible contraste de résistivité électrique et des vitesses sismiques des différents terrains ne permet pas de localiser les phénomènes karstiques sauf si les effondrements sont déjà en cours dans les limons superficiels.

Par contre, la prospection **gravimétrique** donne d'excellents résultats à condition d'employer un appareillage garantissant une précision de l'ordre du microgal et d'utiliser un maillage serré de l'ordre de 5 m de côté.

Les anomalies sont contrôlées soit par forages, soit par essais de pénétration 17,5 T avec battage dans le conglomérat à silex.

Description des études et travaux

Du fait de la densité nécessaire des mesures gravimétriques, les zones investiguées ont été jusqu'à présent limitées à quelques secteurs choisis notamment en raison des risques de dommages par effondrements. Environ 2000 points de mesure ont été réalisés. Les phénomènes karstiques se marquent généralement par des anomalies de l'ordre de -5 à -10 centièmes de milligal.

Les sondages et essais de pénétration de contrôle indiquent soit des vides, soit des karsts plus ou moins comblés, soit des zones de craies fortement dissoutes dont le squelette reste cohérent mais ne présente plus qu'une faible résistance.

Résultats

Au sommet de la craie affectée par les phénomènes de dissolution, la perméabilité déduite des forages vaut en moyenne $2 \text{ à } 3 \cdot 10^{-4} \text{ m/sec}$ et la porosité efficace dépasse généralement 10 %.

Par contre, dans les zones de craie compacte, l'eau se trouve dans quelques fissures privilégiées et la perméabilité moyenne équivalente est de l'ordre de $2 \text{ à } 4 \cdot 10^{-5} \text{ m/sec}$.

La porosité efficace de l'ensemble du massif est de l'ordre de 3 à 4 %.

Coût des opérations

Le coût élevé de la prospection microgravimétrique réduit généralement l'utilisation de la méthode aux secteurs où des objectifs économiques (génie civil, sécurité, . . .) autorisent les dépenses.

Recommandations

La méthodologie mise en oeuvre est particulièrement justifiée pour définir les risques d'effondrement d'ouvrage ou de pollution, par exemple sous les bassins d'orage.

Tableau des données quantitatives

	perméabilité équivalente	porosité efficace
craie karstifiée	$2 \text{ à } 3 \cdot 10^{-4} \text{ m/sec}$	10%
craie fissurée	$2 \text{ à } 4 \cdot 10^{-4} \text{ m/sec}$	1 à 4 %

Bibliographie

- Rapports inédits des Laboratoires de Géologie et Hydrogéologie, Université de Liège, n° SEL 731, RB 761, 771 à 775, 781, AL 771, VOT 761, CR 731
- Calembert, L. et Monjoie, A., 1973 – Géologie de l'ingénieur en relation avec les roches solubles en Belgique, Symposium de Hanovre de l'A.I.G.I., t. 4, pp. F1–F8, 10 fig., Hanovre.
- Calembert, L., Monjoie A. et all. 1975 – Problèmes de Géologie de l'ingénieur en régions karstiques, Bulletin de de l'Ass. Int. de Géol. de l'Ing. 138 p. 21 fig. Krefeld.
- Monjoie, A., 1974 – Phénomènes de dissolution dans la zone Nord de Liège, 2ème Congrès International de l'Ass. Inter. de Géol. de l'Ing., T III–18, 10 pp., 4 fig., Sao Paulo.

1.15

INFLUENCE DE L'EXPLOITATION DES EAUX KARSTIQUES SUR LA MODIFICATION DU MILIEU ENVIRONNANT

par M.A. KHORDIKAINEN
(URSS)

Conditions hydrogéologiques

Dans une des régions de la zone aride de l'URSS, le Kazakhstan, aux environs de la ville de Djeskazgan, un ouvrage de captage existe dans la vallée d'une rivière captant les eaux karstiques, dont le débit est de 900 l/s (77800 m³/j). Les eaux souterraines sont associées à une structure anticlinale dont le coeur est composé de grès rouges et conglomérats du Dévonien supérieur et les bords, de la formation carbonatée aquifère tournaisienne. Le captage comprend onze forages. Huit forages sont foncés dans la vallée d'une rivière qui s'assèche sur une distance de 5 km et trois forages se trouvent dans un affluent gauche, sec aussi, sauf pendant une semaine à la fonte des neiges au printemps. Leur profondeur atteint 120 à 150 m. Les débits s'élèvent à 70–150 l/s et les rabattements, en conditions de pompage unitaire, vont jusqu'à 0,5–3 m. La transmissivité des calcaires est de $1-5 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{j}$, la diffusivité, de l'ordre de $10^4-10^5 \text{ m}^2/\text{j}$, et le coefficient d'emménagement, de 2,5–4%. Le niveau des eaux karstiques, correspondant à celui des petits bassins de la rivière est, dans les conditions naturelles, à 3 à 4 m sous la surface du sol. La formation des réserves en eaux souterraines est assurée par l'interception de l'écoulement superficiel des crues et de l'écoulement souterrain se déversant dans la rivière au voisinage de l'ouvrage de prise d'eau. L'écoulement souterrain est alimenté par l'infiltration des précipitations atmosphériques, essentiellement durant l'hiver et le printemps, ainsi que par drainage à partir des terrains environnants moins perméables. Une grande importance pour la formation des réserves exploitables du gisement d'eau revient au rabattement des réserves capacitaires, qui se renouvellent chaque année, pendant la crue de printemps, durant en moyenne 1,5 mois. Le volume moyen pluriannuel écoulé vers le champ de prise d'eau est de 110 millions de m³; le volume annuel fourni par les crues, consécutif au fonctionnement de l'ouvrage de captage, dépend principalement de la durée et de l'abondance de la crue; il varie de 8–10 à 14–16 millions de m³. Ces données montrent que le fonctionnement stabilisé de l'ouvrage est assuré en premier lieu par l'absorption de l'écoulement périodique superficiel et par le rabattement des réserves capacitaires.

La vallée fluviale, dans la zone de prise d'eau, est large de 0,2 à 1,0 km. La largeur du lit est de 10–40 m. Après la fin de la crue, la rivière se divise en petits bassins; un écoulement actif entre eux continue aux endroits où la vallée traverse les calcaires aquifères. Dans la région de ces bassins, les roches affleurent au fond du lit. Dans les parties étroites de la vallée reposent des graviers et des galets de 1 à 4 m d'épaisseur, et par endroits apparaissent les calcaires. L'épaisseur des alluvions atteint parfois 14–15 m, mais en général, elle ne dépasse pas 5–8 m. Dans ces conditions, à partir de la surface, les limons se développent sur 1 à 4 m, ensuite les sables de différente granulométrie avec les graviers. En conditions naturelles, la partie adjacente au lit la rivière est recouverte par de la végétation hygrophile: trichohydrophytes, phréatophytes et hydrophytes. Les terrasses situées au-dessus de la plaine d'inondation, portant des plantes ombrophiles à recouvrement de 50 à 70%, participent peu à la transpiration, sauf sur les bordures, où les broussailles de *Lasiagrostis splendens* et de *Sophora alopecuroides* indiquent la proximité des eaux phréatiques, correspondant au flux des eaux fissurales et karstiques vers la rivière. Le rôle principal, dans la transpiration, appartient aux plantes des plaines d'inondation hautes et basses, ainsi qu'au lit de la rivière où poussent le saule (*Salix australior*), l'olivier de Bohême (*Eleagnus angustifolia*), le roseau, la massette (*Typha angu-*

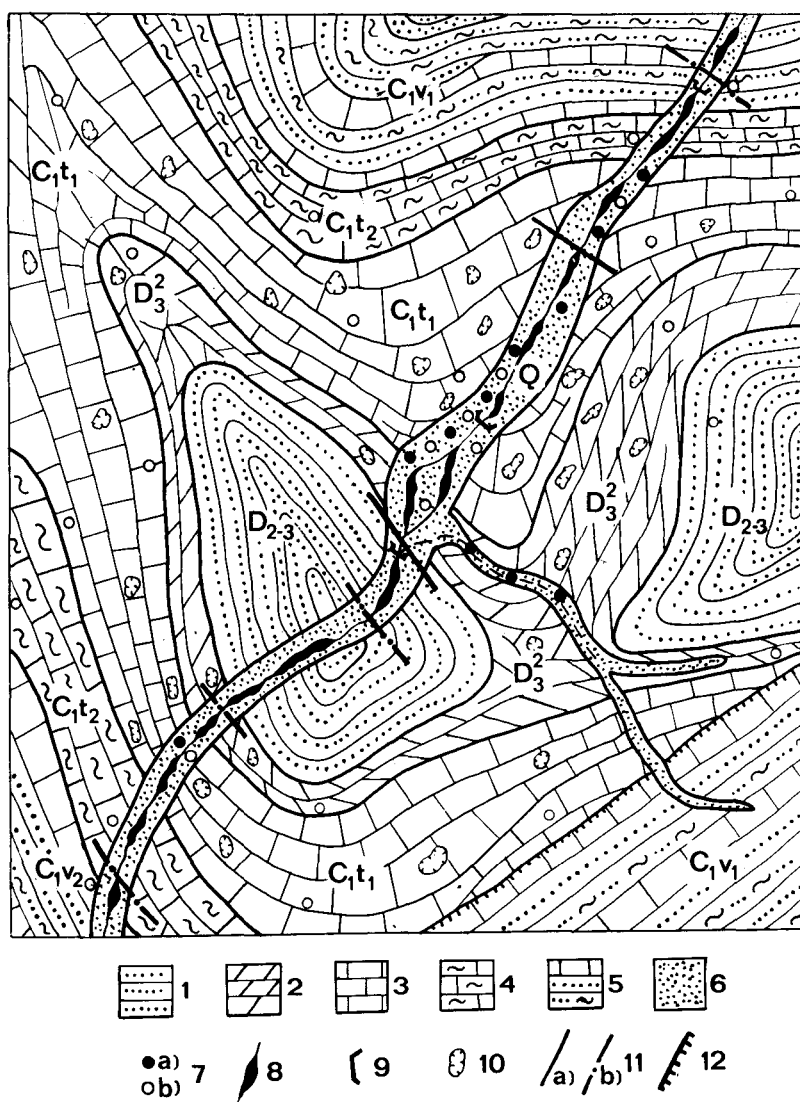


Figure 1.21

Schéma de la structure hydrogéologique et du champ de captage.

1. Grès, conglomérats, gravellites.
2. Dolomies.
3. Calcaires intensément karstifiés et fissurés.
4. Calcaires siliceux.
5. Interstratification de calcaires, grès, argillites et aleurites.
6. Sables, graviers, limons sableux, limons.
7. Forages: a) d'exploitation; b) d'observation.
8. Petits bassins de la rivière desséchés en conditions naturelles.
9. Stations hydrométriques.
10. Manifestation superficielle du karst.
11. Limites: a) de dessèchement complet des petits bassins et de la végétation hydrophyte et phréatophyte; b) du dessèchement partiel des petits bassins et de la végétation.
12. Dislocation disjonctive.

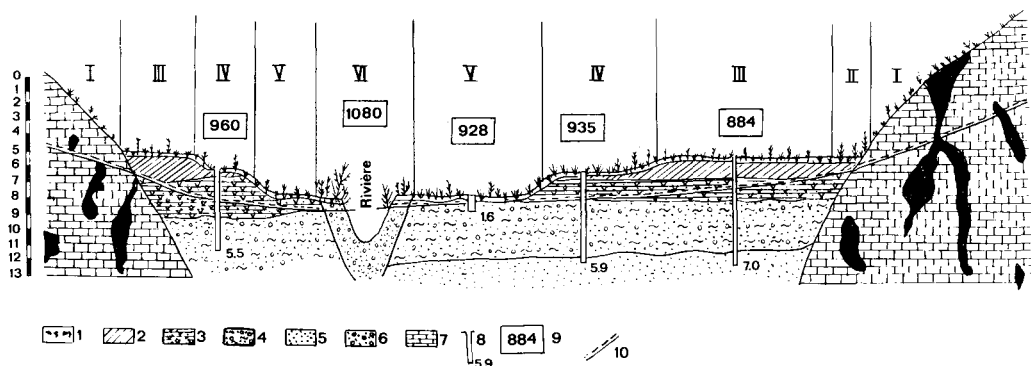


Figure 1.22

Profil hydrogéologique et géobotanique à travers la vallée.

1. Sol végétal.
2. Limon.
3. Argile gréseuse.
4. Dépôts de grès, graviers, galets à composante argileuse.
5. Sable à granulométrie variée.
6. Gravier, sable grossier.
7. Calcaires karstifiés et fissurés.
8. Forages; le chiffre à côté du point exprime la profondeur, en m.
9. Minéralisation de l'eau, en mg/l.
10. Niveau des eaux phréatiques; I. association d'*Atriplex cana*, *Artemisia lercheana*, *Stipa sareptana*, sur l'affleurement des calcaires; II. bandes allongées de *Lasiagrostis splendens* et de *Sphora alopecuroides*; III. association d'*Artemisia pauciflora* avec *Salsola laricifolia*, *Eurotia ceratoides* et avec des exemplaires de *Lasiagrostis splendens*, sur la terrasse I au-dessus de la plaine d'inondation; IV. association d'*Artemisia schrenkiana* avec *Lonicera tatarica* et *Artemisia pontica* dans la haute plaine d'inondation; V. association d'*Artemisia pauciflora* avec *Lonicera tatarica*, églantier (Rosaceae), *Artemisia schrenkiana* dans la basse plaine; VI. tougai de vallées de rivières: saule (*Salix australior*), olivier de Bohême (*Eleagnus angustifolia*), roseau (*Ilycyrrhiza glabra*), et herbes diverses, dans le lit de la rivière.

stifolia) et d'autres espèces (fig. 1.22). L'évapotranspiration a été déterminée sur le terrain par la méthode de WHYTE (1932), par la méthode de pondération rapide de L. IVANOV (1918), ainsi que par la méthode analytique indirecte de BLANEY-CRIDDLE (1954). D'après ces données, l'évapotranspiration, durant l'année à caractéristiques climatiques moyennes (humidité, radiation solaire), est de 500-550 mm; d'après les estimations selon la méthode de BLANEY-CRIDDLE, cette valeur augmente jusqu'à 600-620 mm.

Influence de l'exploitation de l'ouvrage de captage sur les conditions écologiques

L'ouvrage de captage a commencé à fonctionner en automne 1967. Pendant les années très sèches (1968), quand l'écoulement dans la rivière et l'alimentation par infiltration sont absents, même au printemps, le niveau s'abaisse à 30-35 m à partir du niveau statique. La prise d'eau et la baisse de niveau consécutive ont conditionné le dessèchement et la disparition de la végétation dans la vallée de la rivière, ainsi que la diminution rapide du débit d'évapotranspiration.

Les hydrophytes, comme par exemple le saule, la massette, le roseau, ont disparu très vite. Les phréatophytes, l'absinthe, le chèvrefeuille tatar, l'égantier, ont disparu partiellement ou bien leur port s'est amoindri. La baisse du niveau n'a pas exercé d'influence sur les trichohydrophytes. Cependant, à la suite de la disparition des hydrophytes et de l'amoindrissement des phréatophytes, ainsi qu'à la suite du drainage des alluvions et de la variation du régime d'humidité du sol, accompagnés du dessèchement des herbages divers, le paysage de la vallée, sur une longueur de 4 km, s'est modifié. De petits bassins sont devenus secs; l'eau a cessé de couler et la végétation a disparu.

Mais, dans le cas en question, un préjudice causé à la nature par l'exploitation de l'ouvrage de prise d'eau est justifié. Dans la région étudiée, l'étendue totale des vallées fluviales à écoulement périodique atteint 300 km. De ce fait, le dessèchement du terrain, sur une longueur de 4 km, n'est pas dangereux car l'influence négative du captage ne se fait sentir ni dans la direction de la ligne de partage des eaux, ni en aval ni en amont de la vallée. En même temps, l'obtention de 900 l/s d'eau douce de haute qualité en zone aride (la pluviométrie dans la région est de 200 mm, l'évaporation dépasse 1000 mm) constitue un problème dont la solution n'est pas simple. Ici, le profit pour l'économie nationale est sans comparaison avec le préjudice causé à l'environnement. Ce dernier peut être éliminé par l'irrigation du terrain desséché par l'abaissement des eaux souterraines, à partir du mois de mai jusqu'à la mi-septembre. Les calculs montrent que la quantité de 20 l/s, soit 2% du débit de l'ouvrage de captage y suffisent.

Bibliographie

BOREVSKI, B. V., KHORDIKAINEN, M. A. & IAZVIN, L. S., 1976: Prospection et évaluation des réserves en eaux souterraines dans les dépôts fissurés et karstiques. — Moskva, SSSR, 1918, „Nedra“ (en russe).

IVANOV, L. A., 1918: Méthode de détermination de la transpiration des plantes dans les conditions naturelles de leur croissance. — Moskva, SSSR, „Lesnoi Jurnal“, N. 1-2 (en russe).

KHORDIKAINEN, M. A., 1976: Détermination de l'évaporation des eaux souterraines par la transpiration des plantes pour la prévision des ressources naturelles et du bilan des eaux souterraines des structures carbonatées dans la zone aride. — Recueil „Evaluation des réserves exploitables des eaux souterraines „Trudy de VSEGINGEO“, Moskva, SSSR, t. 93 (en russe).

BLANEY, H. F., 1974: Consumptive use Requirements for Water. — „Agricultural Engineering“.

WHYTE, W. N., 1932: A method of estimating ground water supplies, based on discharge by plants and evaporation from soil. — US Geol. Survey Water-Supply paper, 659A.

1.16

NATURE OF A GROUNDWATER BASIN DIVIDE NEAR GEORGETOWN, INNER BLUEGRASS KARST REGION, KENTUCKY, USA

by John Thrailkill¹⁾, J. W. Troester¹⁾, L.S. Spangler¹⁾, and S. J. Cordivola²⁾

The Inner Bluegrass Karst Region of central Kentucky covers an area of about 5600 km² and is developed in nearly horizontal Ordovician (Carodocian) sedimentary rocks which are mainly limestone. The Region is both geographically and stratigraphically distinct from another extensive karst (a portion of which has been termed the Central Kentucky Karst) in Lower Carboniferous rocks, as well as from smaller karst areas in Kentucky in Upper Ordovician and Silurian rocks.

Studies are currently underway to delineate groundwater basins within the Region. During one such study, a detailed investigation of a 10 km² portion of the area was conducted in connection with the probable impact on groundwater of a proposed industrial site (Figure 1.23). An earlier report (Mull, 1968) had suggested that major flow to Royal Springs might pass beneath the site and concern was felt that, if this were true, deep infiltration of industrial wastes would result in direct pollution of the spring, which serves as the water supply for the town of Georgetown.

Although not shown by topographic contours (at an interval of 3.1 m), five shallow (less than 2 m deep) dolines are present at the site, of which two had openings in their soil-filled bottoms. Dye introduced into these emerged a few tens of meters downslope and flowed down a surface drainage to a swallet about 1 km north of the site (Figure 1.23). It was concluded from an examination of the remaining three dolines that drainage from these also emerged at nearby ephemeral springs, and there was no evidence that drainage from any of the dolines was deeper than about 3 m below the land surface or extended below the base of solutionally widened joints just beneath the soil-rock-interface. The altitude of the potentiometric surface in three wells immediately west of the site (Figure 1.23) ranged from 256 to 275 m with the lower values to the northwest (all potentiometric surface measurements were made within a 48 hour period).

Dye introduced in Seng Sink, a deep doline southwest of the site, emerged at Royal Springs 2 km distant (Figure 1.23). This doline and three swallets 5, 9, and 12 km to the south-southeast are all nearly in a direct line to the spring. Other dolines and a reach of Cave Run are also on this line, which is interpreted as a major diacase. The altitude of the potentiometric surface in a well south of the site (Figure 1.23) was approximately the same as Royal Springs (245 m).

It is therefore concluded that a major conduit feeding Royal Springs is developed along this diacase. During the study, discharges at the spring as high as 1.58 m³/s were measured with a current meter and flows as high as 4.2 m³/s were estimated. Calculations using a gradient of .0014 (estimated from the relative altitudes of the spring and the swallet 9 km from Seng Sink) and a Manning Roughness Factor of 0.3 (foot-pound-second units) suggest such a conduit must have a cross-sectional area of at least 1.5 m² to carry the highest flow estimated. The apparent velocity of the flow from Seng Sink to Royal Springs was between 1.27 and 1.39 cm/sec, which is rapid compared to other dye trace velocities which have been determined in the Region. These velocities, however, are too low for the discharge determined at the

¹⁾ Department of Geology, University of Kentucky, Lexington, KY. 40506, USA

²⁾ Kentucky Geological Survey, University of Kentucky, Lexington, KY. 40506, USA

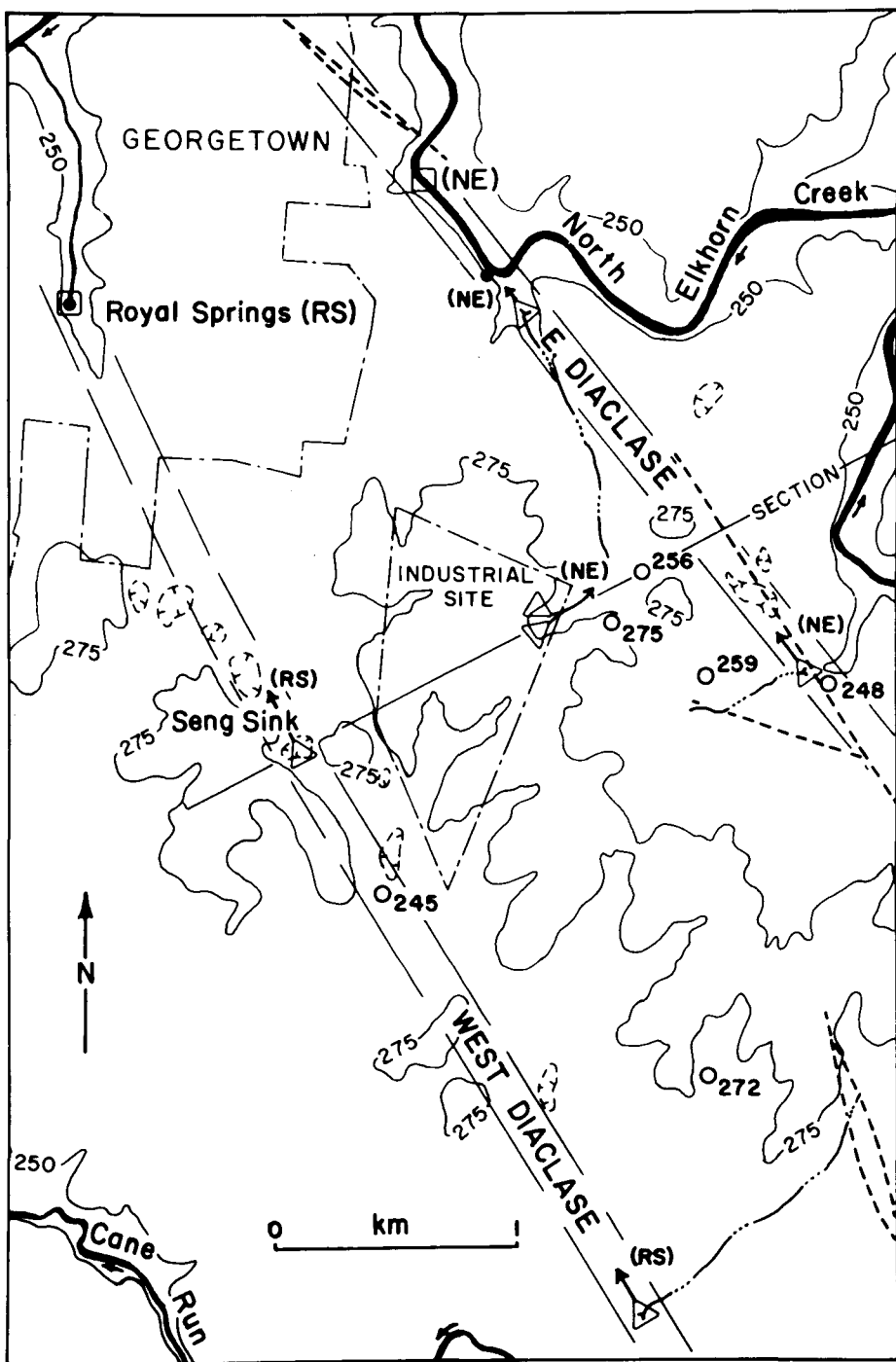


Figure 1.23 Map of area. Solid lines are topographic contours with altitude in meters; hachured broken lines are larger dolines; heavy broken lines are faults; circles are wells with altitude of potentiometric surface in meters; triangles are dye introduction points; and squares are dye detection points.

spring during the trace ($0.17 \text{ m}^3/\text{s}$) if the flow were in an open conduit with the above gradient, suggesting that low flows are at least partially through conduits with a substantially higher flow resistance, follow more tortuous paths, or are extensively ponded. An attempt was made to reach the conduit through a small cave which extends down from the bottom of Seng Sink, but it was not possible to penetrate below about 253 m. At this level there was no evidence of any modification of the passage by high flows which presumably follow the nearly horizontal conduit seven or eight meters below.

A second diacalse is present 2 km to the west-northwest on the opposite side of the industrial site. It is mapped as a high-angle fault with approximately 5 m of displacement east of site (Cressman, 1967), and swallets in the beds of two streams divert low flows and a portion of flood flows underground at the point where the streams cross the diacalse (Figure 1.23). Dye introduced at the eastern swallet was detected in North Elkhorn Creek and the previously discussed dye traces from the site which emerged into surface flow subsequently went underground at the northern swallet and were also detected in North Elkhorn Creek. The conduit following this diacalse discharges at a spring of moderate size along the bank of North Elkhorn Creek and, probably, at points beneath the surface of the creek. The length of the mapped fault and the presence of aligned dolines suggest this diacalse extends at least 3 km to the south-southeast of the eastern swallet, but the lack of discharge measurements and of other dye traces precludes further statements regarding its nature. The potentiometric surface in a well located near the eastern swallet was 248 m, suggesting a lesser depth of solution than along the first diacalse described.

Investigations in the inner Bluegrass Karst Region to date have not furnished any substantial evidence of deep conduit development underlying areas lacking indications of solutional activity nearer the surface. Major flow in this part of the Region is along sub-parallel diacalses, and it seems unlikely that a conduit exists which would cross the eastern diacalse without its flow being diverted by it, and the 3 m difference in potentiometric surface between the well on the eastern diacalse and Royal Springs suggests a limited hydraulic conductivity across the site. The only evidence of any deep solution in the area between the two diacalses was the altitude of the potentiometric surface (256 m) in the northernmost of the three wells immediately west of the site, which was 10 m beneath the land surface (Figure 1.24). It was concluded that this reflects local deep solution beneath the small valley in which the well is located. The potentiometric surface in the two southern wells (275 and 259 m) was within 3 m of the land surface.

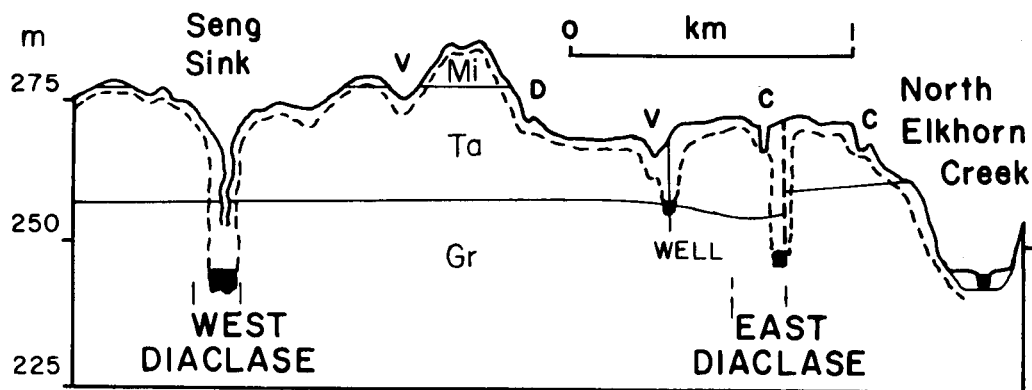


Figure 1.24 Cross-section of area along line shown in Figure 1. V indicates valley; D, doline; C, railroad or highway cut. Lower limit of solution shown by dashed line. Structure and stratigraphy from Cressman (1967). Units are members of the Lexington Limestone: Mi, Millersburg; Ta, Tanglewood Limestone; Gr, Grier Limestone. Note 20:1 vertical exaggeration.

It was therefore concluded that no deep conduits carrying major flow to Royal Spring existed beneath the site, although surface runoff (and the drainage from some of the shallow dolines) west of the topographic divide drains into dolines between Seng Sink and Royal springs and hence to the spring. At least a portion of such flow will be on the surface, allowing its chemical quality to be monitored.

These findings are of importance in attaining an understanding of the Inner Bluegrass Karst Region and possibly other karst regions as well. Although elsewhere in the Region the restriction of the downstream portions of groundwater basins to narrow zones along diaclasses does not appear to be the rule, there is evidence that regions near groundwater basin divides have undergone little deep solution. If this proves to be generally true throughout the Region, each groundwater basin will thus consist of a separate aquifer with the effects of pollution being confined to the basin. Also, correlations should exist between well yield and position within the groundwater basin, and the total groundwater storage of the Region will be much different than if solution conduits were more uniformly distributed.

References

- Cressman, E. R., 1967, – Geologic map of the Georgetown Quadrangle, Scott and Fayette Counties, Kentucky. U.S. Geol. Surv. Map GQ-605.
- Mull, D. S., 1968, – The hydrology of the Lexington and Fayette County, Kentucky Area. Lexington and Fayette County Planning Commission, 24 p.

ESSAI DE SIMULATION DU COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE D'UN KARST PAR MODELE DETERMINISTE

RECHERCHE EFFECTUEE SUR LE SITE EXPERIMENTAL
DE LA SOURCE DU LAMALOU
(Causse de l'Hortus – Hérault – France)

par **H. PALOC et D. THIERY**
(Montpellier)

1. CADRE HYDROGEOLOGIQUE

L'étude a été faite à l'exutoire d'un petit massif calcaire situé à la partie méridionale de la France. Il s'agit de calcaires bioclastiques massifs, fortement diaclasés qui affleurent sur près de 50 km²: ces calcaires sont très karstifiés et le régime de la source étudiée (source du Lamalou) reflète l'irrégularité des pluies: le débit de cette source varie en effet de quelques litres par seconde à quelques mètres cube par seconde selon la période.

L'étude a intéressé le site même de la source et le voisinage de son réseau karstique sur 200 mètres environ à l'amont de la source. La figure 1.25 précise la morphologie, en plan et coupe, de ce réseau et le dispositif d'étude qui a été mis en place. Les travaux se sont étalés sur une période de 2 ans.

2. OBJECTIF DE LA RECHERCHE

Le but de la recherche était de déterminer, sur la base d'observations de terrain, les lois physiques qui régissent d'une part les écoulements dans la zone saturée (et en particulier les interactions entre la matrice fracturée et les conduits karstiques) et d'autre part l'alimentation du massif à travers la zone non-saturée.

3. METHODE UTILISEE

On a volontairement écarté toute méthode globale et on s'est intéressé à un Volume Elémentaire de Référence (V.E.R.) d'une dizaine de mètres. L'étude a consisté en l'observation des réactions de ce V.E.R. à des sollicitations naturelles (précipitations) ou artificielles (pompes, modification du niveau d'émergence).

4. DESCRIPTION DES EXPERIENCES REALISEES

Les expériences réalisées sont de deux types:

a) — Pour l'étude de la zone saturée:

- . Etude fine, au moyen d'un enregistreur automatique, des variations de niveaux piézométriques en réaction aux précipitations. Les niveaux piézométriques étaient mesurés en 9 points situés de 20 à 30 mètres du chenal karstique principal.
- . Mesure de la perméabilité locale au moyen de pompes, d'injections et de chocs hydrauliques (slug test) dans chacun des forages.
- . Etude des réactions des piézomètres à un pompage dans le chenal karstique et à des variations de son niveau d'émergence.

SITE EXPERIMENTAL D'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU RESEAU KARSTIQUE DES SOURCES DU LAMALOU Causse de l'Hortus (Hérault)

B.R.G.M. ~ D.G.R.S.T.

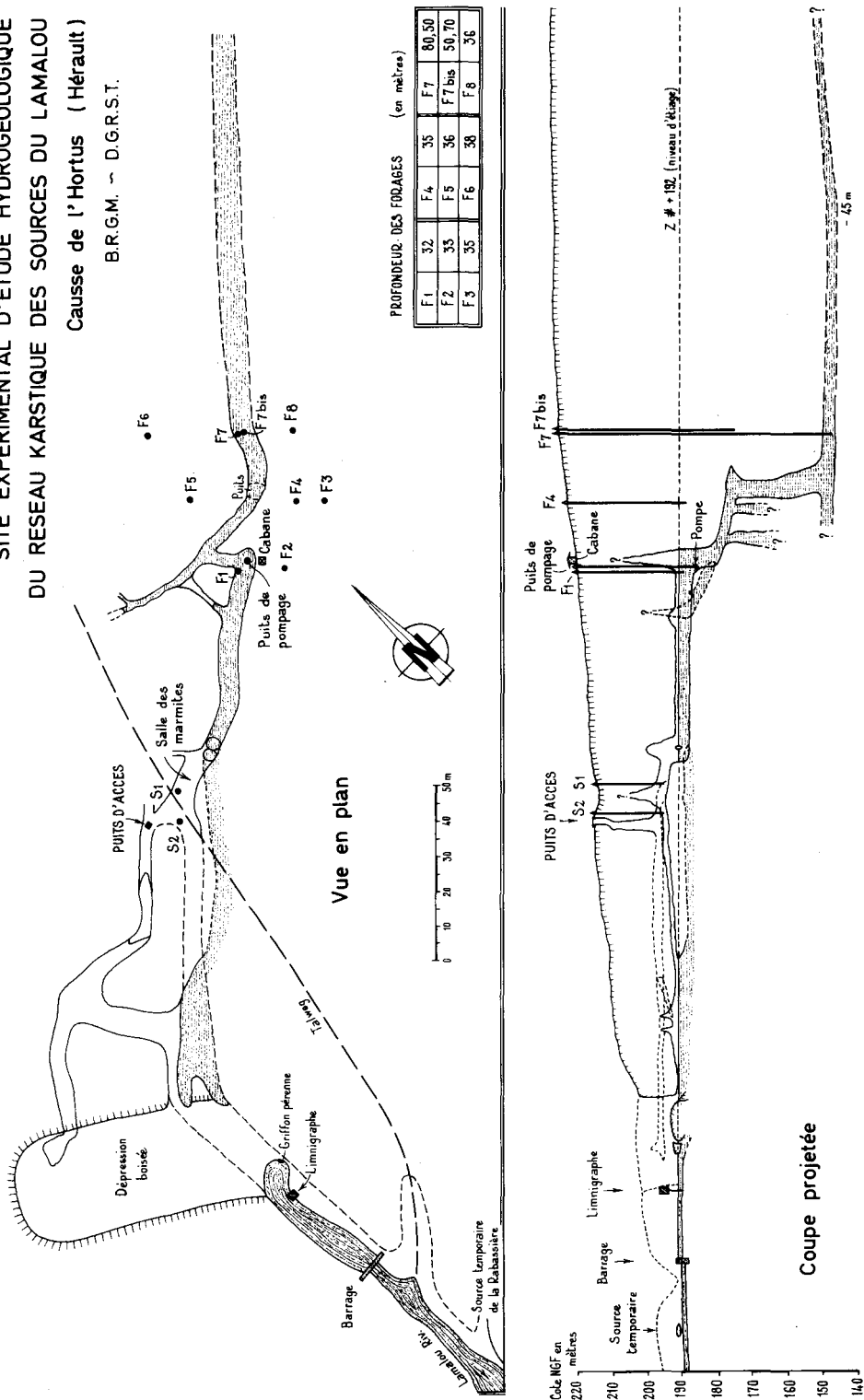


Figure 1.25

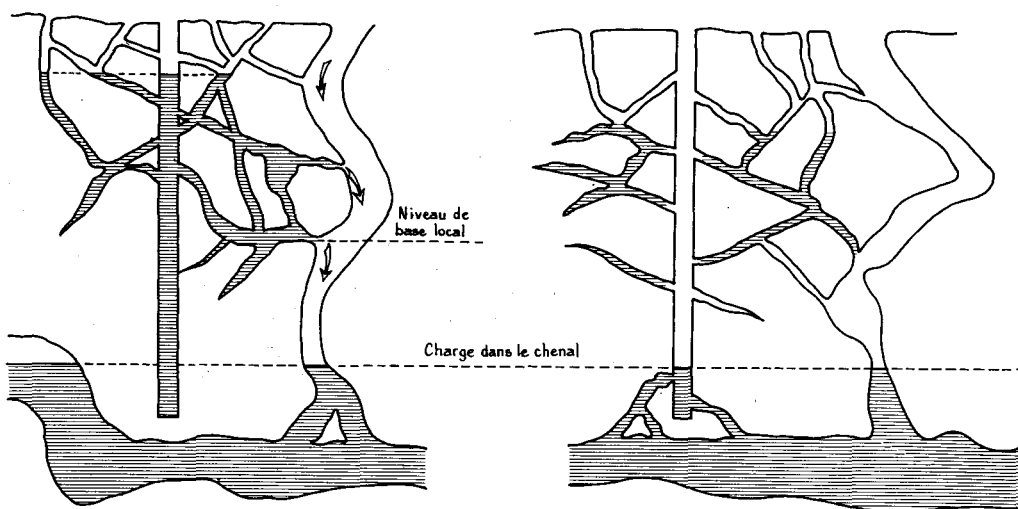


FIGURE 2 – SCHEMA DE FONCTIONNEMENT

Figure 1.26

b) – Pour l'étude de la zone non saturée:

- . Mesure de l'état de saturation et de la succion dans la matrice fissurée au cours d'averses naturelles ou artificielles (arrosages).
- . Mesure du débit infiltré dans une grotte au cours de ces mêmes événements de façon à établir un bilan d'eau.

5. RESULTATS

Toutes les expériences réalisées ont été interprétées et ont permis la mise au point d'un modèle mathématique de simulation des niveaux en chaque piézomètre. Un autre modèle a permis de reproduire les débits mesurés dans la grotte et les bilans d'eau mesurés.

6. BILAN DE LA RECHERCHE

Les expériences réalisées et leur interprétation ont permis de proposer un modèle original décrivant le fonctionnement d'un karst du type de celui de l'Hortus. Le système est composé d'un réseau de chenaux karstiques interconnectés, recouverts par une zone fracturée perchée par rapport à ce réseau. L'eau est emmagasinée dans cette zone fracturée et percole plus ou moins rapidement vers le réseau des chenaux (figure 1.26), elle ne peut donc pas être sollicitée par un pompage ou une modification de niveau d'émergence. La capacité d'un tel système se résumerait donc à celle du réseau de chenaux et de fractures; elle pourrait donc être très limitée et ne pas permettre d'exploitation de durée prolongée.

7. DONNEES QUANTITATIVES OBTENUES

Au cours de l'étude, on a obtenu les valeurs représentatives suivantes:

a) – **Zone saturée:**

- . perméabilité: 5.10^{-8} m/s
- . porosité efficace en réaction aux précipitations: 2%
- . réaction quasi instantanée des piézomètres à la pluie

b) – **Zone non saturée:**

- . évapotranspiration dans la limite de 90 mm
- . temps de percée jusqu'à la grotte (18 mètres) : 1 à 4 heures
- . temps d'égouttement local : 4 à 8 heures
- . temps d'égouttement global : 10 à 12 heures.

Bibliographie

BONNET M., BONIN H., PALOC H., THIERY D., 1979 – Etude par modèles mathématiques des écoulements en milieux karstiques – Application au karst de l'Hortus – Rapport DGRST-BRGM n° 79 SGN 733 HYD.

BONNET M., BONIN H., LALLEMAND-BARRES A., PALOC H., THIERY D., 1980 – Etude des mécanismes de l'alimentation d'un massif karstique à travers la zone non saturée – Application au Massif de l'Hortus. Rapport DGRDT-BRGM n° 80 SGN 095 HYD.

1.18 MODELISATION DES SYSTEMES KARSTIQUES

par J. AVIAS et C. JOSEPH
(Montpellier)

Le modèle BEMER, établi par C. JOSEPH et C. BEZES du C.E.R.G.H. à Montpellier, est un modèle partiellement global donnant le débit en fonction des précipitations en tenant compte de la nature des affleurements du bassin versant. Il est dérivé du modèle MERO et comprend cinq réservoirs à fonctions complexes dont un assure la gestion de l'interface sol-air et un autre la gestion des réserves souterraines (fig. 1.27). L'originalité de ce modèle tient

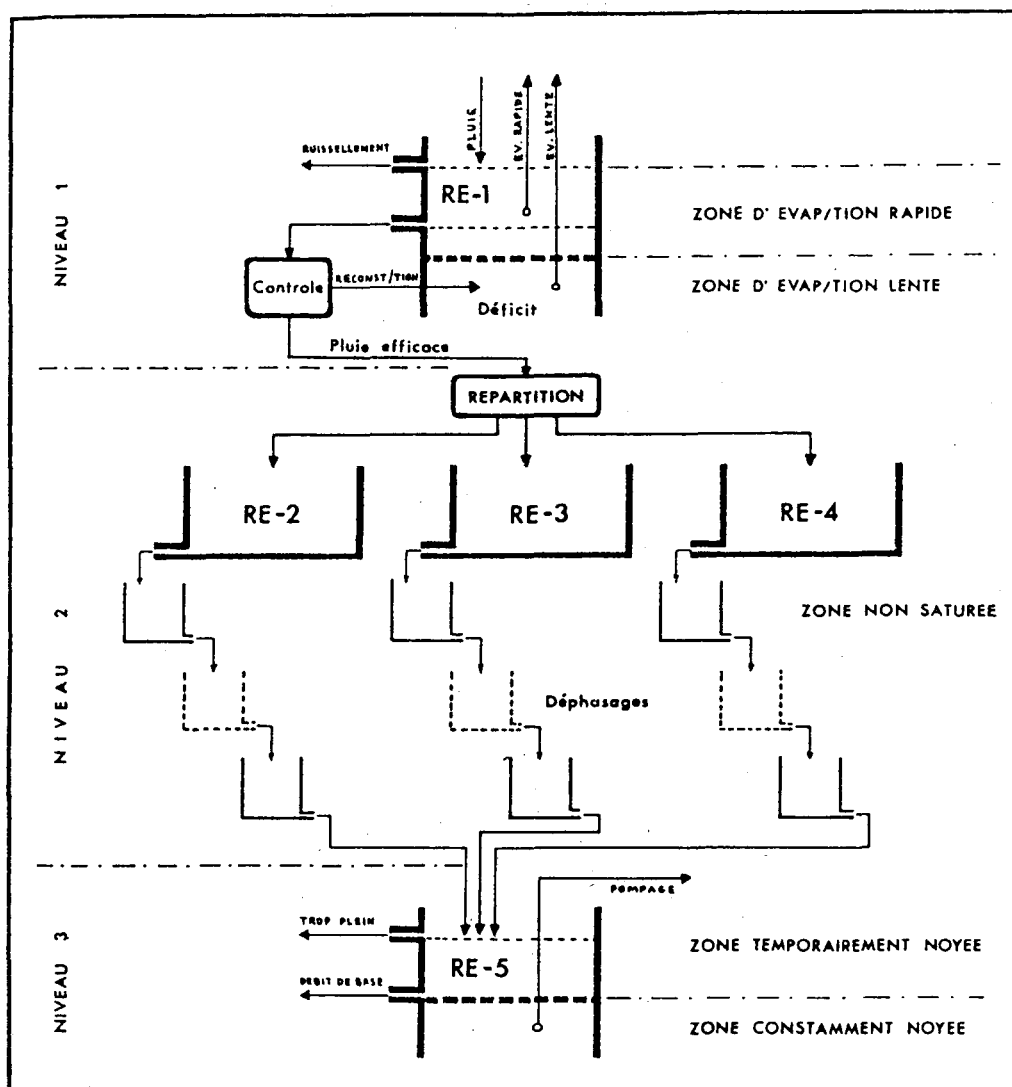


Figure 1.27

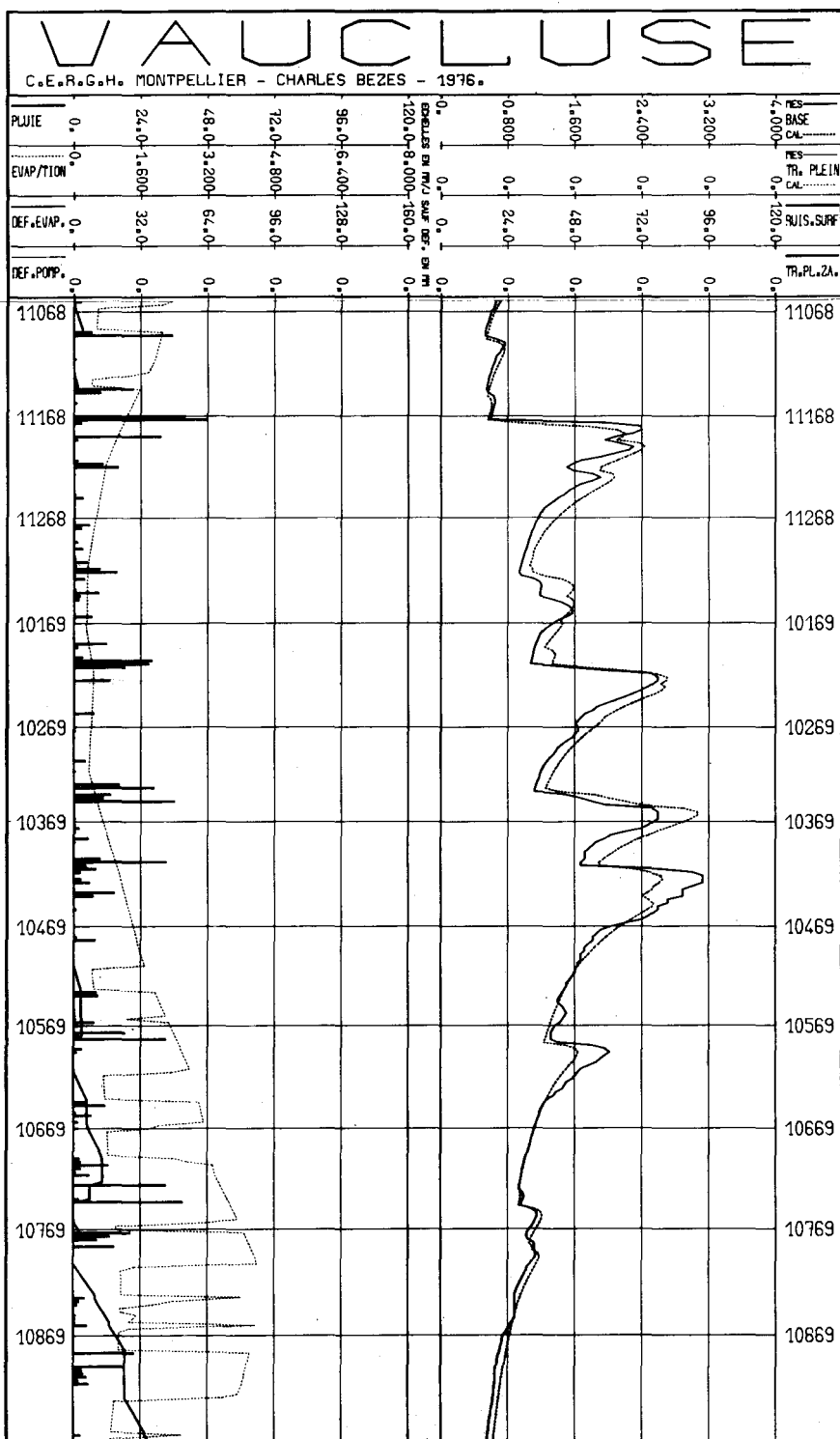


Figure 1.28

à ce que les trois réservoirs assurant le transfert ont une fonction de transfert modulable en fonction de la perméabilité estimée des terrains et à ce que la fonction de production les alimentant peut être modulée proportionnellement à la surface des types d'affleurements sur les bassins versants souterrains. Ce modèle permet donc d'intégrer certaines des caractéristiques essentielles du terrain, ce qui explique d'ailleurs son calage particulièrement rapide. A titre d'exemple, appliqué au système de la Source de Vaucluse et calé sur trois ans d'observations hydrométriques, l'ajustement pour les trois années suivantes des débits observés par rapport aux débits calculés grâce au modèle est excellent (87%, fig. 1.28). Peuvent être introduits, outre les précipitations, une suralimentation artificielle et des pompages dans l'exsurgence. Il constitue donc un outil particulièrement efficace pour les problèmes d'évaluation de prévision et de gestion des systèmes aquifères karstiques.

References

- BEZES, C., JOSEPH, C., 1976, – Méthodologie d'emploi des modèles déterministes à la compréhension des systèmes karstiques . R.A.S.T., Paris 1976, p. 53.
- BEZES, C., 1976, – Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques. Etablissement du modèle BEMER: son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France. Thèse Fac. Sc. Montpellier, 1976, 137 p. dont programme.
- AVIAS, J., BEZES, C., BOCQUILLON, C., DESBORDES, M., JOSEPH, C., MANGIN, A., 1976, – A propos de la modélisation des systèmes aquifères karstiques par le modèle BEMER.

1.19

MODELISATION DE L'EXPLOITATION DES EAUX KARSTIQUES DE LA STRUCTURE CARBONATÉE D'AYDOSSKAJA

par K. K. BISSEMBAEVA¹⁾
(Moscou, URSS)

Le gisement d'eau douce souterraine d'Aydosskojé se situe dans un brachyanticlinal, caractéristique pour le sud-ouest du Kazakhstan central. Le noyau de l'anticlinal est constitué par des dépôts terrigènes rouges du Dévonien; les flancs, par des terrains carbonatés du Famenien-Tournaisien, dont l'épaisseur va jusqu'à 1000 m. Toute la structure est bordée par des dépôts terrigènes viséens-namuriens relativement peu perméables. Les calcaires sont disposés en couches inclinées ou horizontales. Dans une direction NE-SE, la structure est découpée par la rivière Karakenguir dont le débit moyen pluriannuel est de 3,5 m³/s dans la région du gisement. Il est à noter que 95% de l'écoulement annuel se fait pendant 1,5-2 mois, lors de la crue printanière. La transmissivité des calcaires varie entre 200 et 5000 m²/j, le coefficient d'emménagement, entre 0,013 et 0,033. Les meilleures perméabilités caractérisent les calcaires de la zone riveraine, où les débits spécifiques des forages atteignent plus de 100 l/s. La minéralisation des eaux karstiques varie de 0,8 à 1,2 g/l; leur composition est sulfato-calcosodique. Entre les rives, dans le lit de la rivière composé de graviers et cailloutis, les calcaires karstifiés affleurent. Au contact des calcaires et des sables, dans le voisinage du forage No 6 (fig. 1.29), l'écoulement de la rivière, dû à la décharge des eaux souterraines, se maintient toute l'année et atteint à l'étiage 100–300 l/s.

L'analyse du fonctionnement de l'ouvrage de captage montre que l'absorption de l'écoulement du cours d'eau est un facteur décisif dans la formation des réserves exploitables en eau souterraine. Cependant, des apports d'autres origines participent à leur formation.

Les problèmes suivants ont été résolus à l'aide de modèles analogiques:

- a) Le problème inverse: définition de l'alimentation par infiltration et de la décharge des eaux souterraines dans la rivière, avant l'exploitation de l'ouvrage de captage, y compris l'évapotranspiration, ainsi qu'une approche précise des paramètres de filtration des terrains aquifères.
- b) Le problème inverse non-stationnaire: précision des paramètres de filtration, particulièrement du coefficient d'emménagement; définition de la recharge des eaux souterraines par suite de l'absorption de l'écoulement de crue, lors de l'exploitation de l'ouvrage de captage.
- c) Le problème direct non-stationnaire: prévision (à partir des observations de 27 ans) des variations du niveau des eaux souterraines, avec un débit de l'ouvrage de captage de l'ordre de 900 l/s, en présence de l'écoulement de la rivière (les caractéristiques hydrologiques de celui-ci, entre 1933–1959, ont servi d'analogie).

Les conditions aux limites ont été les suivantes: a) dans les conditions permanentes: le long de la rivière $H = \text{constante}$, sur l'ensemble du modèle, $Q = \text{constante}$; b) dans les conditions non-permanentes: le long de la rivière, pendant la crue $H = \text{constante}$, en l'absence d'écoulement dans la rivière, $Q = \text{constante}$.

¹⁾ Institut de Recherches Scientifiques d'Hydrogéologie et de Géologie de l'Ingénieur

Le schéma de découpage du modèle et la disposition des forages d'exploitation et d'observation sont présentés sur la figure 1.29.

A partir des résultats des conditions stationnaires, le module d'alimentation des eaux souterraines par les précipitations atmosphériques a été défini pour le calcaire: 1 l/s/km²; pour les terrains en bordure et ceux du noyau de la structure: 0,25 l/s/km²; la décharge dans la rivière a été estimée à 300 l/s. Les valeurs de transmissivité des terrains ont été aussi vérifiées (fig. 1.29).

Dans le cas du problème inverse non-stationnaire, le régime de fonctionnement de l'ouvrage de captage a été reconstitué sur le modèle, d'octobre 1967 à décembre 1971. Cet ouvrage comprend 11 forages dont les débits sont de 60 à 200 l/s. Le débit total est en moyenne de 800–900 l/s. Pendant les premiers mois du fonctionnement de l'ouvrage, la rivière a été asséchée à cause du rabattement des réserves. Durant la première crue, l'ouvrage de captage étant en exploitation, le niveau est monté de 6,5–7 m; durant la deuxième, de 9 m. Après la troisième crue, l'exploitation de l'ouvrage a été arrêtée et le niveau d'eau s'est complètement reconstitué. Pendant le passage de la crue, lors du fonctionnement de l'ouvrage de captage, l'infiltration à partir de la rivière s'effectuait en milieu non saturé. La durée de la crue a été prise égale à 60 jours. Avant et après la crue, l'inversion de la décharge des eaux souterraines a été imposée selon la ligne de la rivière en conditions non perturbées: +300 l/s. Le débit unitaire de la rivière a été estimé à 9,3 millions de m³ durant la crue, soit 1,8 m³/s.

Pour le problème de la prévision, la méthode de superposition a été appliquée pour la prise en compte des différents volumes écoulés pendant 27 ans d'exploitation des ouvrages captants:

$$S_{\Sigma} = \sum_{i=1}^{i=n} S_i \text{ pour } t = t_j, j = 1, 2, \dots, n$$

où S : rabattement global à tout instant t_j , en tout point du modèle;

S_1 : rabattement du niveau provoqué par le fonctionnement de l'ouvrage;

S_2 : remontée du niveau à la suite de l'alimentation par infiltration;

S_3 : remontée du niveau à la suite de l'absorption de l'écoulement de la rivière (Q_r).

On ne donnera ici que la méthode d'évaluation de S_3 car l'évaluation de S_1 et S_2 n'offre aucune difficulté.

Lors du passage de la crue, l'alimentation à partir de la rivière a été prise égale à 1,8 m³/s pendant 60 jours, dans le cas où le volume d'écoulement était supérieur à 9,3 millions de m³. Dans le cas contraire, elle a été prise égale au volume total de la crue. Puisque le rabattement du niveau sur le modèle varie proportionnellement au débit, il suffit de construire les courbes $S = f(x, y, Q_r, t)$ pour un volume donné de la crue afin d'avoir la possibilité de construire des courbes analogues pour n'importe quel volume de la crue, en utilisant le coefficient de proportionnalité.

Les démarches ci-dessus sont illustrées sur la figure 1.30 par le diagramme des variations de S_{Σ} au point situé au centre géométrique du modèle, durant la période analogue considérée (1933–1959) pour laquelle le volume écoulé est connu d'après les données de la station de jaugeage située à la limite Sud du modèle. Cette figure montre que lors du fonctionnement de l'ouvrage de captage avec un débit de 900 l/s, en régime d'écoulement analogue à celui des années 1933–1959, le rabattement au centre de la dépression est de 60 m. Pour un débit égal à 1100 l/s, celui-ci est de 82 m. Les réserves exploitables (900 l/s) se com-

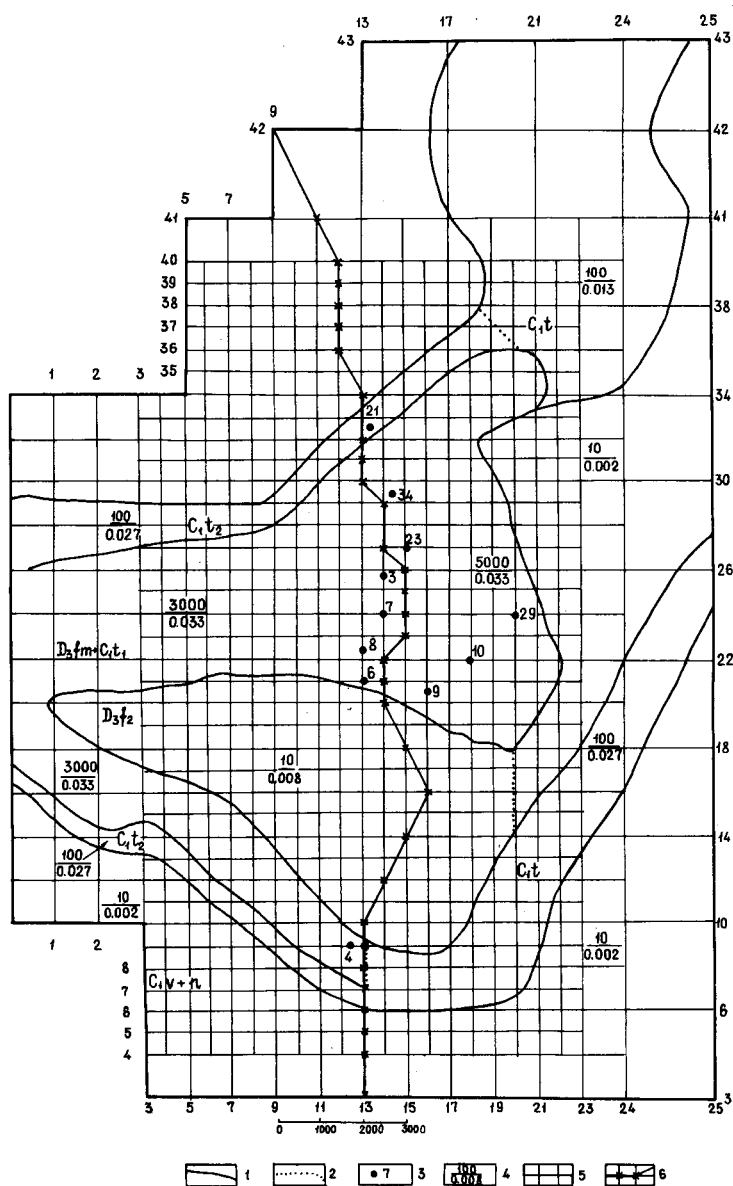


Figure 1.29

Carte hydrogéologique schématique de la structure d'Aydosskaja avec le schéma de découpage du modèle.

1. Limites géologiques.
2. Limite des secteurs à paramètres hydrogéologiques différents.
3. Forages d'exploitation.
4. Chiffre au numérateur: transmissivité en m^2/j ; au dénominateur: coefficient d'emménagement.
5. Réseau du modèle.
6. Rivière Karakenguir schématisée pour le modèle.

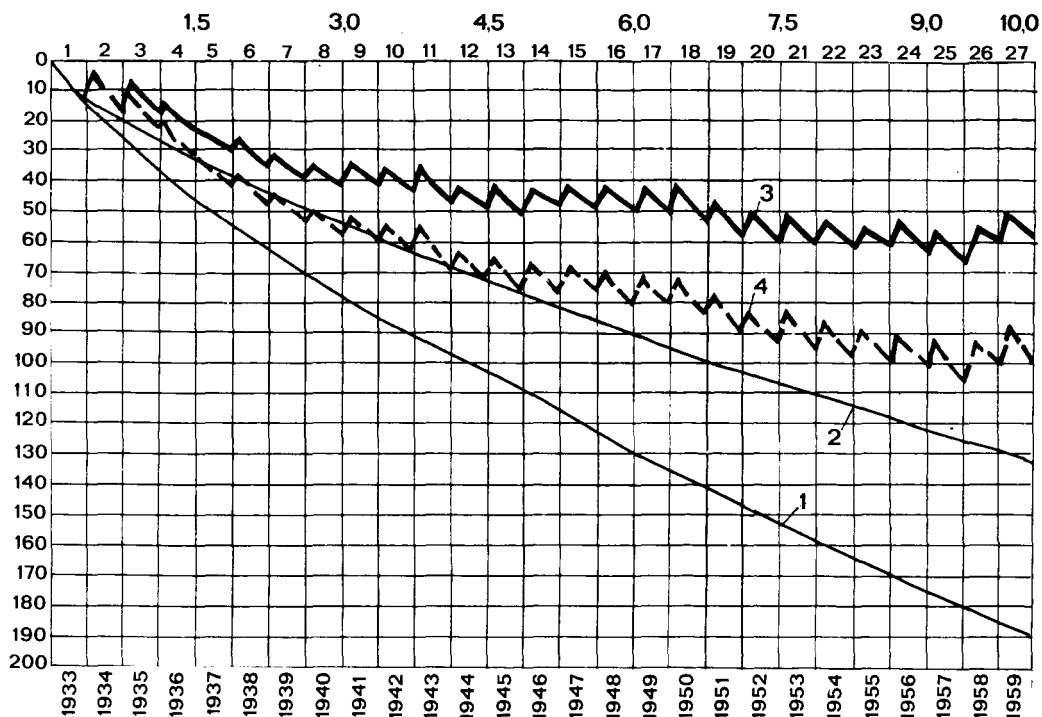


Figure 1.30

Prévision du rabattement des niveaux en un point situé au centre de la dépression, sur la période considérée.

1. Pour le prélèvement de 900 l/s seulement, à partir des réserves d'emménagement.
2. Pour le prélèvement de 900 l/s, compte tenu d'une alimentation par infiltration sur l'ensemble du gisement égale à 300 l/s.
3. Position du niveau dans le forage, compte tenu de tous les facteurs de prélèvement et de réalimentation des eaux.
4. Position du niveau, compte tenu des mêmes facteurs, pour le prélèvement de 1100 l/s.

posent de: 370 l/s provenant de l'absorption de l'écoulement superficiel; 300 l/s de la capture de la décharge naturelle dans la rivière et de la diminution de l'évapotranspiration et 230 l/s, du rabattement de l'emménagement.

Bibliographie

BISSEMBAEVA, K. K. & KHORDIKAINEN, M. A., 1976: Rôle des crues de différentes garanties dans la formation des réserves exploitables des eaux des fractures karstiques dans le cas de leur interférence avec les eaux superficielles (exemple du gisement Aydossojé au Kazakhstan central). – Dans le recueil „Questions d'évaluation des réserves exploitables en eau souterraine“, t. 106, Vsegingeo, Moscou.

KRACHIN, I. I. & BISSEMBAEVA, K. K., 1977: Simulation des conditions de communication des eaux souterraines et superficielles dans les structures fermées (exemple du gisement Aydossojé au Kazakhstan central). Dans le recueil „Les eaux superficielles et souterraines et le bilan d'eau“, Vsegingeo, Moscou.

1.20

PECULIARITIES OF ANALOG MODELLING WHILE STUDYING HYDROGEOLOGICAL PARAMETERS IN FISSURED AND KARSTIFIED ROCK MASSES

by **G. N. Kashkovsky, L. P. Lebedyanskaya**
(USSR.)

Research has been conducted at the Mirgalismsay deposit, which has been under development for several decades. It is located on the south-western slope of the Central Karatau Mountains, in the Republic of Kazakhstan, USSR and is composed of thick layered limestone, karstified and broken by saturated disjunctive breaches, and argillaceous dolomites of Famennian and Turonian Stages. The carbonate sediments attain a general thickness of 1,000 meters. Water infiltration into the mine averages about 10,000 to 12,000 m³/hour and ground water recharge occurs mainly on the mountains.

Hydrogeological field studies and a R-C (resistance – capacitance) electrical network analog model were employed to solve inverse problems. Before initiation of the analog modelling for this particular region, the following topics were examined:

1. the possibility of a break in continuity of the groundwater flow;
2. the influence of the groundwater recharge instability in space and time on the results of the modelling;
3. the influence of the violation of the linear law of infiltration.

Investigation of the first topic showed the upper zone of the fissured and karstified strata to be characterized by a sub-zone interconnected karst, which may be dozens to hundreds of meters thick. When the cone of depression is situated within this sub-zone, dewatering involving a significant drawdown results in a regional effect.

Analysis of the second topic indicated that the groundwater recharge is a significant component for regional hydrogeological modelling. Errors in calculations using low-water level values of a year instead of the average annual water level values were found to be comparatively small (several tenths of a percent). Thus, recharge instabilities have little effect on modelling.

The violation of the linear law of filtration should have influence of the modelling results for the given conditions, according to the theoretical analysis indicating its effects are limited to the immediate vicinity of the discharge wells.

Piezometric maps, plotted for periods of low-water levels served as a basis for establishing the inverse problems involved in modelling and in particular, for more precisely determining the transmissivity of the water-bearing strata. The piezometric maps were plotted using geophysical field research, areal tectonics, filtration tests and well logging data, as well as groundwater recharge, discharge, regime observations, and studies of hydraulic connections with surface water systems and reservoirs.

The task of solving for the transmissivity of the strata was divided into two stages: the first being the determination of that in the central, 100 km² well studied area, under quasi-stationary flow conditions. At its boundaries, the hydraulic gradient was set ($H=\text{constant}$) and mine water inflows were assumed constant ($Q=\text{constant}$). Hydraulic conductivity was determined by reproducing the groundwater levels on the model, and accounting for regional geological structure, tectonics and the heterogeneous filtration of the karstic rock masses.

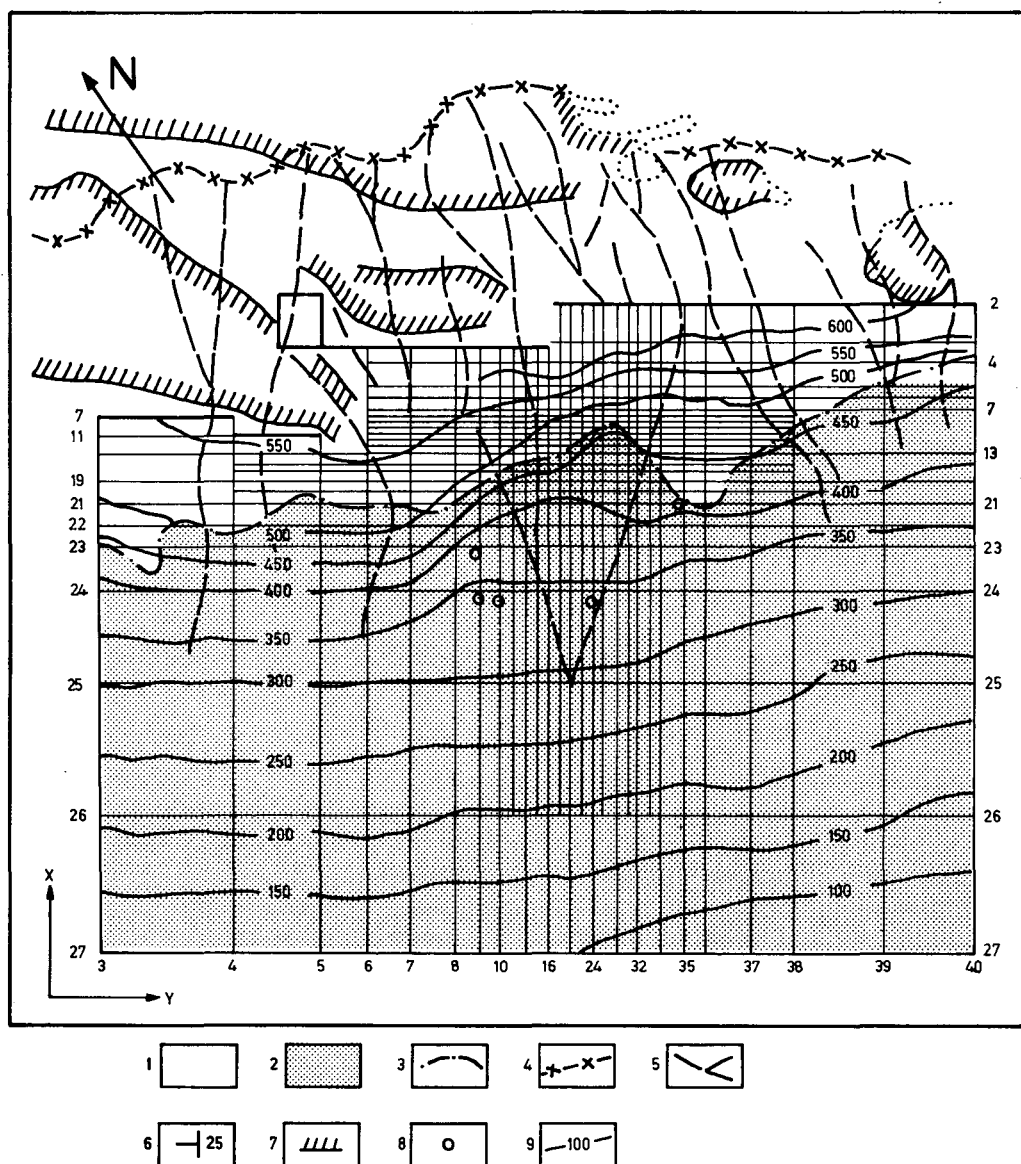


Figure 1.31 Combined scheme of natural conditions of the region and the model network

1. Paleozoic water-bearing carbonaceous deposits
2. Mesozoic-Cenozoic deposits
3. Northern boundary of Cretaceous deposits
4. Karatau Range watershed divide
5. River Valleys
6. Model network
7. Contours of Paleozoic sandy and clayey deposits
8. Location of springs on the model
9. Isolines of average annual levels (heads) obtained from results of modelling natural hydrogeological conditions of the region.

For the second stage, a regional model was used to reproduce the natural conditions of the 4,000 km² area (fig. 1.31) and to further forecast mine inflows. Average annual water levels and discharge values were used; and for the region north of the mountains, the groundwater recharge was preset as the second type of boundary conditions, groundwater discharge minus the infiltration from rivers. Grid intervals of 0.5×0.5 km were used for the central region and intervals up to 12 km beyond this area.

During the first approximation stage, the transmissivity outside the central area was determined according to the Libman Scheme under unsteady flow conditions. During the period of epignosis, the model reproduces the mine inflows and variations in the formation period and the shape of the cone of depression. Modelled water level decline and calculated rates of water level change in the observation wells were compared to natural ones. The water yield was adjusted according to the modelled and observed water level decline. This regional model was used for 10 to 15 year forecasts on water inflows into mines.

Along with forecasting inflows, the model was useful in studying the formation of deep groundwater depressions under the influence of mine drainage. The Libman Scheme was again used to forecast inflows for various time periods and projected mining development was integrated into the model. For the initial modelling, the transmissivity previously established was used. As conditions varied with the drop in groundwater level, so did the transmissivity of the rocks. The transmissivity fell proportionally with the decrease in permeability of the rock with depth. Thus, in modelling, it is necessary to take into account the growth of pressure above mines with increasing depth. This was studied by solving a number of abstract radial problems in cross-section.

From the modelling, maps were constructed showing annual groundwater levels of previous years for each time period; average inflows into mines were found to average 13,000 m³/hour at a depth of 500 meters.

To forecast maximal inflows, the analog modelling was integrated with statistical probability methods, and with the results treated as a trend, and inflow fluctuations characterized by the total volume of water per year. Evaluation of the results indicated a maximum, or 5% frequency, annual discharge of 15,000 m³/hour with a standard deviation of 2,000 m³/hour.

1.21

REGULARISATION DE L'AREUSE (JURA SUISSE) SIMULÉE PAR MODELE MATHEMATIQUE.

par L. KIRALY
(Neuchâtel)

1. Situation générale et but du modèle

Le bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois, Suisse) est formé des deux synclinaux karstiques : de la Brévine et des Verrières. Le premier bassin se déverse dans le second par l'intermédiaire d'un seuil anticlinal, désigné „seuil du Bois de l'Halle“.

L'exutoire, la source vaclusienne de l'Areuse, se situe dans le flanc S du synclinal des Verrières, à l'altitude de 780 m. Les deux nappes karstiques principales se trouvent dans les calcaires du Malm supérieur (Portlandien – Kimméridgien – Séquanien), épais de 350 à 400 mètres. Le mur de l'aquifère est formé par les marno-calcaires de l'Argovien (épaisseur: 150 à 180 m) considérés comme peu perméables. L'altitude du seuil anticlinal qui sépare les deux bassins est de 980 m environ, maintenant le niveau de la nappe à une altitude supérieure à 1000 m dans le synclinal de La Brévine.

Le bassin versant de la source s'étend sur 128 km² et reçoit une lame d'eau moyenne annuelle de 1530 mm. Le débit moyen de la source de l'Areuse vaut 4,63 m³/s, avec des crues annuelles dépassant 30 m³/s et des débits d'étiage inférieurs à 1 m³/s (A. BURGER, 1959 et J.-P. TRIPET, 1972).

Le problème étudié est le suivant: une galerie doit traverser le seuil du Bois de l'Halle à la cote de 940 m environ, afin de soutirer de l'eau souterraine dans le synclinal de la Brévine. Le soutirage par galerie se fera en période d'étiage de la source de l'Areuse, de façon à ce que le débit total, source + galerie, soit égal à un débit constant que nous appellerons „débit régularisé“ (Q_R). Le modèle mathématique est destiné à simuler les effets de la galerie, pour différents débits régularisés Q_R et pour différents régimes de précipitations, sur la source de l'Areuse, d'une part, et sur les réserves du synclinal de la Brévine, d'autre part.

2. Remarques sur le modèle

Pour simuler le comportement du système régularisé en écoulement transitoire, nous avons utilisé un modèle bidimensionnel à éléments finis, décrit en détail par KIRALY et MOREL (1976 a). La structure typiquement discontinue des aquifères karstiques („double porosité“ et „double perméabilité“) est respectée grâce à l'utilisation d'éléments unidimensionnels introduits en sandwich entre les éléments bidimensionnels: ces derniers représentent les volumes peu perméables (roche fissurée mais peu karstifiée), tandis que les éléments unidimensionnels simulent le réseau karstique très perméable (figure 1.32).

La figure 1.33 représente, très schématiquement, le principe de la régularisation, ainsi que la nature des conditions imposées à l'exutoire de la galerie en fonction de l'état de la nappe. Les conditions imposées au seuil du Bois de l'Halle varient aussi: le seuil est „fermé“ si la nappe de la Brévine est fortement rabattue par la galerie; il est „ouvert“ si le niveau de l'eau souterraine s'élève de nouveau (alimentation, diminution de prélèvements par la galerie). Tous ces changements (fermeture ou ouverture du seuil, variation du débit soutiré par la galerie) se font automatiquement dans le programme de calcul dont l'organisation logique est montrée par l'organigramme ci-dessous.

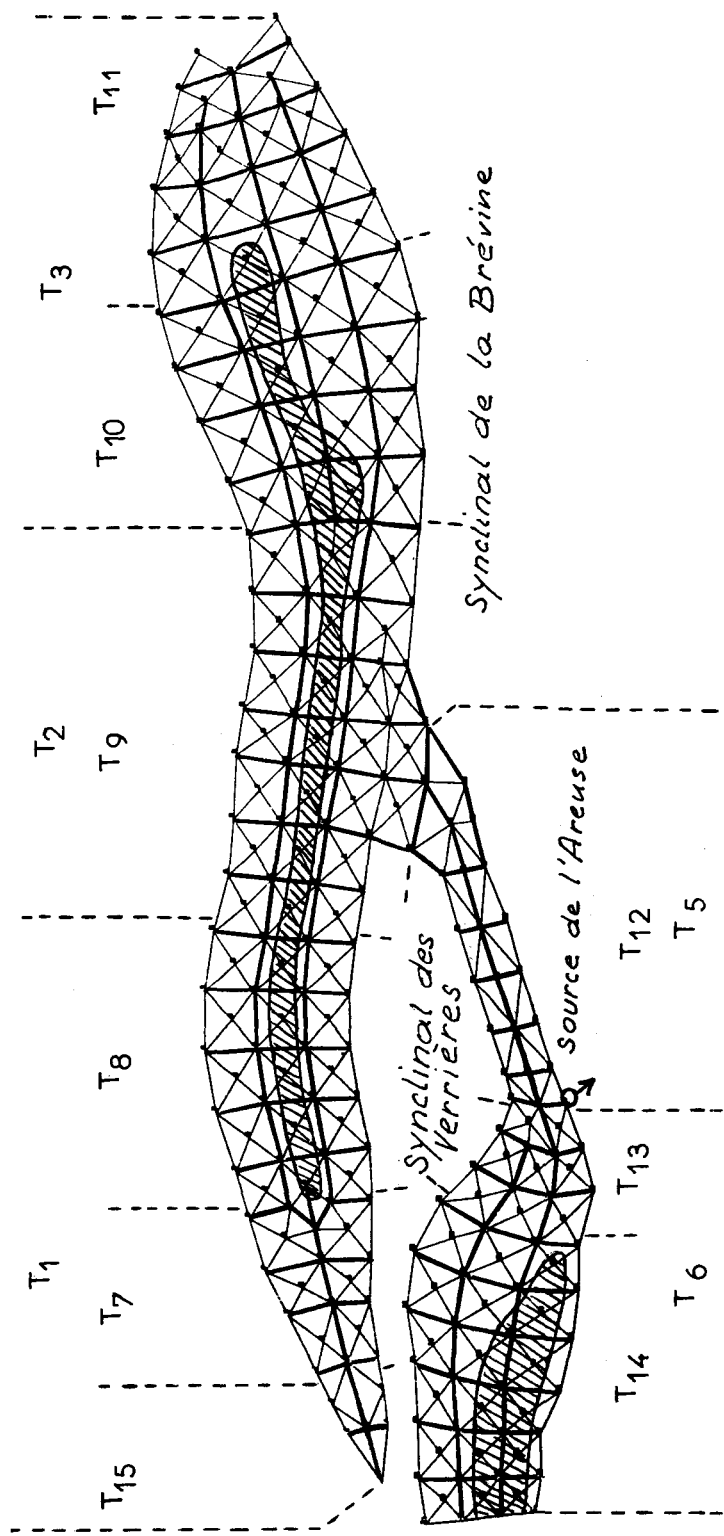


Figure 1.32

Légende:

En hachuré: zone captive. En trait fort: chenaux karstiques
 Carte des transmissivités (m^2/s):

Eléments triangulaires

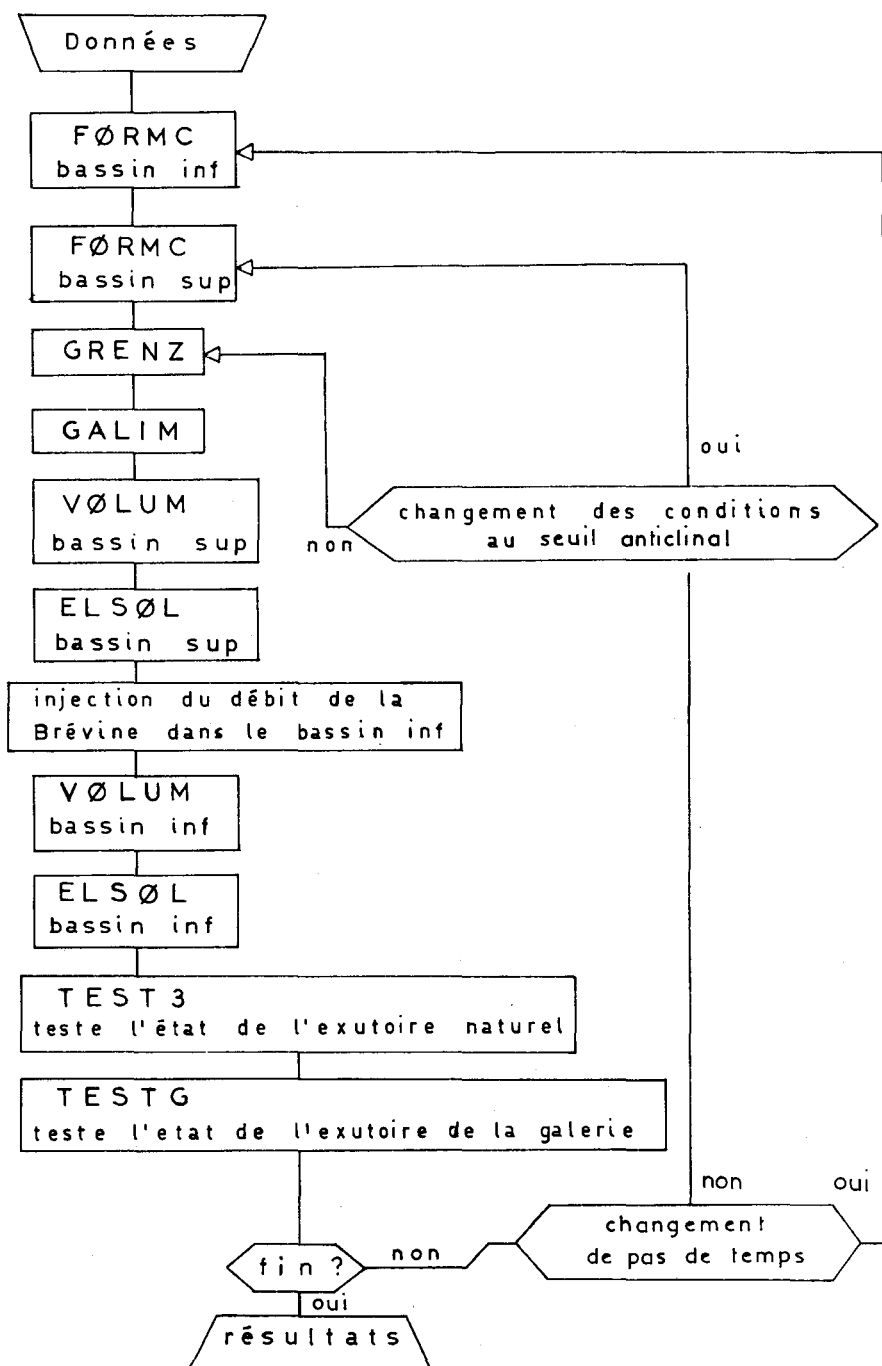
$T_1 = T_2 = T_3 = T_4 = T_6 = 1.10^{-4}$
 $T_5 = 2.10^{-1}$

Eléments karstiques

$T_7 = T_{11} = T_{15} = 1.10^2$
 $T_8 = 1.5.10^2$
 $T_9 = 2.10^2$
 $T_{12} = T_{13} = T_{14} = 5.10^2$

Remarque: perméabilité des éléments
 triangulaires

$T = 1.10^{-4} \rightarrow K = T/200 \text{ m} = 5.10^{-7}$



ORGANISATION LOGIQUE DU CALCUL

(Programme DØUX 2)

Organigramme

FORMC:	calcule et assemble les coefficients des équations à résoudre.
GRENZ:	calcule et impose les conditions nodales variables dans le temps (alimentations, hauteurs).
GALIM:	calcule et impose les conditions à l'exutoire de la galerie.
ELSOL:	résout les équations par la méthode d'élimination de GAUSS.
TEST3:	teste l'état du seuil du Bois de l'Halle et détermine les changements à effectuer.
TESTG:	teste l'état de la galerie et détermine les changements à effectuer.
VOLUM:	calcule et impose les infiltrations distribuées sur les éléments.

3. Hypothèses sur l'hétérogénéité des propriétés physiques et des alimentations de l'aquifère

Les essais de perméabilité effectués dans cinq forages profonds indiquent une perméabilité moyenne de $K = 4 \cdot 10^{-7}$ m/s pour les essais de pompage et de $K = 2 \cdot 10^{-6}$ m/s pour les essais d'injection. TRIPET (1972) construit un modèle électrique sans réseau karstique et s'aperçoit que, pour simuler convenablement le niveau de la nappe mesuré dans les forages, il faut admettre une perméabilité moyenne de l'ordre de 10^{-3} m/s! L'apparente contradiction entre les faibles valeurs de perméabilité mesurées dans les forages et la grande perméabilité „moyenne“ que l'on doit admettre à l'échelle du bassin est due à l'**effet d'échelle** dans le karst (KIRALY, 1973 et 1975), c'est-à-dire à l'existence d'un réseau karstique connexe et de faible densité drainant des blocs peu perméables, mais de volumes très importants. Cette contradiction disparaît d'ailleurs avec l'introduction d'un réseau „fictif“ dans notre modèle: sur la figure 1.32, la grandeur de maille du réseau est de l'ordre kilométrique et la présence de ce réseau permet d'utiliser des perméabilités de $5 \cdot 10^{-7}$ m/s pour les blocs peu karstifiés, en accord avec les valeurs obtenues dans les forages. Quant aux coefficients d'emmagasinement, nous admettons une valeur de 0,35 à 0,40 % dans les blocs peu perméables.

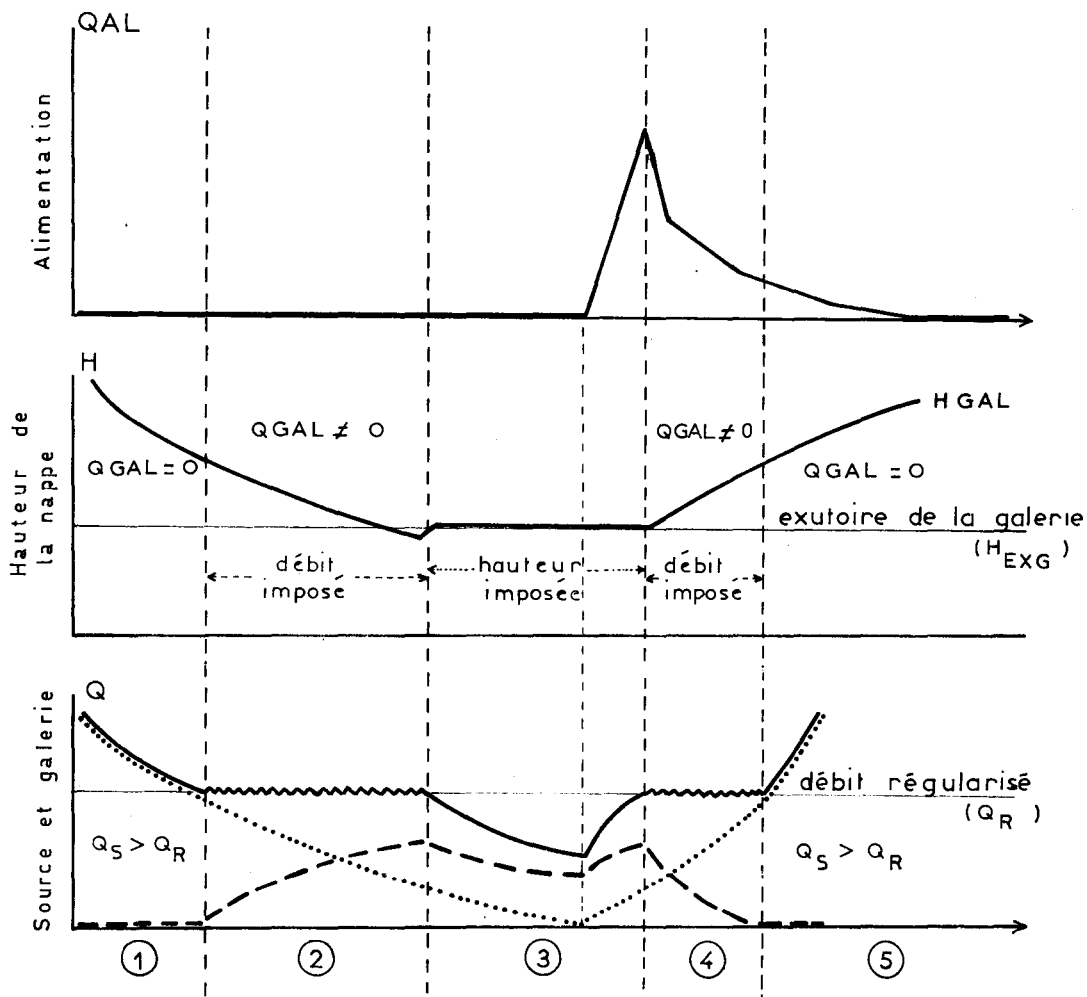
Notre hypothèse sur l'hétérogénéité spatiale des alimentations consiste à admettre qu'une partie importante des eaux infiltrées se concentre déjà dans la zone non-saturée (drainage rapide à faible profondeur, perte des cours d'eau superficiels dans les entonnoirs) et qu'elle arrive directement dans le réseau karstique. En imposant, par exemple, plus de 50 % des infiltrations comme „alimentations concentrées“, notre modèle simule convenablement les pointes de crue et les tarissements de la source.

4. Deux exemples de régularisation

La figure 1.34 montre deux exemples de régularisation simples. L'alimentation est donnée en m^3/s sur la surface totale ($\sim 128 \text{ km}^2$) des deux bassins.

Dans le premier exemple, nous partons d'un débit de crue de $6,4 \text{ m}^3/s$ et nous régularisons le débit à $Q_R = 0,93 \text{ m}^3/s$. Le processus de régularisation s'enclenche 15 jours après la pointe de crue et le débit de la source chute très fortement. Au bout de 10 jours de régularisation environ, la source reprend un débit de tarissement plus soutenu, alors que le débit de la galerie se stabilise à $0,8 \text{ m}^3/s$. Cela correspond à la fermeture du bassin de la Brévine et le débit de la source ne représente plus que la vidange du bassin des Verrières.

Dans le second exemple, on impose un débit régularisé de $2 \text{ m}^3/s$. Partant d'un débit de crue de $6,2 \text{ m}^3/s$, la régularisation s'enclenche au bout de 4 jours. Les débits de la source et de la galerie évoluent comme précédemment, mais avec des variations plus marquées: le bassin de la Brévine se ferme au bout de 8 jours.



ETATS DE LA NAPPE ET REGULARISATION

- ETAT ① : régularisation non nécessaire ($Q_S \geq Q_R$)
- ETAT ② : régularisation possible ($Q_S < Q_R$ et $H_{GAL} > H_{EXG}$)
- ETAT ③ : régularisation impossible $\left\{ \begin{array}{l} (Q_{GAL} + Q_S) < Q_R \\ \text{et } H_{GAL} = H_{EXG} \end{array} \right.$
- ETAT ④ : régularisation possible (idem 2)
- ETAT ⑤ : régularisation non nécessaire ($Q_S \geq Q_R$)

Légende :

- ~~~~~ DEBIT TOTAL DISPONIBLE
- debit de la source
- debit de la galerie

Figure 1.33

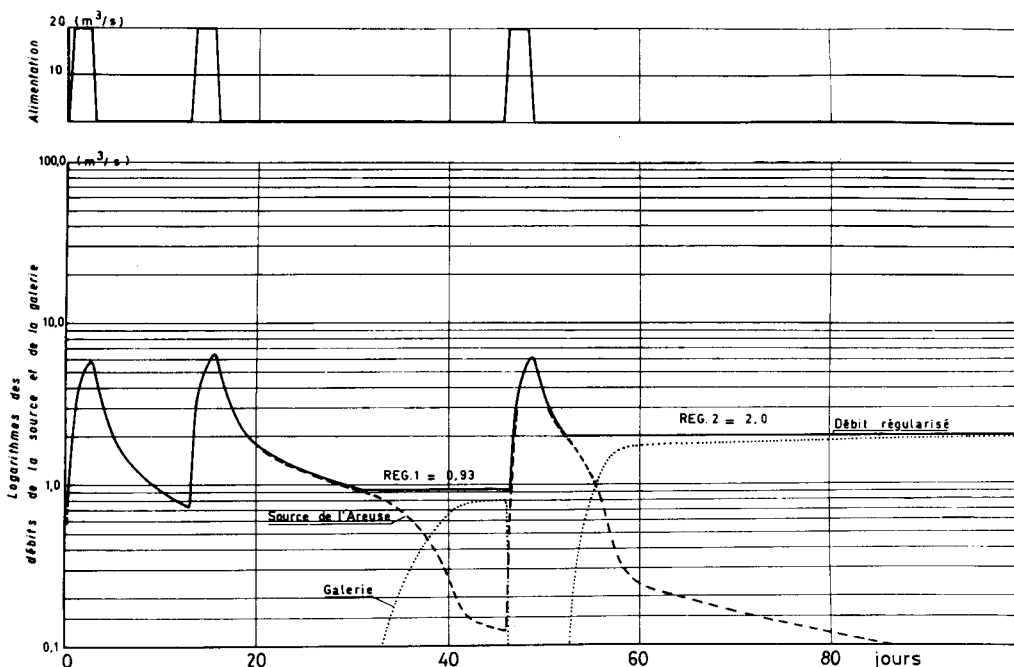


Figure 1.34 Exemples de régularisation

5. Conclusions

L'introduction d'un réseau très perméable, même fictif, dans le modèle d'écoulement des aquifères karstiques, est indispensable si l'on veut éviter certaines contradictions apparentes dues à l'effet d'échelle sur la perméabilité ou si l'on veut simuler d'une façon acceptable l'allure de l'hydrogramme des sources karstiques. En effet, seul un modèle avec réseau karstique permet de simuler à la fois la courbe de décrue non-exponentielle (correspondant à la vidange rapide du réseau très perméable) et la courbe de tarissement exponentielle (due à la vidange lente des blocs peu perméables) des sources karstiques (voir aussi KIRALY et MOREL, 1976 b).

Bibliographie

- BURGER, A. (1959) – Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. Bull.Soc.neuchâteloise de Géographie. Nouvelle série, No. 11/Tome LII, fasc. 1, pp. 5-304.
- KIRALY, L. (1973) – Notice explicative de la carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel. Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat., suppl.au volume 96, 16 p. + carte.
- (1975) – Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In: Hydrogeology of karstic terrains; éditeurs A. BURGER et L. DUBERTRET, A.I.H., Paris, pp.53-67.
- KIRALY, L. & G. MOREL (1976a) – Etude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique. Bull.Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel, 1: 19-36.
- (1976b) – Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques, simulé par modèles mathématiques. Bull.Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel, 1: 37-60.
- TRIPET, J.-P. (1972) – Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois). Mat.Géol.Suisse, Hydrologie, 21, 183 p.

CHAPITRE 2

CAPTAGE ET UTILISATION DE L'EAU DES AQUIFÈRES KARSTIQUES

Introduction

par H. Paloc et B. Mijatovic

Dans la perspective d'une mise en valeur de plus en plus intense des régions de la planète où l'homme souhaite améliorer ses conditions de vie, on doit, parmi bien d'autres choses, se préoccuper de tirer le meilleur parti possible d'un certain nombre de caractères spécifiques des roches calcaires – notamment du point de vue de leur comportement aquifère – pour assurer des besoins variés grâce à des aménagements ponctuels de divers types, adaptés aux conditions du site à aménager, et acceptables du point de vue économique.

En ce qui concerne l'exploitation des eaux souterraines, les aménagements diffèrent plus ou moins selon qu'ils consistent à opérer directement des prélèvements par dérivation d'écoulement (écoulement de source ou écoulement souterrain) ou en des actions permanentes ou temporaires de rabattement ou de relèvement de plan d'eau, en surface ou en profondeur pour améliorer, à plus ou moins long terme, les possibilités d'utilisation d'un réservoir.

Il s'agit alors:

- soit de permettre l'usage de l'eau à une cote différente de celle de l'écoulement naturel, sans que l'on ait en vue d'améliorer son débit,
- soit d'augmenter le débit naturel de l'écoulement en abaissant le niveau de l'eau dans le captage pour solliciter des réserves qui ne l'auraient pas été normalement, en retirant ainsi un bénéfice immédiat de cet apport supplémentaire,
- soit de réduire le débit de cet écoulement en relevant son niveau dans l'ouvrage de captage pour emmagasiner, dans une partie normalement aérée du réservoir, un volume d'eau le plus important possible, la récupération de cette eau étant alors plus ou moins différée et fonction de la période où les besoins doivent être satisfaits.

Quels que soient les types d'aménagements que l'on puisse concevoir, leur réalisation implique que l'on se soit assuré simultanément au préalable:

- **de la capacité du réservoir aquifère** à permettre le prélèvement ou le stockage envisagé compte tenu de sa structure (fig. 1.1), de ses paramètres hydrauliques, du régime des écoulements qui l'affectent et des caractéristiques physico-chimiques de son eau.
- **de la capacité du site à aménager** à assurer pleinement son rôle de liaison avec le réservoir aquifère pour que les échanges entre celui-ci et l'extérieur puissent être assurés aux débits, durée et qualité souhaités par l'exploitant.

C'est donc par deux approches, l'une globale, l'autre ponctuelle, effectuées conjointement, que l'hydrogéologue devra chercher à déterminer la faisabilité et l'intérêt d'un aménagement hydraulique.

En ce qui concerne le premier point (capacité du réservoir) on a traité dans le chapitre 1 du présent ouvrage consacré à „l'évaluation des ressources“, des différents aspects qu'il convenait de prendre en compte pour apprécier correctement le potentiel en eau d'un réservoir.

En ce qui concerne le deuxième point (capacité du site), on va s'efforcer de dégager ici, en s'appuyant sur 21 exemples d'aménagements réalisés, quels sont les types d'aménagements – en fonction des objectifs que l'on cherche à atteindre – qui paraissent les plus appropriés à chacune des conditions plus ou moins favorables offertes par les réservoirs aquifères calcaires. La première partie de ce chapitre intéressera spécialement les actions de prélèvements (14 exemples), la deuxième partie, les actions d'accumulation (7 exemples).

1

ACTIONS DE PRELEVEMENT

Un des traits majeurs de la karstification des calcaires, du point de vue de leur comportement aquifère, est l'organisation d'un réseau souterrain d'écoulement qui, lorsqu'il est arrivé à maturité, réalise intégralement le drainage du système aquifère au sein duquel il se développe, restituant l'eau qu'il collecte par un petit nombre de sources sinon, le plus souvent, par une seule (cas de la Fontaine de Vaucluse).

Aussi, est-ce à partir de ces points singuliers que furent, dès l'apparition des premières concentrations humaines, aménagés des captages par simple dérivation de la totalité ou d'une partie de leur écoulement naturel: l'essentiel des travaux de captage était alors limité dans la plupart des cas à l'exécution d'ouvrages permettant le transit de l'eau par gravité entre le site de prélèvement et le lieu de consommation, que séparaient parfois des distances très importantes (86 km, par exemple, entre Rome et la source de Peschiera, l'une des sources captées par la capitale de l'Italie): les nombreux aqueducs grecs ou romains des régions méditerranéennes en sont les plus remarquables vestiges.

De tels captages ont longtemps été les seuls à autoriser de gros prélèvements dans des conditions économiques évidemment très avantageuses. Mais en raison de l'accroissement des besoins, de l'amélioration des connaissances et du progrès des techniques, de nouveaux modes de captages ont été mis en oeuvre depuis une époque récente en de nombreuses régions du monde, qui ont concerné pratiquement tous les types de roches calcaires: les enseignements que l'on peut retirer de ces travaux permettent aujourd'hui, compte tenu de la diversité des résultats obtenus et spécialement des échecs qui ont été constatés, que soient mieux adaptés les projets de captage aux conditions spécifiques des sites à aménager, l'expérience ayant révélé combien ces conditions pouvaient être variables d'un site à l'autre.

Les 14 exemples sélectionnés ici et un bref rappel de quelques autres cas qui nous ont paru particulièrement démonstratifs illustrent bien à quels types de techniques il convient d'envisager d'avoir recours, selon les dispositions plus ou moins favorables offertes par le réservoir.

Quelles sont donc les conditions les plus favorables à la création d'un captage?

Il apparaît évident que – en dehors de cas exceptionnels – les meilleurs sites de captage sont ceux qui permettent de mobiliser le plus grand volume possible d'eau souterraine et, plus spécialement dans le cas d'un réservoir aquifère calcaire, ceux qui permettent d'exercer une influence dans ses parties les plus éloignées par rapport au point de captage.

Il est donc normal que l'on cherche à utiliser en priorité la conductivité exceptionnelle offerte naturellement par le réseau de drainage lorsque celui-ci se développe pour une bonne part en-dessous de son exutoire pérenne, c'est-à-dire dans la zone noyée permanente du réservoir aquifère: les sites de captage seront donc installés de préférence dans les parties les plus facilement accessibles de ce réseau c'est-à-dire soit sur le site même de la source, soit dans le conduit qui l'alimente à une distance plus ou moins grande de celle-ci.

Mais, dans de nombreux cas – beaucoup de projets de captage se trouvant éloignés des zones d'émergence ou d'écoulement dans des conduits pénétrables et l'accès à ces conduits n'étant par ailleurs que rarement permis en raison de difficultés inhérentes à leur localisation – l'utilisation de tels sites privilégiés ne sera pas permise: ce seront alors, de préférence, les parties superficielles de karsts anciens sous couverture ou des parties du réservoir calcaire offrant des conditions privilégiées du point de vue aquifère (niveau lithologique ou discontinuités d'origine tectonique le plus souvent) qui constitueront les meilleurs objectifs de recherche.

Plusieurs types d'aménagements permettent d'illustrer les distinctions que nous venons d'envisager.

1.1 Utilisation directe d'un exutoire karstique

Captage par gravité

Bien qu'il s'agisse du mode de captage le plus fréquemment réalisé depuis toujours dans les régions karstiques nous ne l'évoquons ici que pour mémoire. Il convient toutefois d'attirer l'attention sur le type de captage qui a été choisi pour les sources de MÜHLAU (cas 2.1, W. GRAZIADEI et J. G. ZÖTL) car il constitue un bon exemple de récupération par une galerie allant solliciter directement le réservoir aquifère calcaire, des écoulements issus de ce réservoir mais se dispersant dans une zone d'éboulis qui lui est superposée. De nombreux captages de ce type, parfois très anciens, se rencontrent dans les pays du bassin méditerranéen (en Cyrénaïque notamment) qui permettent de réduire, sinon de supprimer tout à fait les pertes d'eau issues de massifs calcaires dans des éboulis de piedmont.

Captage par abaissement de niveau

C'est le mode de prélèvement le plus courant que l'on utilise – notamment en période d'étiage pour maintenir, sinon pour accroître, le débit d'un captage à son taux habituel de prélèvement – sur ceux des exutoires qui offrent une disposition favorable (sources vauclusiennes et, plus généralement, exutoires des karsts barrés comportant une réserve en eau importante en-dessous de leur niveau d'écoulement). Il est en général réalisé par pompage mais il peut aussi être provoqué par abaissement du seuil de déversement de la source.

De telles actions peuvent être exercées directement sur l'exutoire si la morphologie du conduit karstique s'y prête, ou grâce à des ouvrages plus ou moins proches de l'exutoire, ouvrages dont le nombre et les caractéristiques sont déterminés en fonction des conditions spécifiques du site de captage. Un grand nombre de sources sont ainsi actuellement „surexploitées“ temporairement qui permettent de tirer parti de la capacité de stockage qu'offrent certaines catégories de réservoirs. Citons en exemple le cas de la source du Lez (cas n° 2.2, J. AVIAS): on y prélève à l'étiage plus de 1 m³/s avec près de 7 mètres de rabattement alors que son débit naturel ne dépasserait pas 400 l/s durant cette période. Parmi les nombreux autres cas connus, on peut citer celui de la source de l'Aïn Bou Merzoug, près de la ville de Constantine (Algérie) où, dès 1957, on a pu exploiter 750 l/s pour un débit d'étiage estimé à 450 l/s et celui de l'exurgence de la Clotte, en Charente (France), où l'on prélève 125 l/s avec un rabattement voisin de 4 mètres alors que son débit naturel est de l'ordre de 40 l/s.

Divers exemples offrent un bon aperçu quant aux autres possibilités d'exercer des actions de rabattement dans un conduit karstique.

Ces actions peuvent être réalisées en utilisant des ouvrages voisins de l'exutoire. Ainsi:

- dans l'exemple de la source de Djeskazgan (cas 2.3, M. A. KHORDIKAINEN) l'exécution de forages combinée avec celle d'un puits de pompage a permis d'accroître notablement (de 3 à 10 fois selon la période) le volume de l'écoulement naturel initial.
- dans l'exemple de la source de Biele Vody (cas 2.4, E. KULLMAN) c'est grâce à l'exécution de deux forages horizontaux au-dessous du niveau de la source que le captage a permis d'augmenter d'environ 50 % le débit de prélèvement.
- dans d'autres cas, ce sont des galeries qui jouent le rôle de drain: ainsi, dans la région de Mojdez (cas 2.5, B. MIJATOVIC), une galerie de 1 200 mètres de long permet de dériver une partie de l'eau d'un réservoir aquifère karstique – normalement drainé par des sources sous-marines – avec un débit voisin de 100 l/s en étiage.

Des actions de rabattement peuvent également être réalisées dans les conduits naturels de sources temporaires ou dans des cavités-regard, ainsi:

- en Floride (U.S.A.) des tests de pompage ont permis de prélever 250 l/s avec un rabattement stabilisé voisin de 2 mètres sur l'aven de Tampa et on envisage d'y capter 700 l/s (J. W. STEWART, 1975).
- en France, sur le site de la source des Freigères (cas 2.6, H. PALOC et X. POUL) une campagne de forages a permis d'atteindre des conduits karstiques empruntés par l'écoulement aboutissant aux exutoires pérennes du système situés à 3 km de là et de mettre ainsi en évidence l'intérêt de ce site pour un captage à fort débit. De même au „Trou du Drac“, importante source temporaire située à la partie méridionale de la région des Grands Causses, la désobstruction d'un éboulis colmatant le conduit naturel vertical de la source sur une quinzaine de mètres de profondeur a permis d'atteindre l'écoulement permanent alimentant les sources pérennes de la Clamouse, situées à 2,8 km de là, rendant ainsi possible la réalisation d'un captage en ce point.

Captage par relèvement de niveau

Indépendamment de l'effet de stockage que l'on peut être conduit à rechercher et que nous examinerons plus loin, l'objectif de ce type d'aménagement a été le plus souvent jusqu'à ce jour, de permettre à l'écoulement d'une source de se produire à une altitude supérieure à celle de son niveau naturel, autorisant ainsi une dérivation par gravité à la cote exigée par le projet: des exemples de tels relèvements sont fréquents, notamment en Chine où on en dénombrerait plusieurs centaines dans les seules provinces du Yunnan et du Guizhou et dont le plus important aurait une élévation de niveau d'eau de 30 mètres avec un débit de 1 m³/s (information orale de M. YUAN DAOXIAN).

Il convient également de rappeler ici l'intérêt que peut offrir éventuellement un tel type d'aménagement dans les zones karstiques littorales: l'accroissement de charge de l'eau douce sur l'eau salée qui peut résulter de la création d'un ouvrage dans un conduit karstique développé dans la partie d'un aquifère contaminée par l'eau de mer – ouvrage ayant pour effet de réduire la section d'écoulement dans ce conduit – peut entraîner une réduction très sensible de la minéralisation permettant d'envisager, de façon permanente ou temporaire, l'utilisation de l'eau souterraine. Le cas le plus célèbre est celui de Port-Miou, dans la région de Marseille (France) où un barrage „immergé“, édifié en coulis de ciment léger et de bentonite, a permis d'obtenir partiellement une galerie de large section (près de 20 m × 20 m) entièrement développée, dans sa partie reconnue en amont de son exutoire, en-dessous du niveau de la mer (travaux du Syndicat de Recherches de Port-Miou et du G.I.E. „FRANKARST“, Potié et Ricour, 1973).

1.2 Utilisation d'un conduit karstique en amont de son exutoire

Dans le cas où l'on souhaite agir dans un conduit karstique à une distance notable du site de l'exutoire, une telle action est, dans la plupart des cas, limitée aux seules parties du réseau karstique dont l'accès a été permis à l'homme, grâce notamment aux plongées souterraines. Il s'agit alors de situer et d'atteindre, à partir de la surface, le point que l'on s'est fixé comme emplacement de captage.

Nous pouvons citer, pour illustrer la manière dont il convient de traiter les problèmes posés par ce type de projet d'aménagement, le cas de la source du Lez près de Montpellier (France) où l'emplacement, reconnu par plongées, qui se révèle le plus apte à la réalisation d'un nouveau captage à un débit pouvant atteindre $2 \text{ m}^3/\text{s}$, est situé à 60 mètres de profondeur par rapport au seuil de déversement de l'exutoire et à une distance de 530 mètres de ce dernier (travaux conduits d'octobre 1979 à janvier 1980 par le BRGM avec le concours des plongeurs de la COMEX pour le compte de la ville de Montpellier; cas 2.2, J. AVIAS).

Quelques années plus tôt, des méthodes de recherches analogues, combinant opérations de plongée, géophysique et forages, avaient déjà été mises en oeuvre avec succès par le BRGM et la Société des Eaux de Marseille sur le site de la rivière souterraine de Port-Miou, méthodes dont les résultats permirent l'édification du barrage précité en un point du réseau situé à 500 mètres en amont du débouché en mer de la galerie naturelle développée sur tout son trajet entre 10 et 20 mètres en-dessous du niveau marin.

1.3 Utilisation d'horizons karstifiés en profondeur en dehors des conduits karstiques

Deux dispositions sont susceptibles de permettre l'obtention de débits importants dans des réservoirs aquifères calcaires en dehors des conduits karstiques eux-mêmes: il s'agit, soit du toit karstifié d'une formation calcaire sous recouvrement, la karstification étant antérieure à la mise en place de ce dernier; soit d'horizons privilégiés de karstification, celle-ci s'étant exercée au sein d'une série calcaire mais, de façon préférentielle, en certains de ses niveaux les plus vulnérables.

Plusieurs exemples permettent d'illustrer l'intérêt de telles dispositions pour un objectif de captage.

En ce qui concerne les anciennes surfaces karstifiées de roches calcaires aujourd'hui sous couverture, l'exemple des forages de St. Jean-de-Védas (cas 2.7, H. PALOC et B. ROZES) montre combien une telle disposition est favorable: la karstification du toit du calcaire jurassique a été telle, avant le dépôt de formations détritiques du Miocène, qu'il a suffi des trois premiers mètres de foration dans ce niveau privilégié pour obtenir les débits demandés (entre 40 et 60 l/s): si ces derniers étaient dans le cas précédent relativement modestes, ils peuvent atteindre dans les paléokarsts des valeurs beaucoup plus élevées: ainsi, des forages en grand diamètre ($1\,250 \text{ mm}$) exécutés dans le cadre de l'aménagement du Chott Chergui, en Algérie, sollicitent des calcaires sénoniens karstifiés sous près de 100 mètres de terrains de couverture, le débit respectif de chaque ouvrage pouvant atteindre $1\,000 \text{ l/s}$ avec un rabattement maximal de 50 mètres (F. ROSSET, 1956).

De même au Maroc, dans la région du Tadla, un forage pétrolier implanté en bordure de l'Oum-er-Rbia qui avait recoupé un conduit karstique de grande section à une profondeur de 400 mètres après avoir traversé diverses formations de couverture a donné lieu, quelques années plus tard, à des opérations destinées à exploiter l'eau de ce conduit (tirs pour perforer le

tubage, nouveau forage voisin en déviation contrôlée, acidification): on a obtenu aux essais 400 l/s avec 13 mètres de rabattement, la température de l'eau étant de 29° et son niveau statique à quelques mètres au-dessous du sol: le forage va maintenant être utilisé comme point de captage pour la fourniture d'eau potable et d'eau industrielle (informations orales de MM. DRISS BEN GUESSAB et X. POUL).

A l'opposé, on constate que les productivités sont parfois fortement affectées lorsque prédominent les formations argileuses dans les dépôts de remplissage: de nombreux travaux révèlent ainsi l'importance, en de nombreux cas, de colmatages de réservoirs calcaires mis en place depuis leur karstification. Toutefois, il est rare que ces colmatages affectent en totalité les vides de la roche. Du point de vue du captage, une difficulté qui en découle – en dehors de la réduction de productivité qui est souvent constatée dans de tels cas – est celle qui est liée aux risques de débouillage ou d'entraînement des matériaux de recouvrement, risques qui peuvent se manifester bien après les opérations de développement et de traitement de l'ouvrage *. Ainsi, à Salavas (cas 2.8, B. LEMAIRE et H. PALOC) on a été amené à réduire la productivité d'un ouvrage au profit de la qualité de l'eau: il s'agissait d'un karst sous une couverture alluviale de fine granulométrie qui exigea la mise en place d'une crépine avec massif filtrant pour s'affranchir des risques de colmatage de l'ouvrage.

L'exemple des calcaires de Visé (cas 2.9, A. MONJOIE) illustre lui aussi le rôle aquifère privilégié que joue aujourd'hui un paléokarst („fort ancien“ puisque anténamurien, mais réactivé par les conditions hydrologiques actuelles) et notamment dans les poches de dissolution qui l'affectent et que l'emploi de la géophysique a permis de mettre en évidence.

En ce qui concerne les horizons de karstification préférentielle, il apparaît qu'ils se trouvent le plus souvent liés à la présence d'un faciès favorable du point de vue aquifère: ainsi, la couche dite „à Orbitolines“ qui se trouve développée au sein des masses calcaires à faciès urgorien qui constituent la région des Préalpes françaises, détermine la situation et l'extension de très importants réseaux karstiques, celui du „Trou du Glaz“ notamment, dans le Massif de la Grande Chartreuse.

Un tel horizon favorable a constitué l'objectif des travaux de captage exposés dans l'exemple des forages de Dauthunes (cas 2.10, M. BOURGEOIS et H. PALOC): l'extrême altération d'une formation dolomitique intercalée entre une couche argileuse, constituant son mur imperméable, et un calcaire très faiblement poreux, et son développement en profondeur plusieurs dizaines de mètres en-dessous du niveau des écoulements de surface, ont permis, grâce à l'exécution de cinq forages, de réaliser un captage susceptible d'être exploité à plus de 1 000 m³/h (280 l/s).

1.4 Autres conditions favorables de captage

Il s'agit essentiellement des zones qui peuvent offrir un intérêt pour la recherche de points de captage en raison des discontinuités qu'elles introduisent dans le réservoir: zones de fracturation, notamment selon les axes de structures anticlinales, failles de distension, joints, et spécialement lorsqu'ils sont liés à des surfaces de glissement, etc. . . . On ne possède pas encore de statistiques rigoureuses, compte tenu de la diversité des cas, pour apprécier les possibilités très diverses qui peuvent être révélées par les travaux (Consulter, à ce sujet, R. R. Parisek, 1976).

*N.B.: On ne traite pas ici de la nature et de l'intérêt des diverses opérations qui peuvent être mises en oeuvre sur un ouvrage de captage en vue d'améliorer les conditions de son exploitation, mais il convient de souligner les résultats, souvent très remarquables, qui peuvent être obtenus dans les réservoirs aquifères calcaires grâce notamment à des opérations d'acidification: ainsi, a-t-on constaté que la productivité d'ouvrages sollicitant de tels réservoirs pouvait être augmentée de 10 à 100 fois selon le type de calcaire, le degré de karstification et les modalités de traitement, notamment des acidifications répétées.

Des divers aménagements réalisés sur la base de l'existence de ces discontinuités, nous citerons l'exemple de la galerie de Zvir (cas 2.12, B. BIONDIC et V. GOATTI) qui a donné lieu, sur chacune des six zones fracturées qu'elle a recoupées sur 400 mètres, au creusement de petits puits permettant des prélèvements sans rabattements excessifs; si de tels prélèvements avaient été opérés sur un ouvrage unique, ils auraient pu, en raison de la situation littorale du réservoir aquifère, avoir pour conséquence une contamination par l'eau de mer.

De même, dans la région de Trogir (cas 2.13, B. MIJATOVIC), c'est au moyen d'une galerie drainante de 250 mètres de longueur, exécutée dans un karst littoral à partir d'un puits de 80 mètres, que l'on a cherché à recouper quatre failles repérées en surface et que l'on considérerait être des collecteurs privilégiés: ceci a été confirmé par les travaux et la situation du radier de la galerie permet „d'écrémer“ une partie des eaux douces superposées aux eaux salées que recèle le réservoir calcaire, le débit du captage pouvant dépasser 100 l/s en étiage.

Dans l'exemple de la vallée de la Brévine (cas 2.11, A. BURGER et F. PASQUIER), c'est par puits et galeries que l'on a cherché à capter les eaux stockées dans un synclinal calcaire fissuré entre 50 et 80 mètres sous la surface topographique. Un premier puits, profond de 160 mètres, incliné, d'où partent deux galeries drainantes de 80 et 110 mètres de longueur orientées de manière à recouper un maximum de fractures, ont bien confirmé l'existence d'une forte karstification des calcaires ainsi qu'elle avait été observée à l'occasion de l'exécution préalable de 5 forages de reconnaissance, mais cette karstification s'est révélée de peu d'intérêt en raison de l'importance des colmatages sablo-argileux: les venues d'eau ne sont notables qu'en période de crue liées à l'élévation du niveau piézométrique dans la zone de battement de la nappe; en période d'étiage les fissures situées dans la zone saturée ne sont elle-mêmes que très faiblement productives bien qu'un entraînement de sable limoneux laisse présager un décolmatage progressif qui pourrait aboutir à la longue à un accroissement notable du débit actuel.

2

ACTIONS D'ACCUMULATION

En de nombreuses régions karstiques et plus particulièrement dans celles où les précipitations sont très irrégulièrement réparties dans le cycle annuel tandis que les principaux besoins en eau doivent être satisfaits durant les périodes sèches, de grands aménagements hydrauliques (barrages essentiellement) peuvent être réalisés ayant pour objectif de stocker superficiellement ou souterrainement d'importantes masses d'eau en vue de leur utilisation ultérieure, modifiant ainsi le régime naturel des écoulements.

Bien qu'exigeant des investissements importants, sans aucune mesure en général avec ceux que nécessitent les plus onéreux des procédés de captage énoncés en première partie du chapitre, de tels ouvrages de stockage ont déjà été réalisés en divers pays et les 7 exemples présentés ci-après ont été sélectionnés pour illustrer la diversité des cas auxquels on peut avoir à faire, tant en ce qui concerne les objectifs que les conditions d'exécution et que les résultats obtenus par ces ouvrages.

Ces exemples se rattachent à trois principales rubriques selon qu'il s'agit d'accumulations superficielles ou souterraines ou de recharge artificielle.

2.1 Accumulations en surface

Les objectifs poursuivis ne sont pas, normalement, différents de ceux des aménagements réalisés en des bassins non karstiques: lutte contre les crues, fourniture de courant électrique, approvisionnement en eau, tourisme, usage mixte.

Dans le cas des régions calcaires, le problème qui se pose est celui de l'étanchéité: comme pour les captages, il existe en effet des dispositions plus ou moins favorables à la circulation de l'eau dans un réservoir aquifère. Il s'agira donc, ainsi que l'a proposé R. THEROND (1973), de chercher à identifier, avec le plus de précision possible, les paramètres de la karstification spécifique à chaque nouveau cas étudié afin de tenter d'apprécier a priori les risques de fuites de la retenue projetée en se référant à l'expérience des aménagements réalisés à ce jour dans le monde; outre les 16 monographies rassemblées par cet auteur et auxquelles nous conseillons au lecteur de se référer, nous avons retenu ici quatre exemples car ils illustrent suffisamment la diversité des conditions hydrogéologiques des terrains calcaires.

Dans l'exemple de la retenue de la DIESSBACH (cas 2.16, J. G. ZÖTL) l'observation des caractéristiques chimiques des écoulements superficiels et souterrains ainsi que les résultats d'expériences de traçage, ont permis de démontrer l'indépendance de deux systèmes karstiques, l'un cutané et perché par rapport à l'autre, profond et drainé par d'importantes sources de vallée: l'absence des relations hydrauliques – que l'on avait pu redouter a priori entre ces deux systèmes – se confirma par une étanchéité parfaite de la cuvette, malgré une karstification importante de celle-ci mais sur une vingtaine de mètres de profondeur seulement.

Dans l'exemple de la retenue de QUARAOUN (cas 2.17, L. DUBERTRET) c'est une disposition structurale favorable qui a été exploitée et l'ouvrage de 40 mètres de hauteur qui a été édifié ne réalise en fait qu'une amélioration des conditions naturelles offertes par une voûte anticlinale constituée de terrains imperméables: on a donc créé une accumulation d'eau en surface, venant se superposer à une retenue souterraine dont la capacité de remplissage se trouvait attestée par la situation et le régime d'une source de trop-plein. Un traitement du terrain, par coulis de ciment fut néanmoins nécessaire en rive droite pour supprimer un risque localisé de contournement du barrage.

Dans l'exemple de la retenue de BUSKO BLATO (cas 2.18, B. MIJATOVIC) en raison de l'extrême karstification des calcaires, il a fallu édifier plusieurs barrages et colmater de nombreux conduits karstiques à leur orifice, en surface et en profondeur, pour obtenir une étanchéité acceptable de la cuvette: les débits de fuites ont pu ainsi être ramenés de 8 à 1 m³/s. On a pu ainsi réduire considérablement les effets de crues qui provoquaient l'inondation du poljé LIVANJSKO (l'un des plus grands poljés du monde) tout en améliorant l'équipement hydro-électrique, de premier ordre, de la vallée de la Cétina.

Enfin, dans l'exemple relatif aux trois projets de barrage d'écrêtement de crue – dont deux seulement ont été réalisés à ce jour – situés dans une région calcaire de la partie méridionale de la France (cas 2.19, J. AVIAS), quelques indications sont fournies quant aux solutions qui ont été jugées les plus adaptées aux conditions hydrogéologiques propres à chaque site: choix du type d'ouvrage et du dispositif de drainage notamment.

2.2 Accumulations souterraines

C'est la capacité de stockage de la tranche de roche située **au-dessus** des niveaux piézométriques qui correspondent au régime des écoulements naturels, et l'incidence plus ou moins rapide du relèvement envisagé tant en distance qu'en hauteur dans cette tranche de roche, qui conditionnent le succès de ces types d'aménagement: l'objectif est ici soit de stabiliser l'écou-

lement (pour tendre à régulariser l'exploitation), soit, au contraire, de le déstabiliser pour permettre l'exploitation d'un débit maximum au moment des plus forts besoins.

Il n'existe encore que peu de réalisations de ce type; nous citerons néanmoins deux exemples, bien qu'ils n'aient pas fait l'objet de description de cas, qui nous paraissent très démonstratifs quant à la diversité des résultats qui peuvent être obtenus selon les paramètres hydrauliques et la structure du réservoir aquifère à équiper.

Le premier exemple (E. A. MARTEL, 1921) est celui du barrage de Dardenne, édifié en 1911 dans la région de TOULON (France). Il s'agit d'un barrage de 36 mètres implanté peu à l'aval d'une source karstique pérenne, La Foux, associée à quelques sources voisines de trop-plein et dont le débit d'étiage se révélait insuffisant pour assurer, à l'époque, les besoins de la ville.

Dans le souci de tenter d'assurer ces besoins en régularisant le débit de l'écoulement souterrain, les auteurs du projet avaient évalué qu'en raison d'une fissuration et d'une karstification importantes du calcaire, il devait être possible de stocker une grande quantité d'eau dans le terrain s'ajoutant à celle qui serait retenue de façon apparente en surface.

C'est ce qui fut effectivement constaté à la suite de la création de l'ouvrage: à chaque période de crue, 1,5 millions de m³ se trouvent retenus par le barrage dont environ un tiers est stocké souterrainement, proportion toutefois notablement inférieure, de 3 à 4 fois, à celle qui avait été prévue.

Le deuxième exemple (R. THEROND, 1973) est celui du barrage expérimental mis en place par „Electricité de France“ dans le réseau karstique de Fontaine l'Evêque, une des plus importantes sources de France (6,5 m³/s de module interannuel d'écoulement) et qui est aujourd'hui noyée sous 67 mètres d'eau par la retenue du barrage de Ste Croix du Verdon (France méridionale). Il s'agissait, pour EDF, d'évaluer les effets que provoquerait la mise en charge de la source succédant à la mise en eau de la retenue, sur l'organisation et sur le régime des écoulements souterrains. Les travaux qui furent alors effectués dans le conduit de l'exutoire permirent, à l'occasion de divers essais de serrement et de fermeture de la section habituelle de l'écoulement, d'obtenir les renseignements recherchés mais aussi des données supplémentaires quant aux possibilités de stockage offertes par le réservoir calcaire.

Les essais ont été conduits pour différentes valeurs de débit de la source comprises entre 2,4 et 12,2 m³/s: pour chaque essai, l'évolution de la mise en charge en arrière de l'ouvrage comparée au volume d'eau que la source n'écoulait plus (volume de stockage) a permis de calculer l'importance des vides pour diverses tranches du réservoir. On a ainsi constaté que le volume des vides affectés par le remplissage était très variable selon la hauteur d'eau dans l'aquifère, mais qu'il restait toujours très faible: aucune valeur d'indice de vides n'a toutefois été calculée en raison de l'incertitude quant à l'extension en plan de la partie de l'aquifère influencée par les essais.

Signalons enfin, un projet de stockage souterrain qui est actuellement à l'étude en Yougoslavie concernant un réservoir aquifère calcaire proche de la ville de ZADAR (projet de POLICNIK). Un écran d'étanchéité réalisé par injection d'une tranche calcaire de 120 000 m³ et nécessitant l'exécution de 32 000 mètres de forage et l'utilisation de 100 kg de matière sèche par mètre, pourrait permettre une accumulation souterraine supérieure à 25 millions de m³. Dix puits seraient alors exécutés en des emplacements convenables de la retenue ainsi formée pour permettre son exploitation à un débit pouvant être compris entre 500 et 700 l/s (information écrite de M. B. MIJATOVIC).

Cas particuliers d'aménagement en zone littorale

Divers aménagements, en dehors du cas de Port-Miou déjà cité, peuvent être conçus, spécialement dans les zones littorales, pour jouer un rôle d'écran entre eaux douces et eaux salées dont le succès sera, là encore, fonction des conditions plus ou moins favorables offertes par les sites concernés.

Ainsi, grâce à trois barrages édifiés dans la région d'OREBIC, en Yougoslavie (cas 2.14, M. KOMATINA), le long de la bordure d'un réservoir aquifère calcaire que venait lécher en trois points la Mer Adriatique, entraînant ainsi une contamination d'une partie des eaux douces recelées par ce réservoir, il fut possible d'améliorer les conditions de captage et l'on observe, depuis la mise en place de ces ouvrages, une décontamination régulière des eaux souterraines de la région.

On peut également rappeler ici le rôle séparateur entre eaux douces et eaux salées qui a été obtenu par mise en place d'un barrage flottant ceinturant l'importante source littorale d'AYOS YEORYIOS, près d'Argos en Grèce (information orale de Mademoiselle COTSOVINOU).

2.3 Alimentation artificielle

L'objectif est, là encore, d'utiliser la capacité de stockage que peut offrir une roche calcaire pour lui fournir une quantité d'eau supplémentaire par rapport à celle qu'elle reçoit dans les conditions hydrologiques habituelles auxquelles elle est soumise, afin d'en retirer un bénéfice à plus ou moins long terme.

Deux exemples ont été sélectionnés qui exposent des réalisations sortant quelque peu du domaine habituel des opérations de recharge artificielle.

Dans le premier exemple (cas 2.20, J. R. EDWARDS et P. E. LAMOREAUX) il s'agit d'une opération réalisée en Floride (USA) qui associe, grâce à un dispositif judicieusement étudié, une injection d'eau par forage dans un aquifère profond très transmissif, avec un drainage – par ouvrages satellites alimentant le forage d'injection – d'un aquifère superficiel moins transmissif et se trouvant séparé du premier par une couche imperméable.

Des dispositifs un peu analogues, quoique beaucoup plus profonds, ont été adoptés et mis en oeuvre depuis plusieurs années, pour accroître la production des champs pétroliers et notamment en Arabie on procède à des injections d'eau à très gros débits (plusieurs m³/s) dans les couches pétrolifères du dôme du GHAWAR grâce à des batteries de forages sollicitant plusieurs couches aquifères superposées aux précédentes.

Dans le deuxième exemple (cas 2.21, V. I. MOROZOV et A. V. LUSHCHIK), il s'agit de deux opérations d'injection réalisées classiquement, par l'intermédiaire de puits, à partir d'eaux de surface (ici les eaux d'un canal) en deux sites de la Crimée, en URSS. L'une de ces opérations offre un intérêt particulier car, étant réalisée dans un réservoir karstique littoral recelant une nappe captive dont l'exploitation par pompage était contrariée par un accroissement notable de la minéralisation de l'eau, elle eut pour conséquence heureuse un report des limites de contamination par l'eau de mer très au-delà de ce qu'elles étaient à l'origine: les conditions de captage se sont ainsi trouvées améliorées et les observations faites permettent d'organiser l'utilisation du réservoir.

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Le succès d'un aménagement en région calcaire est étroitement dépendant des conditions hydrogéologiques du site à aménager, conditions qui peuvent être très diverses puisqu'elles résultent de nombreux facteurs: faciès du calcaire, structure du réservoir, densité de fissuration, degré de karstification, pour n'en citer que les principaux.

Selon le type d'aménagement, c'est de l'une ou de l'autre, ou des deux à la fois, des fonctions conductrices ou capacitives de la roche calcaire — ou d'un autre type de réservoir aquifère juxtaposé — dont on cherchera à tirer parti.

Ainsi, dans les opérations de captage ou d'abaissement de niveau, on pourra espérer les meilleurs résultats en sollicitant ceux des réservoirs aquifères qui, tout en présentant une forte porosité utile en zone noyée, offrent le plus grand développement de leur réseau karstique en-dessous du niveau d'écoulement de leurs exutoires pérennes: les „karsts barrés“ seront donc choisis de préférence au „karsts perchés“ mais sans oublier que même dans de telles dispositions les rabattements que l'on provoque ne s'accompagnent pas toujours de l'amélioration de débit escomptée et cela d'autant moins que la roche est peu poreuse.

Dans les opérations de stockage ou de relèvement de niveau, on retrouve semblable variabilité des conditions de succès qu'aggravent parfois les risques d'un changement brutal de ces conditions en raison d'une élévation anormale des charges hydrauliques et des effets regrettables qui peuvent en découler par débourrages ou détournements.

Il faut donc retenir que les terrains calcaires ne se prêtent que très inégalement aux aménagements. Dès lors, tout hydrogéologue appelé à faire un pronostic quant aux possibilités de réussite d'un projet quel qu'il soit, se devra de confronter en permanence les données révélées à l'occasion de tout projet analogue réalisé en divers sites karstiques avec celles qu'il aura le soin de rechercher pour que cette confrontation soit valable et qu'elle laisse la plus faible part possible à l'incertitude: éclairé par cet enseignement et par ses propres expériences, il lui sera alors permis de recommander ou non la réalisation de l'opération envisagée.

Bibliographie sommaire

- PALOC, H., 1977 – Karsts anciens et eaux actuelles, in „Karst hydrogeology“ – UAH Press – Huntsville 1977.
- CASTANY, G., 1963 – Traité partique des eaux souterraines. Ed. Dunod – Paris.
- CASTANY, G., 1968 – Prospection et exploitation des eaux souterraines. Ed. Dunod – Paris.
- GIGNOUX, M., et BARBIER, R., 1955 – Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. Ed. Masson – Paris.
- LECSFALVY, S., 1964 – Le stockage des eaux souterraines, in „Oesterr. Wasserwirtsch“, t. 16, n° 3-4, p. 87-96, 11 fig.
- MARTEL, E. A., 1921 – Nouveau traité des eaux souterraines – Ed. Douin – Paris.
- PALOC, H., 1965 – Les recherches hydrogéologiques et les captages et aménagements hydrauliques en milieu calcaire. Enseignements tirés de quelques exemples récents. Chronique d'hydrogéologie, n° 7 – Septembre 1965 – Ed. BRGM – Paris.
- PARIZEK, R. R., 1975 – On the Nature and Significance of Fracture Traces and Lineaments in Carbonate and Other Terranes. Karst Hydrology and Water Resources, Water Resources Publication Fort Collins, Co, USA, Vol. I.
- POTIE, L., et RICOUR, J., 1973 – Etudes et captage de résurgences d'eau douce sous-marines, in „Revue technique internationale de l'eau“ – Octobre 1973.
- ROSSET, F., 1956 – Les forages de gros diamètre du Chott Chergui, in „Terres et Eaux“, n° 27.
- STEWART, J. W., 1975 – Hydrologic effects of pumping a deep limestone sink near Tampa, Florida, USA, in „Karst hydrogeology“ – UAH Press – Huntsville 1977.
- THEROND, R., 1973 – Recherche sur l'étanchéité des lacs de barrage en pays karstiques in „Colloque du Centre de Recherches et d'Essais de Chatou“, n° 16. Ed. Eyrolles Paris.
- ZÖTL, J. G., 1974 – Karsthydrogeologie. Ed. Springer-Verlag. Vienne-New York.

2.1

KARSTWATER GALLERY AND HYDROELECTRIC POWER PLANT „MÜHLAU“ – THE WATER SUPPLY OF INNSBRUCK, AUSTRIA

by W. GRAZIADEI ¹⁾ and J. G. ZÜTL ²⁾

1. Introduction

The „Solstein Kette“ or „Nordkette“ north of Innsbruck (the capital of Tyrol/Austria) is the southernmost of four ranges into which the Karwendel Mountains (Karwendel Gebirge) are clearly divided. The Karwendel Gebirge itself belongs to the western part of the Northern Limestone Alps, the largest karst area of the Eastern Alps.

The „Nordkette“ is the recharge area of the former Mühlau springs, captured for the water supply of Innsbruck in 1887 at least by means of three conduits at different altitudes between 1043 and 1170 m above sea level. In the period from 1942-1953 a new tapping of these springs by means of tunnels was carried out for hygienic and economical reasons. The problem was to capture the waters of these various systems of karst springs at the same level.

2. Geological conditions

Concerning **stratigraphy and lithology** of the Nordkette the Triassic sequences are the most important ones. The basal stratum is sandstone (the Scythian „Buntsandstein“), the first stratum of the following Anisian sequences a strongly decomposed *rauhwacke*. The most important aquifers in the following complex of limestone strata are the Lower and Upper „Muschelkalk“ (Anisian), overlain by the Ladinian „Wettersteinkalk“, which reaches a thickness of up to 1,500 m. A complex of strata of marl, sandstone and dolomite, the so-called „Raibler Schichten“ are the uppermost Triassic layers of the Nordkette (fig. 2.1).

Locally and hydrogeologically important Quaternary deposits are the so-called „Höttinger Breccie“ of Pleistocene interglacial age as well as the glacial and river accumulations of the Inn valley.

The **tectonic structure** of the Northern Limestone Alps is characterized by extensive nappe-type overthrusts.

The Nordkette consists of two tectonical nappes, the „Lechtaldecke“ and the overthrust sheet of the „Inntaldecke“. The complex of strata dips steeply towards the north. The site of springs and the position of the later on constructed tunnels were strongly influenced by this nappe-structure.

3. Karsthydrology and gallery construction

An essential karsthydrological problem was the determination of the altitude of the new tunnel system. It had to be considered how deep down karstification would still exist and thus there could be reckoned with an according permeability of the *Muschelkalk*. The upper edge of the *rauhwacke* could be taken for the most shallow depth, as the (higher located) upper edge of the Höttinger Breccie with its effect of a sealing curtain in this case caused overflow

¹⁾ Stadtwerke Innsbruck, Salurnerstraße 11, Postfach 122, A-6010 Innsbruck/Austria.

²⁾ Abteilung für Hydrogeologie, Technische Universität Graz, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz/Austria.

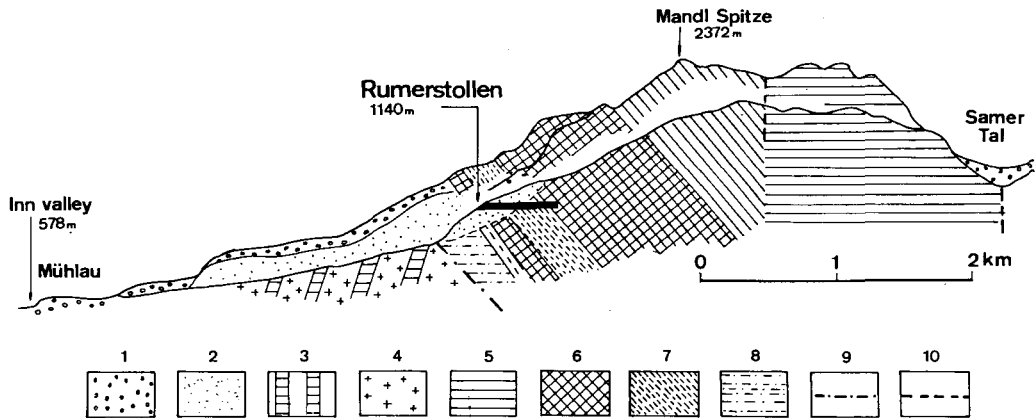


Figure 2.1: Geologic cross-section through the area of the Mühlau karstwater gallery (modified after R. v. KLEBELSBERG, Festschrift 1953, p. 43). 1 = river and talus deposits; 2 = Höttinger Breccia (breccia); 3, 4 = Raibler Schichten (3 = limestone and dolomite, 4 = marl and sandstone); 5 = Wettersteinkalk (limestone); 6 = Muschelkalk (limestone); 7 = rauhwacke; 8 = Buntsandstein (sandstone); 9 = overthrust; 10 = fault.

springs, but because of its young age couldn't affect the base level of erosion, which is the out-cropping, water-damming rauhwacke. The varying altitudes of the spring outlets issued little information as neither the Höttinger Breccie nor the rauhwacke are completely leak-proof, but allowed the seepage through joints and cavities into the shallow slope area, locally down to the Buntsandstein basis. Especially difficult was to determine the thickness of the rauhwacke, the formation of which changes fast in some parts and is influenced by tectonic pressure, overthrust and faults.

The new tunnel system was built at last in 1140 m above sea level. The individual tunnel branches manifest the – in detail – complicated geological conditions of the geological structure. Thus, the very aquiferous Muschelkalk was reached in the „Würmbachstollen“ already after cutting across 20 m of Buntsandstein and 25 m of rauhwacke whereas the so-called „Klambachstollen“ had to be cut through 75 m of Höttinger breccie and 115 m of rauhwacke until the Muschelkalk very aquiferous in this place, too, had been reached.

With the construction of this tunnel system, consisting of 564 m of collecting galleries and 1159 m of branches, the aim of tapping hygienic, best quality water in the interior of the mountain was achieved. The quantity of water was also satisfactory (minimum discharge 560 l/s, maximum 1680 l/s, fig. 2.2). The hydrographs of the last 20 years show a characteristic undulating course with a minimum between March and April, and the maximum value between August and September. This is due to the delay in the seepage of precipitation and snow water during a period of approximately four months caused by the immense thickness of overlying limestone (up to 1000 m). Seepage of precipitation and melt water, therefore, does not mainly take place in big channels, open gaps, or any system of caves but through a network of narrow joints.

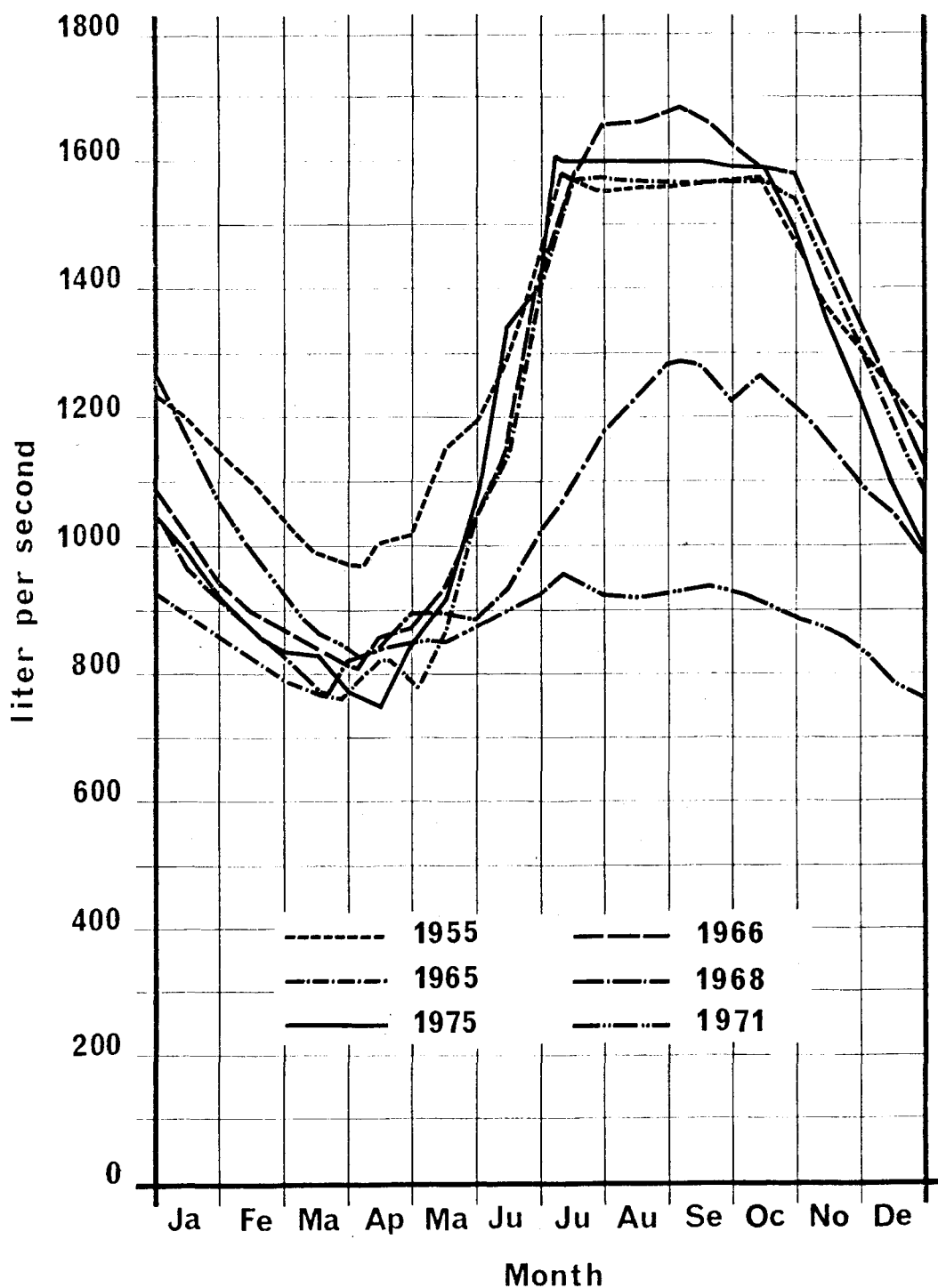


Figure 2.2: Karstwater discharge into the capture tunnel „Rumerstollen“ part of tunnel system of Innsbruck water supply.

4. The Hydroelectric Power Plant and the Innsbruck water-supply

The terms „drinking-water“ and „hydro-power plant“ denote that this is a combined communal working plant, constructed primarily for the supply of drinking water and secondarily – exploiting the difference in altitude between the gallery and the power station – for the generation of electric power.

The rentability of this combination has never been questioned as all the technical conditions have been available here on a large scale. 85 % of the inhabitants of Innsbruck are supplied by this plant with natural water of a constant temperature of 5° C, without any chemical or bacteriological treatment and about 25 % of all inhabitants are supplied with electric current.

Two subterranean pressure pipelines NW 600 mm lead the water to the two turbines in the Power-Station. After the exploitation of energy a calm water-surface is restored and the water – now enriched with air but by no means polluted – flows to the drinking water reservoirs.

References

- AMPFERER, O., 1928 – Die Relieffüberschiebung des Karwendelgebirges. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, 78, 241-256.
- SCHAFFER, F. X., 1951 – Geologie von Österreich. Springer-Verlag Wien, 333 ff.
- Stadwerke Innsbruck, 1953 – Das neue Trinkwasserwerk und Kraftwerk Mühlau, Festschrift, 63 p.

2.2

CAPTAGE DES SOURCES KARSTIQUES AVEC POMPAGE EN PERIODE D'ETIAGE. L'EXEMPLE DE LA SOURCE DU LEZ

par J. AVIAS
(Montpellier)

Ce type de captage qui optimise l'utilisation des ressources entraîne un abaissement du plan d'eau de l'émergence lors des pompages. D'où la nécessité de localiser de façon précise le conduit d'arrivée des eaux et les „élargissements“ qu'il peut présenter susceptibles de recevoir les pompes. A la Source du Lez une telle recherche a été proposée (J. AVIAS, 1969) après essais de pompage préliminaires à 800 l/s, puis à 1200 l/s en période d'étiage. A cette occasion ont été systématiquement testés **tous les procédés d'exploration et de localisation des galeries profondes noyées à débouché continu en terrain karstique:**

1°/Relevés topographiques et planimétriques en plongée par „hommes-grenouilles“ qui ont réussi à y descendre à -75 m sous le niveau de départ (émergence), à 536 m de l'entrée, à localiser un siphon et à découvrir un puits de plus de 78 m de profondeur permettant un captage à plus de -30 m sous l'émergence.

2°/Procédés géophysiques de surface

Des essais de localisation par:

- a) **cartes de résistivité** (établie par la méthode du rectangle)
- b) **méthodes électromagnétiques MELOS** (fréquence d'émission lointaine 4.480 Hz)
- c) **établissement de cartes de potentiel**, l'électrode émettrice étant à la source ou étant dans la salle à localiser,

n'ont donné, après correction d'intensité et de relief que des **résultats nuls** (cas de a) ou **inutilisables** (cas de b) ou **utilisables en première approximation** (cas de c); dans ce dernier cas, par extraction de l'anomalie résiduelle, on obtient un maximum correspondant à la localisation de la salle, la forme des courbes enveloppant par ailleurs le tracé de la galerie.

3°/Procédés géophysiques de surface avec émetteur placé par des plongeurs dans la cavité choisie. Ce dernier procédé est le seul qui se soit avéré très satisfaisant en utilisant une boucle liée à un émetteur miniaturisé (alimentée par un courant alternatif basse fréquence de 175 Hz) ou un barreau magnétique et en mesurant les composants du champ magnétique au sol. Il a permis de localiser avec précision la verticale en surface, du site finalement retenu pour l'installation des pompes.

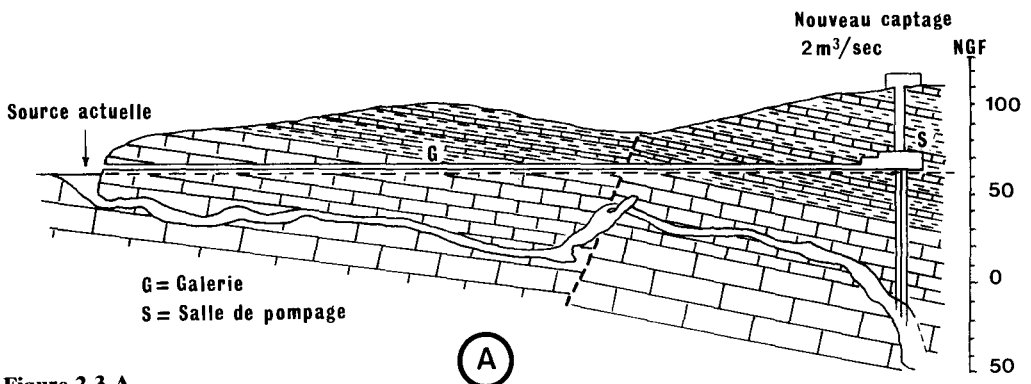


Figure 2.3 A

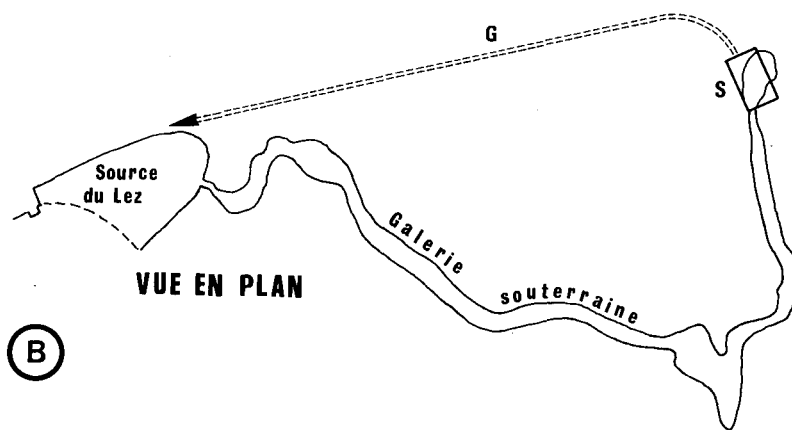


Figure 2.3 B

4°/Procédés permettant de déterminer la forme des galeries noyées par „sonar“: Ce procédé, basé sur l'émission et la réception d'échos, d'ultrasons, mis en oeuvre en 1979 a permis de reconstituer la forme du puits naturel finalement découvert en 1979. Le projet de captage finalement adopté, mis au point par la Compagnie Générale des Eaux comprend (cf. 2.3) un puits de 40 mètres de profondeur débouchant dans une „salle des pompes“, elle-même reliée à la galerie par des forages de 23 mètres de profondeur et d'où part une galerie horizontale ($\varnothing = 1,80$ m) pour l'évacuation des eaux pompées jusqu'à la source. Le débit maximum prévu est de $2,2 \text{ m}^3/\text{seconde}$.

References

AVIAS J., LOUIS P., DAURES P., SALADO J., 1973 – Expériences systématiques de localisation par les techniques géophysiques d'une cavité souterraine dans les calcaires berriasiens karstifiés de la source du Lez (34 Hérault, France).

T3, L1 à L7, 5 fig., Paris.

MARJOLET G., SALADO J., 1978 – Le système karstique de la source du Lez (Hérault). „Méditerranée“, n° 1 et n° 2, 1978, pp 71-83, 4 fig., 5 tab., Paris.

2.3

EXPERIENCE DE CAPTAGE D'UNE SOURCE KARSTIQUE DU KAZAKHSTAN CENTRAL (URSS)

par M. A. KHORDIKAINEN
(URSS)

Cadre hydrogéologique — Type de karst

La source étudiée est située dans la partie sud-ouest du domaine plissé du Kazakhstan Central, près de la ville de Djeskazgan; il s'agit d'une région aride où l'évaporation sur eau libre est supérieure à 1000 m, alors que la hauteur annuelle des précipitations ne dépasse pas 150 à 200 mm. La région est composée d'assises métamorphisées précambriennes, de dépôts sédimentaires métamorphiques du Paléozoïque inférieur et de formations terrigènes sédimentaires du Paléozoïque moyen. Tous ces terrains sont plissés et affectés de dislocations. L'ensemble aquifère principal, dont les eaux souterraines sont largement utilisées pour l'alimentation en eau des habitants et pour les besoins de l'industrie, est constitué par une formation carbonatée dont l'âge s'étend du Dévonien supérieur jusqu'au Viséen.

Les terrains aquifères sont des calcaires et des dolomies: leur transmissivité est de $1 \text{ à } 5 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{j}$; leur diffusivité de $10^4 \text{ à } 10^5 \text{ m}^2/\text{j}$; leur coefficient d'emmagasinement de 2 à 4 %. Les eaux se caractérisent par une minéralisation totale voisine de 0,6 g/l, un faciès sulfato-hydrocarbonaté-calcique-sodique, une dureté globale de 6 mg équiv/l. La teneur de tous les composants est au-dessous du seuil des normes sanitaires.

La formation des ressources en eau karstique est assurée principalement par l'infiltration des précipitations efficaces (d'hiver et de printemps, plus rarement des averses), ainsi que l'absorption des eaux de crues d'une petite rivière dont la vallée se trouve dans la région envisagée: son écoulement est de 30 à 40 millions de m^3/an mais il cesse complètement à l'issue de la crue de printemps dont la durée est de 1,5 à 3 semaines.

Les calcaires et les dolomies aquifères ont une épaisseur de l'ordre de 400 m et sont intensément fissurés et karstifiés. La karstification se manifeste par des formes différentes: spongio-sité uniforme et petites cavernes dont le volume atteint parfois 1 cm^3 ; fissures larges de 2 à 3 cm et plus; cavités et grandes cavernes dont le diamètre atteint 0,5 à 1 m, ainsi que cela a été constaté à l'occasion des travaux de forage, etc. La plupart des vides et des fissures karstiques sont béants, mais il y a des cavités remplies par des argiles (aleurite?). L'épaisseur totale de la karstification n'est pas connue avec précision, mais à partir des données des forages on peut supposer qu'elle dépasse 200 m. Quant aux formes superficielles du karst elles sont représentées par des entonnoirs (dolines) et des catavothres (gouffres) qui se développent largement. Les roches carbonatées présentent une structure massive et les cavités karstiques sont associées aux plans de stratification des calcaires.

Caractéristiques de la source

La source karstique (fig. 2.4) est située en rive gauche de la vallée de la rivière à une distance de 30 à 40 mètres du flanc de la vallée. Il semble qu'elle se localise à l'intersection de deux failles locales. En conditions naturelles elle forme un petit lac d'une superficie de quelques dizaines de m^2 dont l'eau s'écoule par un chenal dans le lit de la rivière (11 mois par an le chenal est sec). Le fond du lac dont la profondeur, en conditions naturelles, est de l'ordre de 2 mètres comporte trois griffons correspondant aux points d'émergence des eaux karstiques.

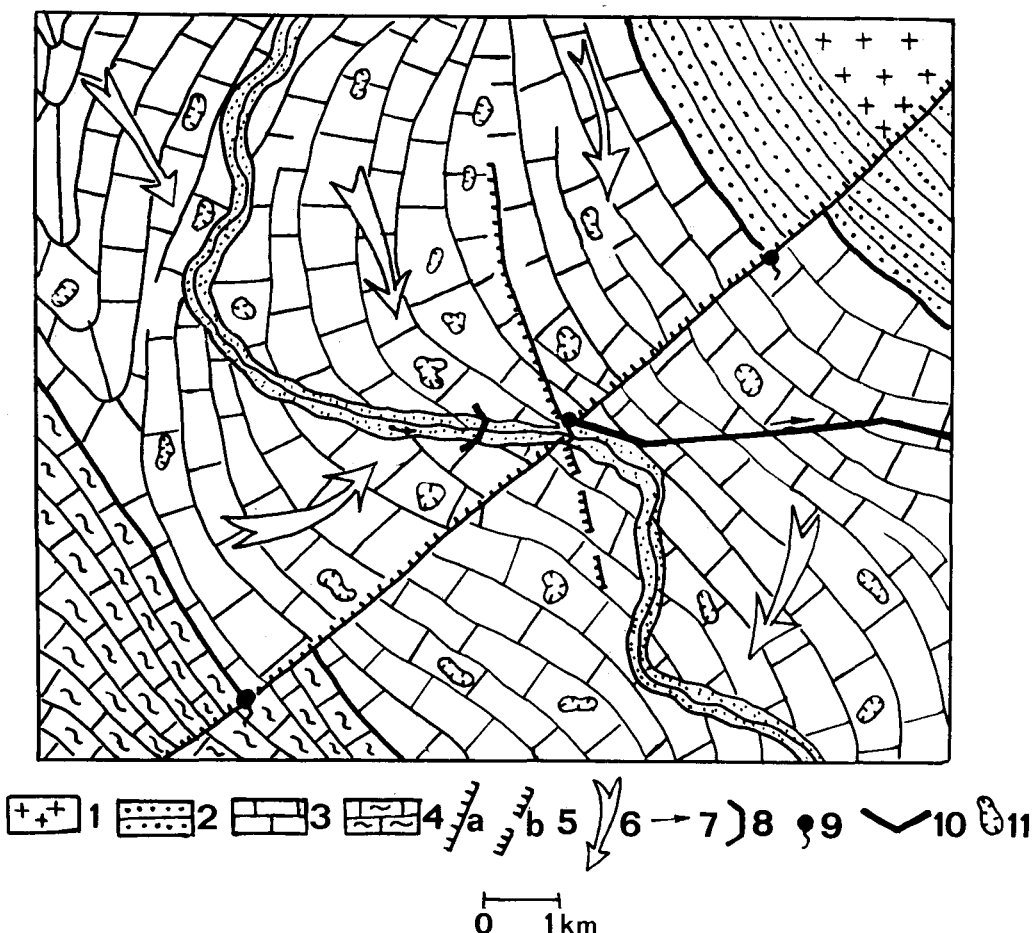


Figure 2.4 Coupe géologique des environs de la source: 1 – gneiss granitoïdes archéens; 2 – grès rouges et conglomérats du Dévonien supérieur; 3 – calcaires et dolomies de la formation aquifère du Tournaisien; 4 – calcaires argileux, argillites du Viséen inférieur; 5 – dislocations a) reconnues, b) supposées (la direction du tireté indique l'inclinaison de la surface de rupture); 6 – direction de l'écoulement des eaux souterraines; 7 – direction de l'écoulement dans la rivière et transport de l'eau par les tuyaux; 8 – poste des jaugeage sur la rivière; 9 – sources secondaires; 10 – tracé de la conduite d'eau; 11 – manifestations superficielles du karst.

A la fin des années cinquante on a observé la source pendant 5 ans et on a constaté que ses variations étaient négligeables, le débit étant compris entre 19 et 27 l/s, ce qui montre son haut degré de régularisation naturelle.

En 1960 on a pompé les eaux du lac pendant un mois au débit de 55 l/s, ce qui a provoqué un rabattement de 1,2 m. Après l'arrêt du pompage le niveau initial a été retrouvé au bout de 4 heures. Toutes les recherches effectuées ont montré que la source se caractérisait par un débit constant et par une bonne qualité de son eau; la température était comprise entre 7 et 10°C. On décida alors de capter cette source et d'installer une conduite d'eau pour l'alimentation de l'agglomération voisine.

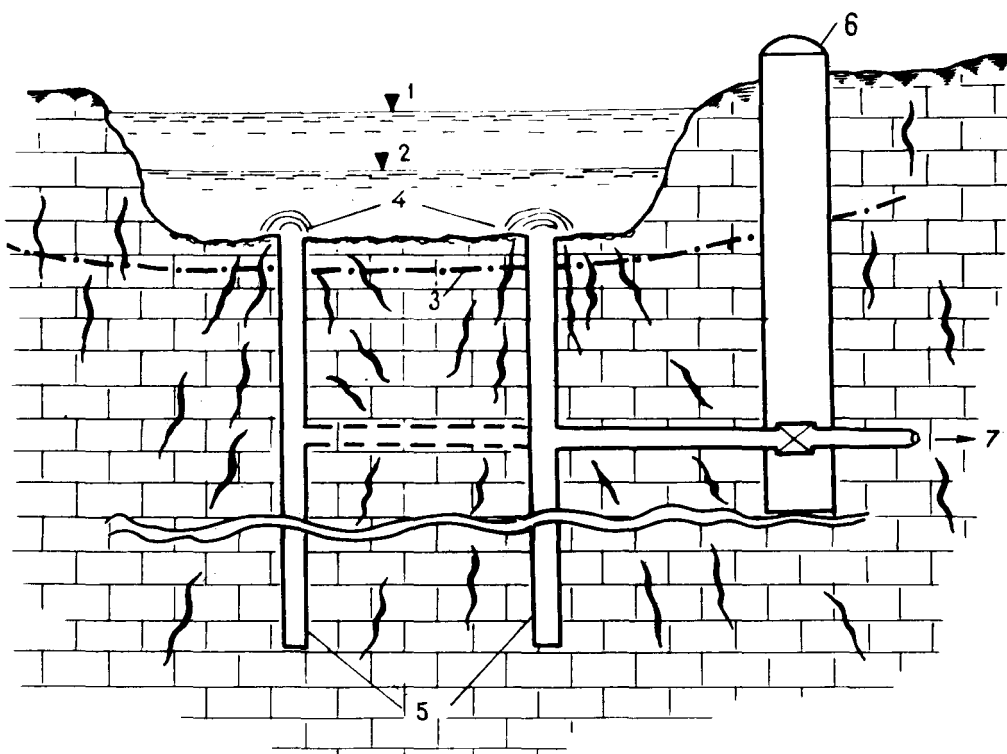


Figure 2.5 Coupe schématique de l'ouvrage de captage.

1 – niveau de la source en conditions naturelles; 2 – niveau de la source au débit de 63 l/s en écoulement gravitaire dans les tuyaux; 3 – niveau de la source lors du pompage au débit de 145 l/s; 5 – forages; 6 – puits d'observation avec la robinetterie sur la conduite; 7 – transport de l'eau pour la consommation.

Caractéristiques du captage

L'agglomération sus-mentionnée est située plus en aval dans la vallée, à 9 km de la source, et il convenait d'améliorer son alimentation en eau; de même il fallait assurer les besoins d'une entreprise minière pour permettre le lavage des minerais. L'altitude de la bouche de la source étant à 14 mètres par rapport aux cotes moyennes de la surface du sol dans l'agglomération, soit une pente de 0,0015, il s'est avéré possible de diriger l'eau par gravité à partir du captage. Pour la réalisation de ce dernier on a procédé de la façon suivante (fig. 2.5): à l'emplacement des deux griffons les plus puissants on a exécuté deux forages par battage au câble, d'une profondeur de 60 m et 16" de diamètre. Ils ont été équipés de colonnes crépinées, constituées par des tubes en acier perforés avec un pourcentage de perforation de 20 %. A la profondeur de 4 mètres à partir du niveau naturel d'eau dans le lac, c'est-à-dire à la profondeur de 2 mètres au-dessous du fond du lac, les tuyaux de la conduite d'adduction ont été reliés aux forages. Un test de pompage au débit de 145 l/s et d'une durée de 20 jours a été réalisé à l'air lift sur ces forages et a permis de constater un rabattement de 2,4 m du niveau de l'eau et l'assèchement du lac. Le système de captage a alors été mis en fonctionnement. Le rendement du captage est de 63 l/s, et le système fonctionne depuis 1965 sans diminution du débit.

Durant cette période le niveau dans le lac s'est abaissé à 0,9 m (les limites de variation étant de 0,85 à 0,96 m) et le déversement de l'eau du lac a diminué de 2 à 4 l/s, mais sans jamais s'arrêter.

En 1975 on a jugé utile de chercher à augmenter le prélèvement d'eau dans la source jusqu'à 200 l/s, ce qui a nécessité de mettre en place des pompes dans les forages. A la suite de ce nouveau prélèvement le lac a été drainé complètement et le niveau de l'eau dans les forages a été abaissé de 4,8 m à partir du niveau naturel du lac tel qu'il était avant le début de l'exploitation. Cet abaissement important du niveau et l'accentuation de la vitesse de baisse du débit que l'on observait d'un palier à l'autre ont permis de constater qu'on était proche du maximum acceptable de prélèvement et qu'il ne convenait pas de l'augmenter davantage: ainsi, durant la période hivernale, les besoins en eau décroissant, on arrête les pompes et le captage fonctionne par gravité pendant les 4 à 5 mois de l'hiver.

Les recherches et l'expérience de l'exploitation des ouvrages de captage qui ont été réalisés sur ce site ont permis de mettre au point des perspectives nouvelles d'utilisation d'eau souterraine karstique dans la zone aride et leur intérêt pour l'économie nationale.

Bibliographie

Khordikainen M. A., 1968 – Eaux de fractures et karstiques dans la zone de plissement brachial de Kenguir au Kazakhstan Central. Recueil „Recherches hydrogéologiques régionales au Kazakhstan“. Alma-Ata, SSSR, „Naouka“, (en russe).

2.4

CAPTAGE D'UNE SOURCE KARSTIQUE PAR FORAGES HORIZONTAUX EXEMPLE DE LA SOURCE BIELE VODY (massif de la Velká Fatra, Tchécoslovaquie)

par E. KULLMAN
(Bratislava)

Cadre hydrogéologique — Type de karst

La source de Biele Vody est une source karstique pérenne sortant de dolomies, fortement fissurées et partiellement altérées, du Trias moyen. Elle émerge sur le versant gauche à une hauteur de 18 m au-dessus du niveau de la vallée. La localisation de la source est conditionnée par deux barrières de sédiments imperméables. L'une des barrières, empêchant le passage des eaux karstiques vers l'aval de la vallée, est formée par les calcaires marneux et les marnes du Néocomien, qui sont haut placés derrière la faille perpendiculaire à la vallée. L'autre barrière, conditionnant l'émergence des eaux karstiques dans le versant, est formée par la série de couches schisteuses et gréseuses imperméables du Karn qui sépare les dolomies du Trias moyen des dolomies du Trias supérieur (figure 2.6).

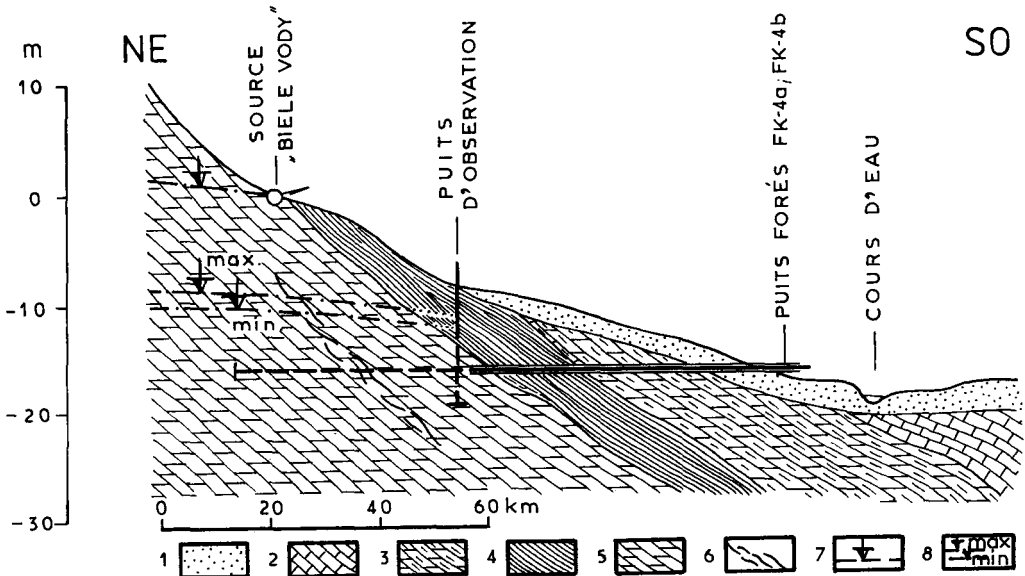


Figure 2.6 Coupe hydrogéologique de la source Biele Vody

- 1 – Tufs calcaires et alluvions récentes
- 2 – Calcaires, schistes, grès et marnes du Rhétien et du Lias
- 3 – Dolomies du Trias supérieur
- 4 – Schistes et grès du Karn (écran imperméable)
- 5 – Dolomies fissurées du Trias moyen (réservoir aquifère de la source Biele Vody)
- 6 – Zone très fissurée et karstifiée (transit privilégié d'eau souterraine)
- 7 – Niveau d'eau avant captage de la source
- 8 – Limites de variations du niveau de l'eau après captage de la source.

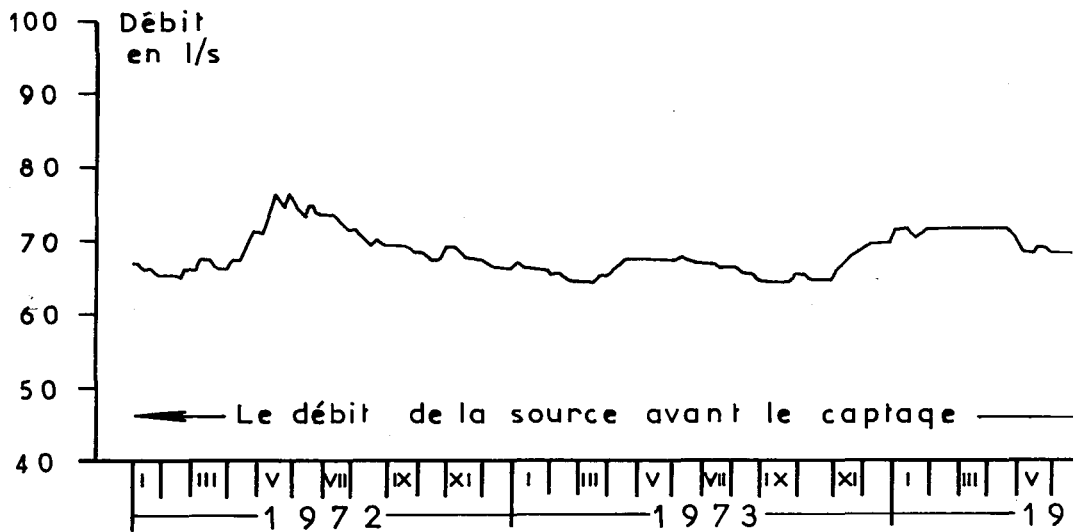


Figure 2.7 Variations de débits de la source Biele Vody avant captage et après captage par forages horizontaux.

Justification du choix de la méthode d'étude

Il a été décidé:

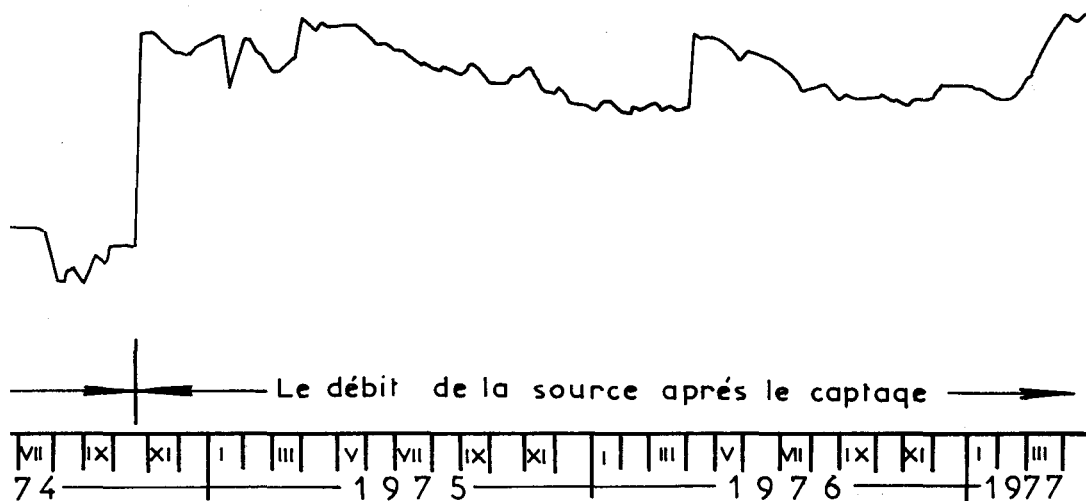
- d'exécuter des forages horizontaux 16 m au-dessous du niveau de la source pour qu'ils traversent les dolomies du Trias supérieur, percent la barrière de la série de couches schisteuses et gréseuses du Karn, et viennent capter les eaux de la source dans les dolomies du Trias moyen;
- d'exécuter des forages d'observation dans le réservoir des eaux karstiques qui constituent les dolomies du Trias moyen;
- de vérifier l'influence de ce mode de captage sur le débit de la source et le régime de l'eau souterraine.

Description des études et travaux

On a d'abord réalisé un forage horizontal (FK-4 a) long de 98 m à l'aide d'une foreuse caroteuse. Le forage a capté l'eau de la source avec affluente principale dans une zone broyée à une distance de 68 m de l'orifice du forage (figure 2.6). En raison du petit diamètre de ce forage qui n'autorisait qu'un débit limité, on en a effectué un second (FK-4 b), de manière similaire au premier, et long de 100,5 m. Toute l'eau de la source a ainsi été captée par ces deux forages. On a enfin exécuté un forage d'observation d'une profondeur de 10,5 m. A la suite de ces travaux on a procédé à des mesures systématiques du débit des deux forages de captage durant une longue période (cf. figure 2.7).

Résultats

Les forages horizontaux ont permis de capter la source dans des conditions très avantageuses du point de vue économique. En outre, l'impact sur l'environnement de ce mode de captage



par rapport à un captage classique fut beaucoup moins sévère et on a pu conserver la série de couches de tufs calcaires très remarquables qu'avait formés la source.

Par ailleurs les mesures systématiques effectuées après le captage confirmèrent une amélioration permanente du débit d'environ 20 l/s (cf. figure 2.7).

En raison de la faible amplitude de la fluctuation comparée à l'amélioration du débit du captage il a été possible de régulariser les prélèvements.

Récapitulation des travaux effectués

Les deux forages horizontaux ont été exécutés aux diamètres de 220 mm et 191 mm et représentent une longueur totale de foration de 198,5 m. On a effectué une cimentation du tubage dans la série de couches schisteuses et gréseuses du Karn et mis en place des crépines, de 171 mm et de 152 mm de diamètre, dans les dolomies aquifères du Trias moyen.

Le forage d'observation, de 10,5 m de profondeur, a été fait aux diamètres de 133 et 89 mm. Les mesures systématiques du débit total des forages horizontaux ont été poursuivies jusqu'au début de l'exploitation de la source (août 1977).

Recommandations

Le captage des eaux karstiques au moyen de forages horizontaux doit être rangé parmi les méthodes de captage les plus convenables lorsque les conditions géologiques y sont favorables: il est en effet économiquement avantageux et affecte au minimum l'aspect naturel du site. Il a en outre l'avantage de permettre d'obtenir dans certains cas un débit notablement plus élevé que celui de la source ainsi que de disposer d'une réserve régulatrice permettant d'améliorer les conditions d'utilisation des eaux souterraines.

2.5 CAPTAGE PAR GALERIE DANS LA REGION DE HERCEGNOVI (YUGOSLAVIE)

par B. MIJATOVIC
(Belgrade)

Un projet de captage d'eaux souterraines dans la région de Hercegnovi a pu être réalisé sur la base d'une hypothèse hydrogéologique qui rattachait la région karstique de Mokrine au bassin versant des sources littorales saumâtres du golfe de Morinj (fig. 2.8), sources dont le débit annuel varie de $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$ en été, à 15 à $20 \text{ m}^3/\text{s}$ en hiver.

En effet, les recherches effectuées permirent de démontrer l'existence d'un cours d'eau souterrain particulièrement important qui, de Mokrine, se vide dans le golfe de Morinj. C'est grâce à une étude par déconvolution de la relation pluie — débit dans cette région et, d'autre part, grâce à des traçages, que la relation supposée a pu être mise en évidence favorisant ainsi la réalisation du projet de captage.

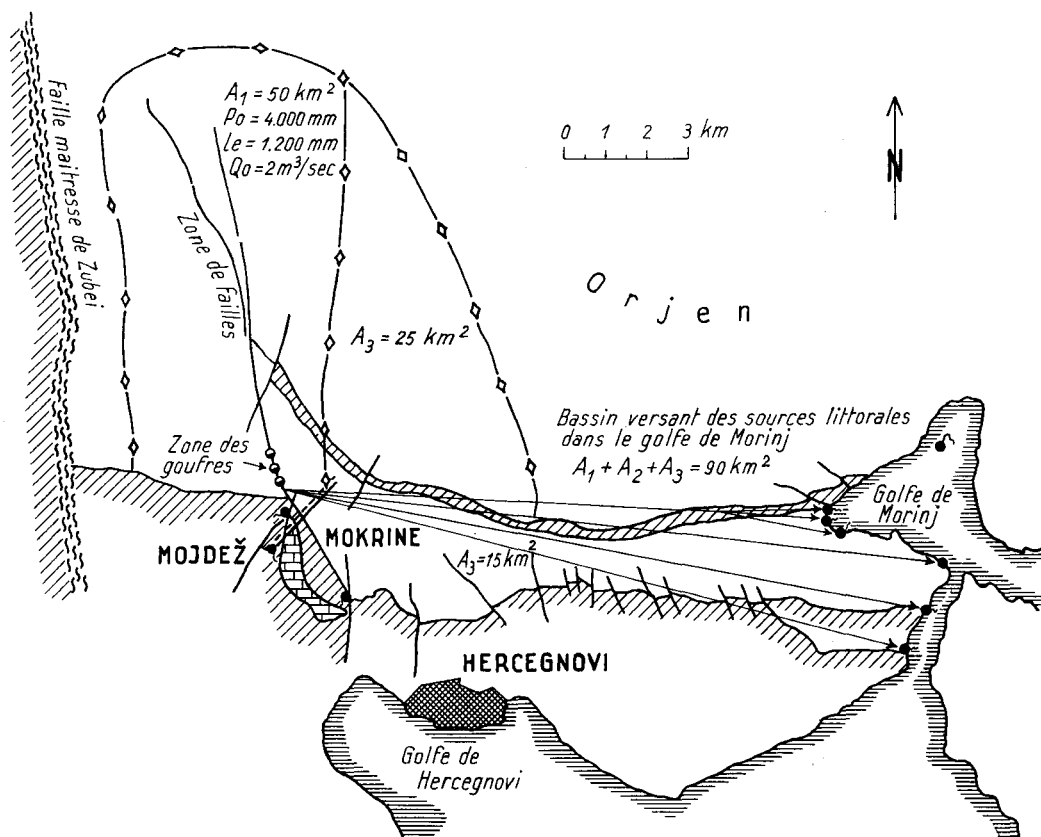


Figure 2.8

1. Cadre hydrogéologique – Type de karst

Trois grandes unités géotectoniques constituent cette région: la zone dite „autochtone“, la zone de Cukali et la zone de Visoki Krs (Haut Karst).

La zone „autochtone“ s'étend sur le littoral de la région. Au point de vue tectonique, cette unité se caractérise par des structures chevauchantes et par des flexures isoclinales. La zone de Cukali s'étend au-dessus de la zone „autochtone“ le long d'une faille maîtresse: le contact anormal entre le flysch paléogène de la zone „autochtone“ et les brèches calcaires du Crétacé supérieur de la zone de Cukali est reconnu aux environs de Mokrine, dans les localités de Mojdez et de Sutorina. A l'est de cet endroit la zone de Cukali plonge sous la zone de Visoki Krs.

L'aquifère karstique, comprenant le cours d'eau souterrain qui alimente les sources pérennes du golfe de Morinj, se trouve entièrement dans la zone de Cukali. C'est une région karstique à relief montagneux. Le gradient hydraulique est important ($i_{\max} = 0,024$; $i_{\min} = 0,017$). En raison de l'érosion karstique intense, l'écoulement se fait par des chenaux très développés qui sont localisés, du fait de la dissolution préférentielle causée par les accidents tectoniques, dans la zone de Cukali. Autour de ces chenaux souterrains la masse rocheuse est pratiquement compacte ou très faiblement perméable, ce qui a été mis en évidence lors du creusement de la galerie de captage. Les vitesses d'écoulement sont élevées: 5 à 7 cm/sec pendant la crue et 1,5 cm/sec pendant l'étiage.

A l'occasion d'un test de traçage à la fluorescéine, on a observé une restitution comportant deux pics: le premier, dû à une circulation très rapide dans la zone de drainage privilégiée (karst vif, actif) et le second, résultant d'une vidange différée de la matrice.

2. Description des travaux réalisés

La galerie de captage a été entamée au pied du flanc de roches imperméables de la zone de Cukali, à la cote + 225 m, dans le but de traverser la série du flysch et d'entrer dans les dolomies et calcaires karstifiés de Mokrine au-dessous du niveau minimal des eaux souterraines, observé dans le forage piézométrique Mo₁ (fig. 2.9).

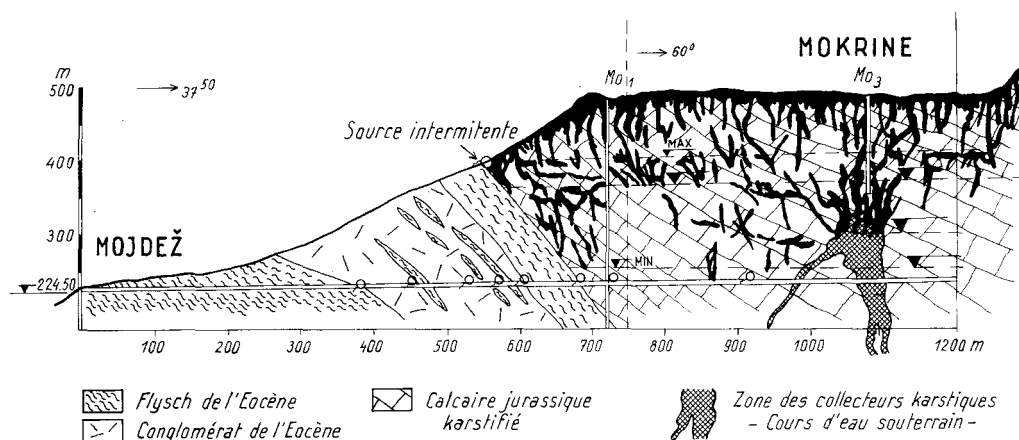


Figure 2.9

Les travaux de captage ont commencé en été 1972; sur une distance de 700 m la galerie a traversé toute une série de roches imperméables, conformément aux prévisions. De 700 à 990 m les calcaires rencontrés étaient extrêmement compacts et seules les fissures fines donnaient de l'eau mais en très faible quantité: 2 à 3 l/sec. Les quelques rares collecteurs karstiques recoupés sur ce trajet de la galerie étaient tous colmatés par de la boue de flysch et par des argiles rouges. A la longueur de 990 m, la galerie a percé un collecteur karstique important qui a débité, à la suite de crues, d'énormes quantités d'eau: entre 5 et 10 m³/sec. Pendant la période du 21 septembre au 11 novembre 1974, l'écoulement à travers la galerie a été de 33 millions de m³ et les sources du golfe de Morinj ont vu réduire leur débit en conséquence. Cette irruption d'eau en grande quantité a provoqué beaucoup de dégâts, notamment dans la première partie de la galerie qui avait été enduite de béton: des travaux de réparation ont été nécessaires dans les parties endommagées, qui ont pu être réalisés après cessation de l'écoulement à gros débit.

Le collecteur karstique découvert à 990 m, bien que relié au réseau karstique par où s'opérait l'essentiel de l'écoulement naturel, ne faisait pas directement partie du cours d'eau souterrain principal dont le trajet a été localisé dans la galerie, entre 1000 et 1200 m.

3. Résultats et conclusions

L'intérêt pratique de cet aménagement a été récupérer la plus grande partie de la ressource s'écoulant dans les collecteurs naturels, grâce à la galerie drainante.

Le débit exploitable de la galerie est estimé à 100 l/sec en période d'étiage. L'objectif est cependant d'obtenir en période d'étiage un débit exploitable notablement supérieur. Pour ce faire on pense réaliser des travaux d'étanchement dans la zone des collecteurs karstiques recoupés par la galerie, entre 1080 et 1200 m. A titre indicatif, en comparant les valeurs calculées pour les réserves régulatrices et les débits écoulés dans le golfe de Morinj, au cours de la période d'étiage, on estime qu'une remontée du niveau maximal des eaux souterraines de 25 m permettrait d'assurer un débit permanent de 300 à 400 l/sec environ dans la galerie de captage.

4. Tableaux des données quantitatives

4.1 Bilan hydrologique pour le bassin versant total (90 km² fig. 2.8)

ENTREES			PERTES			SORTIES		
en 10 ⁶ m ³	en mm	en %	en 10 ⁶ m ³	en mm	en %	en 10 ⁶ m ³	en mm	en %
Précipitations (y compris la neige):			Evapotranspiration réelle et Ruissellement:			Pluies efficaces ou écoulement souterrain:		
360	4000	100	252	2800	70	108	1200	30

4.2 Bilan hydrologique pour le bassin versant du captage (50 km²)

200	4000	100	140	2800	70	60	1200	30
-----	------	-----	-----	------	----	----	------	----

4.3 Débits caractéristiques des sources dans le golfe de Morinj

$Q_{\max} (m^3/s)$	$Q_o (m^3/s)$	$Q_{\min} (m^3/s)$	$K_n = Q_{\max}/Q_{\min}$	$Q_{\min} : Q_o : Q_{\max}$
18	3,5	0,6	30	1 : 10 : 30

4.4 Données caractéristiques du régime de tarissement

Période de tarissement brut	Période de tarissement net	Coeff. de tarissement
du 1er mai au 10 juillet	du 10 juillet au 20 août	
$Q_{t1} = 2,0 e^{-0,0114 t}$	$Q_{t2} = 0,9 e^{-0,0101 t}$	$\infty_1 = 0,0114; \infty_2 = 0,0101$

Bibliographie

1. Poitinal D.,
De Marsily G., 1973 — Relation du type entrée-sortie en hydrogéologie: procédé d'identification de l'opérateur. — Bulletin du BRGM, section 3, N° 2, pp. 119-135, Orléans, 1973.
2. Mijatovic B., 1975 — Recherches hydrogéologiques détaillées dans la région de Mojdez-Mokrine pour le captage rationnel des eaux karstiques. — Rapport inédit de Geozavod, Beograd, 1975/en serbocroate.

2.6

TRAVAUX DE RECONNAISSANCE EN VUE DU CAPTAGE D'UNE SOURCE TEMPORAIRE: SOURCE DES FREIGERES (Nîmes – Gard – FRANCE)

par H. PALOC et X. POUL¹⁾
(Montpellier)

Cadre hydrogéologique – Type de karst

Dans le cadre du renforcement de l'alimentation en eau de la ville de Nîmes (département du Gard – France), on a recherché dans un rayon d'une vingtaine de kilomètres autour de cette ville quelles étaient les possibilités des divers réservoirs aquifères qui pouvaient s'y rencontrer. Parmi ceux-ci, l'un d'eux, de type karstique, paraissait offrir une possibilité intéressante liée à la présence d'une source temporaire à fort débit de crue (supérieur à 3 m³/s), à proximité relative de la ville (à moins de 10 km à vol d'oiseau): il s'agit de la source des Freigères, localisée en rive droite des gorges du Gardon.

Hypothèse de base des études et travaux

Le Gardon est un écoulement temporaire dans la plus grande partie de la traversée des terrains calcaires; il ne retrouve un écoulement permanent qu'à partir d'une émergence, la source de la Baume, située notablement à l'aval (3 km) de la source des Freigères. On a cherché à vérifier que la source des Freigères, dont le site présentait des avantages d'ordre économique comme site de captage par rapport à la source de la Baume, était bien un trop-plein de cette dernière et qu'il pouvait être possible de dériver par pompage sur les Freigères, une partie de l'écoulement de la Baume (le débit d'étiage de cette dernière ne paraît pas descendre au-dessous de 1 m³/s).

Justification du choix de la méthode d'étude

- Dans un premier temps, on a démontré par traçage que les deux sources étaient bien alimentées par le même réservoir.
- Dans un deuxième temps, on a procédé à l'exécution de 8 sondages de reconnaissance de profondeur comprise entre 17 et 33 m (figure 2.10).

Description des études et travaux

Ces divers sondages ont démontré la fissuration notable mais irrégulière du calcaire, et la présence de conduits karstiques de faible section en général, à l'exception des sondages S1 et S7. Le niveau d'eau dans ces divers forages s'est établi à la même cote et à une faible profondeur sous la surface topographique (inférieure à 10 m), la différence d'altitude entre ce plan d'eau et celui des sources de la Baume étant de l'ordre de quelques mètres. Un essai de pompage a alors été exécuté sur le sondage S7: on a effectué 5 paliers de débit par tranches comprises entre 120 et 350 m³/h (figure 2.11). La durée totale des pompages a été de 72 heures.

¹⁾ Hydrogéologues au BRGM (France) – Etude effectuée par le BRGM pour le compte de la ville de Nîmes

SOURCE DES FREIGERES (Gard)

PLAN DE SITUATION DES SONDAGES DE RECONNAISSANCE

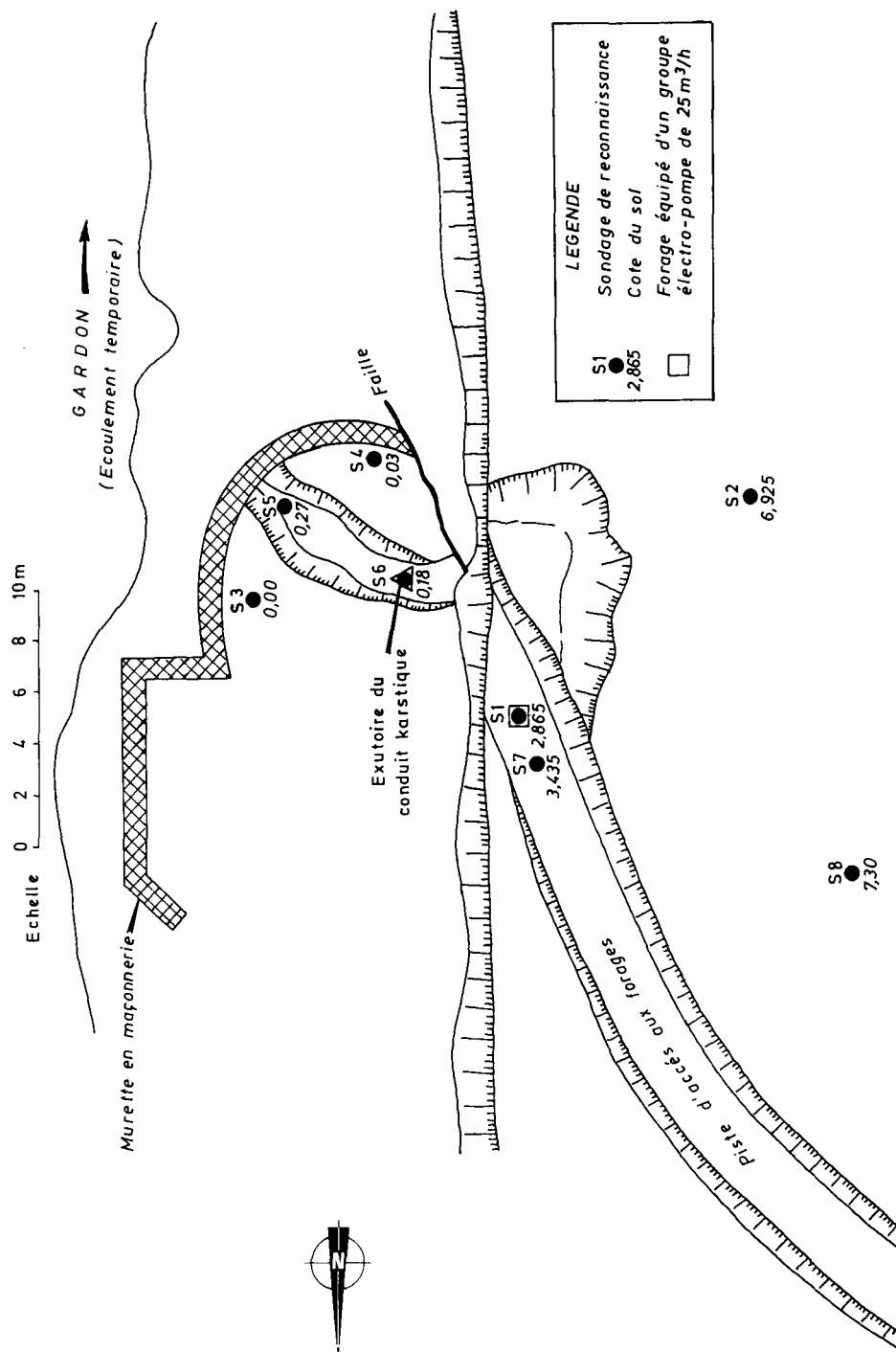


Figure 2.10

SOURCE DES FREIGERES (Gard)

SONDAGE S7 _ RELATION RABATTEMENT - DEBIT

(Régime permanent)

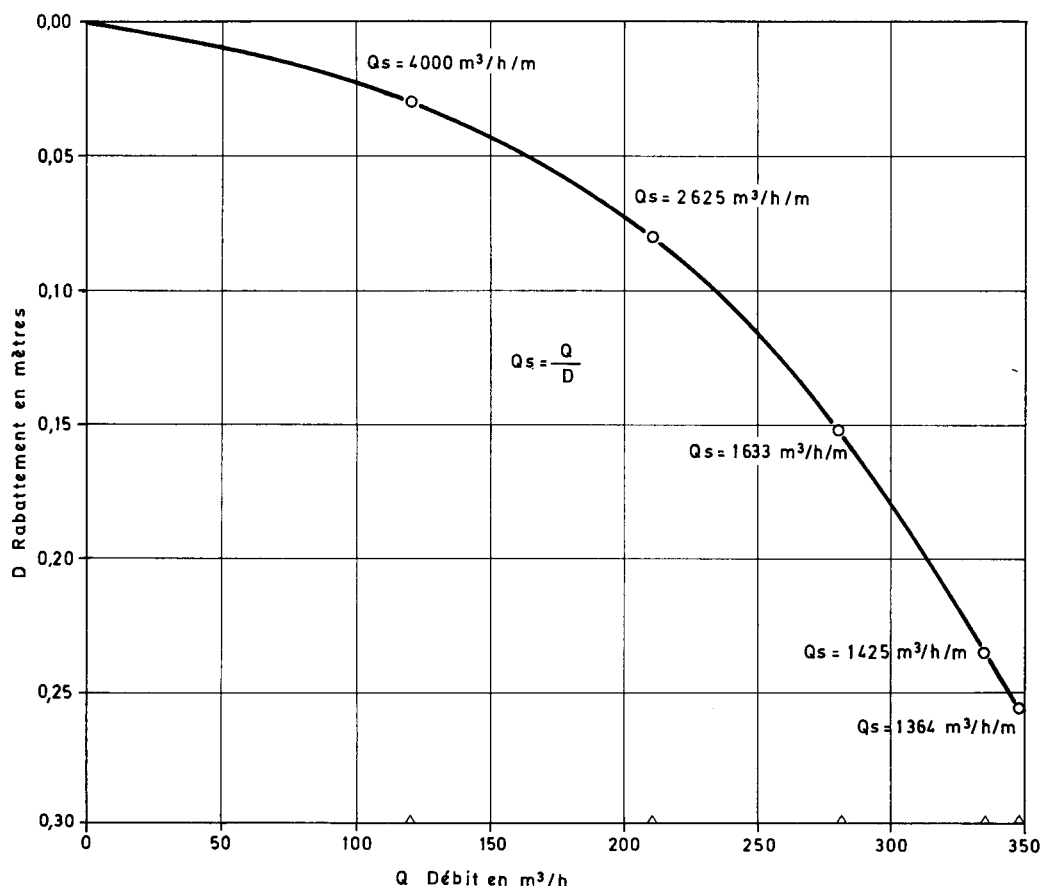


Figure 2.11

Résultats et conclusions

Les stabilisations pour chacun des paliers ont été obtenues quasi instantanément: par ailleurs le rabattement total pour le débit maximal (350 m³/h) a été de 0,255 m (soit une valeur de débit spécifique de l'ordre de 1360 m³/h/m). On a évalué à un minimum de 500 l/s (et pouvant atteindre – voire dépasser en prélevant sur les réserves – le débit total d'étiage des sources de la Baume), le débit qui pourrait être capté par pompage sur le site des Freigères en toute sécurité.

Cet exemple montre l'intérêt que certaines sources temporaires peuvent offrir pour l'exécution d'un captage à débit élevé dans un karst.

Tableau des données quantitatives

Date	Heure	Palier	Débit m ³ /h	Rabatement observé sur S1 en m	Correction variation saisonnière en m	Rabatement réel en m	Débit spécifique en m ³ /h/m
09/08/76	10 h à 12 h 14	1	120	0,03	—	0,03	4 000
09/08/76	12 h 14 à 14 h 20	2	210	0,09	0,01	0,08	2 625
09/08/76	14 h 20 à 17 h 50	3	281	0,17	0,0175	0,153	1 633
09/08/76 10/08/76	17 h 50 à 9 h 10	4	335	0,29	0,055	0,235	1 425
10/08/76 12/08/76	9 h 10 à 10 h	5	348	0,37	0,115	0,255	1 364

Bibliographie

Rapports inédits BRGM n° 71 SGN 416 LRO, 76 SGN 104 LRO et 76 SGN 326 LRO.

CAPTAGE D'UN AQUIFERE KARSTIQUE SOUS COUVERTURE POUR L'ALIMENTATION EN EAU DES NOUVEAUX ATELIERS DE L'IMPRIMERIE DU JOURNAL „MIDI LIBRE“ (ST JEAN DE VÉDAS – HÉRAULT – FRANCE)

par H. PALOC et B. ROZES ¹⁾
(Montpellier)

Cadre hydrogéologique – Type de karst

La zone concernée par l'étude est située dans une plaine, à proximité d'une petite chaîne montagneuse de quelques dizaines de km² de superficie (Montagne de la Gardiole). Sous le site prévu pour l'installation de l'imprimerie on ne connaissait qu'un réservoir aquifère: celui-ci est constitué par une formation détritique très hétérogène, où les niveaux sableux prédominent, le plus souvent associés à des éléments argileux. Cet aquifère est sollicité par de nombreux puits mais en général faiblement productifs (quelques m³/h maximum). On a cherché à reconnaître si les formations calcaires très karstifiées qui affleuraient dans la chaîne montagneuse ne pourraient pas se retrouver à une profondeur raisonnable sous l'imprimerie et quelles pourraient être leurs possibilités aquifères.

Hypothèse de base des études et travaux

Les calcaires étant d'âge Jurassique et les formations détritiques étant d'âge Mio-Pliocène, la karstification des premiers devait être extrêmement intense en raison, à la fois de la durée d'émersion et de la fracturation ayant affecté la roche calcaire au cours de diverses phases orogéniques: si l'ancienne surface karstifiée constituait le mur de l'aquifère détritique on pouvait espérer solliciter les eaux souterraines de ce réservoir sur une grande étendue en même temps qu'obtenir des débits ponctuels très élevés.

Justification du choix de la méthode d'étude

Il convenait de confirmer l'existence et de préciser la profondeur et le caractère aquifère des calcaires sous la surface topographique. On a donc procédé à une campagne de sondages électriques, puis aussitôt après, à l'exécution de forages de reconnaissance implantés dans les endroits reconnus par la géophysique comme étant les plus favorables.

Les tests ayant permis de s'assurer que le captage au débit souhaité était possible, il fut alors procédé à l'exécution de deux forages d'exploitation.

Description des études et travaux

- 30 sondages électriques ont été effectués dans la zone d'étude de façon homogène afin déterminer la topographie du toit du calcaire sous toute l'étendue de la zone d'étude (S = 0,4 km²).
- Dans les secteurs reconnus les plus favorables (ceux où la géophysique avait révélé une faible épaisseur de recouvrement sur les calcaires) furent exécutés 3 forages de reconnaissance. Ces forages furent réalisés (Ø 280 mm) au tricône sur toute la traversée des formations de recouvrement dont l'épaisseur s'est révélée comprise entre 30 et 40 m; après tubage et cimentation au toit des calcaires, ils furent poursuivis au marteau-fond de trou (Ø 130 mm) sur une hauteur de calcaires comprise entre 20 et 30 m.
- Au vu des résultats des tests réalisés sur les forages de reconnaissance, et compte tenu de critères techniques et financiers, il fut décidé que le captage définitif comporterait 2 forages espacés de 10 m, et à proximité du lieu de principale utilisation (refroidissement de la rotative). Ces 2 forages furent exécutés selon les mêmes caractéristiques que les forages

¹⁾ Hydrogéologues au BRGM (FRANCE) –
Etude effectuée pour le compte de la Société PROMIDI, à la demande de la SERETE ENGINEERING

de reconnaissance mais en diamètre plus important (foration en 350 mm, tubage en 270 mm pour la partie supérieure; foration en 250 mm dans les calcaires situés dans la partie inférieure). Toutefois, alors que la foration au marteau fond-de trou avait été permise dans les calcaires sur quelques dizaines de mètres dans la phase de reconnaissance, il n'en fut pas de même sur les emplacements des 2 forages d'exploitation: l'extrême karstification des calcaires révélée sur ces emplacements n'autorisa, en effet, qu'une pénétration modeste (7 m sur le premier forage, 8 m sur le deuxième). Il ne fut pas jugé utile de chercher à approfondir ces 2 forages, les essais d'eau exécutés en cours de chantier ayant en effet confirmé une productivité suffisante pour chacun de ces deux ouvrages par rapport aux prévisions.

Résultats et conclusion

Alors que l'aquifère, habituellement exploité dans ce secteur, n'aurait sans doute pas permis – à moins de réaliser un nombre très élevé de forages – l'obtention des débits recherchés, l'existence d'un karst sous-jacent et ses bonnes caractéristiques hydrauliques ont rendu possible les prélèvements élevés (voisins de 200 m³/h par ouvrage) avec de très faibles rabattements (débits spécifiques de plusieurs dizaines de m³/h/m).

Cet exemple démontre l'intérêt hydrogéologique que représente la partie supérieure d'une formation calcaire ayant été soumise autrefois à une longue période d'altération superficielle, lorsqu'une telle zone se trouve aujourd'hui saturée en eau et recouverte par une formation aquifère de grande étendue mais qu'il serait difficile d'exploiter de façon intéressante économiquement.

Tableau des données quantitatives

Forages		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6).	(7)
Reconnaissance	F1	64	31	33	– 10,75	50	16	10 ⁻²
	F2	71	34,70	36,30	– 16,53	27 32 49	30 27 20	1,5.10 ⁻²
	F3	62	36	26	– 13,29	52	20	6.10 ⁻²
Exploitation	F4	42	34,50	7,50	– 16,26	92,5 139 178	67 52 41	1,8.10 ⁻¹
	F5	45	36,80	8,20	– 15,95	100 152 189	133 100 82	3,6.10 ⁻¹

- (1) Protondeur totale en mètres
- (2) Epaisseur des recouvrements sur calcaire en mètres
- (3) Epaisseur de calcaire forée en mètres
- (4) Niveaux piézométriques de la nappe des calcaires par rapport au sol, en mètres
- (5) Débits d'essai, en m³/h
- (6) Débits spécifiques correspondants, en m³/h/m
- (7) Transmissivité en m²/s

Bibliographie

Rapport inédit BRGM N° 77 SGN 406 LRO.

2.8

CAPTAGE DANS UN KARST SOUS RECOUVREMENT ALLUVIAL A L'ENTREE DES GORGES DE L'ARDECHE (SALAVAS – ARDÈCHE – FRANCE)

par **B. LEMAIRE** et **H. PALOC** ¹⁾
(Montpellier)

Cadre hydrogéologique – Type de karst

Avant sa traversée des vastes plateaux calcaires où elle a creusé ses célèbres gorges, l'Ardèche développe son lit dans une zone déprimée – la plaine de Vallon-Pont-d'Arc – qui correspond à une zone d'effondrement: dans cette zone les calcaires sont recouverts soit par des marnes, soit par des alluvions. Tous les captages réalisés dans ce secteur avaient été exécutés jusqu'alors dans les seules formations alluviales après sélection, par géophysique et sondages de reconnaissance, des rares sites susceptibles d'être en liaison directe avec le cours d'eau (captages par alimentation induite).

Dans le secteur de Salavas, sous une terrasse alluviale perchée, le calcaire paraissait être karsifié sous les alluvions ainsi qu'en témoignait l'existence d'une petite source en rive droite de l'Ardèche (la source du Boeuf) et de quelques autres venues secondaires signalées par des pêcheurs, dans la partie immergée de son talweg.

Hypothèse de base des études et travaux

Plutôt que de chercher, en vue d'assurer de nouveaux besoins, à créer un captage dans les gorges mêmes de l'Ardèche – à la fois pour des raisons économiques (les principales sources se situant très à l'aval des lieux prévus d'utilisation) et pour des raisons de protection de paysage – il apparut intéressant de tester la productivité de la zone calcaire masquée par les alluvions dans le secteur de Salavas. On pouvait espérer y récupérer en effet, d'une part l'eau écoulee par les sources, d'autre part celle contenue dans les alluvions ou dans la partie supérieure du karst, et éventuellement en cas d'étiage prononcé, une certaine quantité d'eau de la rivière.

Justification du choix de la méthode d'étude

Il n'apparut pas indispensable, compte tenu de l'expérience acquise au cours de précédentes campagnes, de procéder à des mesures géophysiques préalablement à l'exécution des sondages.

Description des études et travaux

Dans un premier stade, 2 sondages de reconnaissance furent exécutés:

Le premier sondage (S1), profond de 32 m, atteignit le toit des calcaires à 10,40 m de profondeur, les zones les plus fissurées se trouvant entre 18 m et 24,50 m et entre 29 m et le fond du sondage.

¹⁾ Hydrogéologues au BRGM (FRANCE)
Etude effectuée par le BRGM pour le compte du Syndicat de BARJAC (Gard).

Le deuxième sondage (S2), situé à 14 m de S1, profond de 41,00 m, atteignit les calcaires à 10,60 m de profondeur, mais ceux-ci se révélèrent moins poreux que sur le premier forage.

On a constaté que le mur des alluvions se trouvait légèrement en-dessous du niveau d'étiage de l'Ardèche et que le plan d'eau dans le sondage S1 était notablement plus haut que celui du forage S2, et plus haut que le niveau de l'Ardèche, ce qui traduit bien la charge relativement élevée de l'eau des calcaires par rapport à celle des alluvions. Enfin, les test effectués ayant confirmé une bien meilleure productivité du sondage S1 par rapport au sondage S2, il fut convenu d'exécuter sur cet emplacement le forage d'exploitation.

Dans un deuxième stade fut exécuté le forage d'exploitation (F 1); celui-ci fut effectué à 12 m du sondage S1. A l'origine, l'équipement de ce forage ne devait pas comporter de crépine mais la mise en place de celle-ci apparut indispensable à l'issue des premiers essais.

Résultats et conclusions

1 – Avant la mise en place de la crépine sur le forage F1, les essais effectués à des débits variant entre 32 et 116 m³/h entraînèrent d'importantes venues de sable et d'argile rouge: l'eau exploitée, loin de s'éclaircir avec le temps, tendait au contraire à se charger de plus en plus. Les chances de déboucher les fissures par traitements (acide et hexamétaphosphate) et pompage prolongé étant compromises par les risques d'entraînement des sables alluviaux sus-jacents par l'intermédiaire des fissures, il fut décidé d'équiper le forage d'une crépine dont les

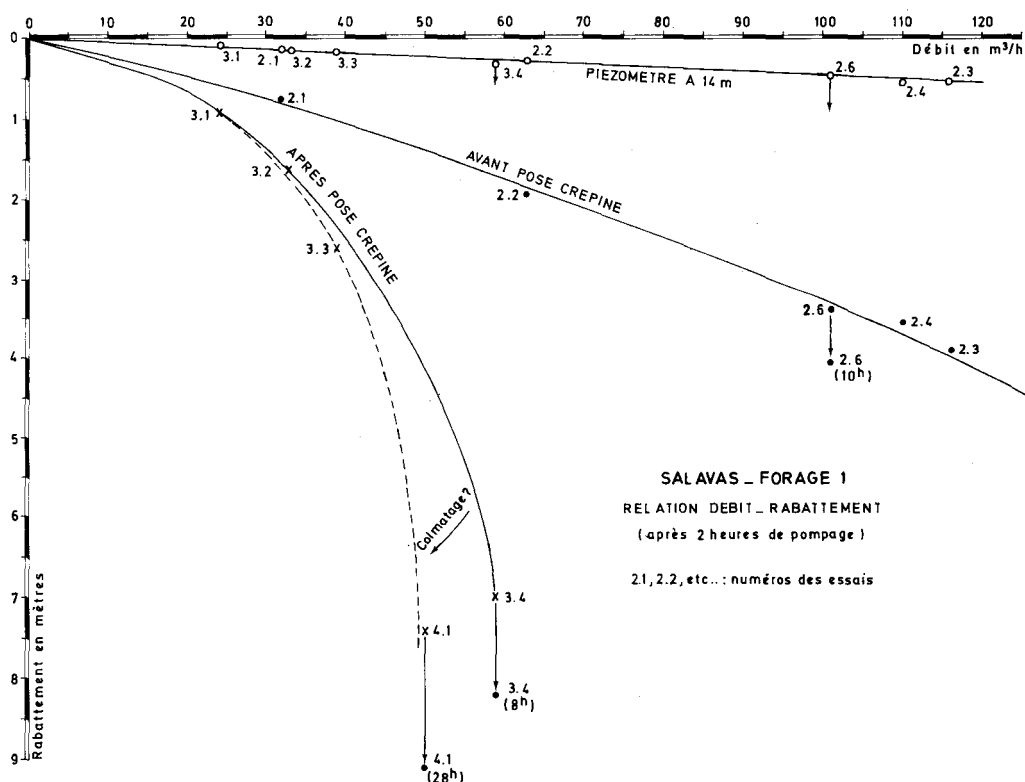


Figure 2.12

caractéristiques étaient les suivantes: Longueur 18 mètres – Diamètre 6 pouces – Slot 35 (fentes de 0,9 mm et 28 % de coefficient d'ouverture, soit une capacité de 14 m³/h/m) avec mise en place d'un massif filtrant (graviers siliceux de 2 × 3,5 mm).

2 – Après mise en place de la crépine, l'eau exhaurée a été très rapidement limpide, mais il n'a pas été possible de retirer du forage plus de 50 m³/h.

La courbe de descente obtenue, caractéristique d'un écoulement transitoire, suggère que le mauvais rendement du forage est dû à un colmatage du massif filtrant: il est probable que des venues de silt et d'argile se soient accumulées derrière le massif filtrant, au débouché des fissures productrices (figure 2.12).

En conclusion la transmissivité du réservoir aquifère révélée avant la mise en place de la crépine (1,3.10⁻² m²/s) démontrait la possibilité d'exploiter un débit bien supérieur à celui obtenu après mise en place de la crépine (la transmissivité calculée alors apparaissait 500 fois plus faible que celle mesurée initialement). Il a été jugé préférable, en vue de satisfaire de nouveaux besoins, de se déplacer de cette zone où le karst était très „encrassé“ pour exécuter de nouveaux sondages.

Bibliographie

Rapports inédits BRGM 70 LRO 20 PR et 71 LRO 52 PR

2.9

ETUDE DU PALEOKARST DE LA REGION DE VISE

par A. MONJOIE
(Liège)

Cadre hydrogéologique

Le massif calcaire de Visé est constitué principalement par des formations du Viséen recouvertes par des schistes du Namurien sauf au sommet érodé. Des phénomènes karstiques de grande ampleur apparaissent dans les zones d'affleurement des calcaires.

Hypothèse de base des études et travaux

Une partie du karst semble résulter de la **réactivation** d'un paléokarst anté-namurien. Il a été jugé intéressant de prospector les flancs de la structure sous le niveau hydrostatique de la Meuse.

Justification du choix de la méthode d'étude

L'étude a comporté d'abord la prospection de la structure en dôme et des anomalies pouvant résulter d'un karst ancien. La reconnaissance a été réalisée par prospection électrique basée sur les contrastes de résistivité entre les calcaires viséens compacts, les calcaires viséens karstifiés et les schistes namuriens.

Ensuite, trois sondages ont été forés. Ils ont été complétés par une centaine de forages nécessités par les travaux de génie civil: autoroutes, barrage-écluse sur la Meuse, etc.

Description des études et travaux

La prospection électrique a comporté une trentaine de sondages électriques et 11 km de traînées électriques. Elle a mis en évidence deux types d'anomalies (fig. 2.13):

- **anomalies positives** dues à la fracturation des schistes effondrés dans les poches de dissolution des calcaires
- **anomalies négatives** au droit desquelles les calcaires sont altérés mais sans effondrement des terrains sus-jacents.

Les forages ont montré que les poches de dissolution atteignaient des profondeurs de 40 à 60 m de profondeur sous le niveau hydrostatique actuel et qu'elles étaient remplies d'une brèche non consolidée (collapse breccia) à éléments de schistes, grès et psammites namuriens enrobés dans des argiles gris noir.

Résultats

A la base des poches de dissolution se manifeste une nappe artésienne donnant des débits jaillissant de l'ordre de 2 l/sec sous une charge de 1 à 2 m.

Par contre, en dehors de la zone karstique les perméabilités restent généralement faibles.

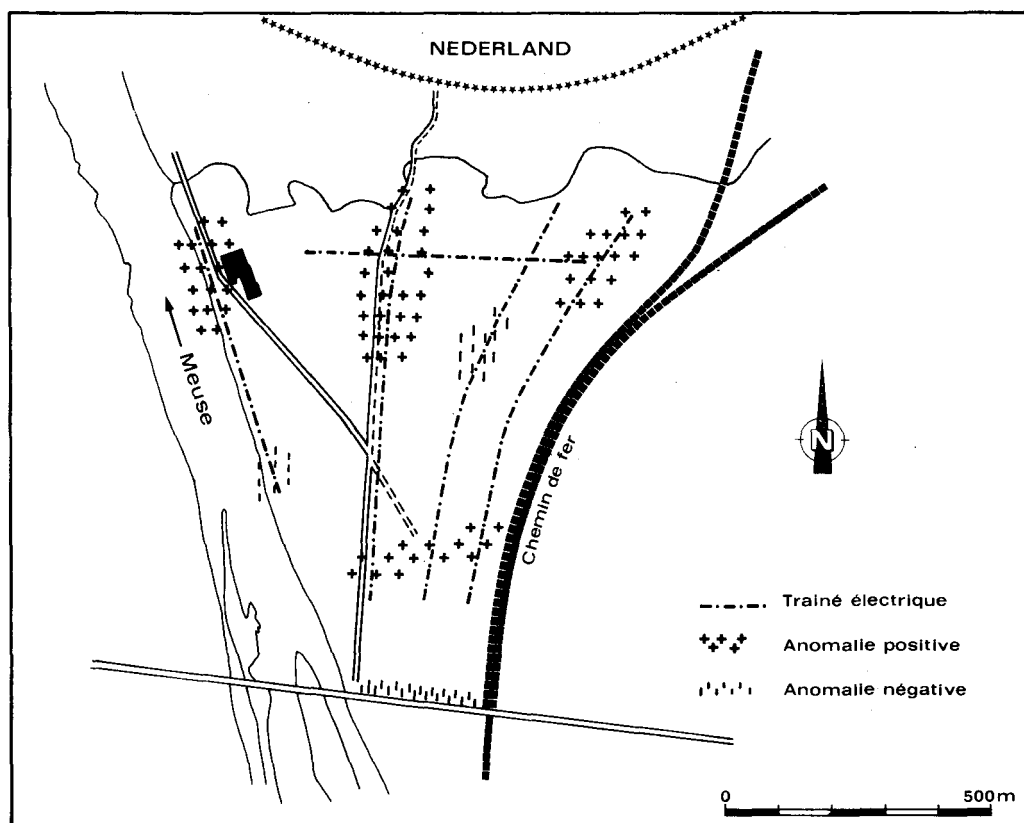


Figure 2.13

Les zones de karst ancien paraissent nettement alignées suivant des axes E-W sans doute tectoniques.

Le fond des poches de dissolution contient localement des matériaux radioactifs qui confèrent à l'eau souterraine une certaine teneur en radon.

Coût des opérations

Il représente le coût de la prospection géophysique et des forages.

Recommandations

A la fin des reconnaissances, l'étude n'a pas été complétée par des puits d'essai, la vocation du territoire étudié ayant changé.

Il serait intéressant de mieux définir les perméabilités des zones karstifiées et l'évolution du chimisme et de la radioactivité des eaux en fonction du temps de pompage.

Tableau des données quantitatives

	perméabilités équivalentes
calcaires karstifiés	1 à $5 \cdot 10^{-4}$ m/sec
calcaires fissurés	10^{-5} à 10^{-6} m/sec
brèche d'effondrement	1 à $2 \cdot 10^{-6}$ m/sec
schistes houillers fracturés	2 à $10 \cdot 10^{-7}$ m/sec
schistes houillers	0 à $1 \cdot 10^{-7}$ m/sec

Références

- Rapports inédits des Laboratoires de Géologie et Hydrogéologie de l'Université de Liège, n° SYN 662, 672, 682
- Calembert, L. et Monjoie, A. 1970 — Phénomènes géologiques et Géologie de l'Ingénieur dans la région de Visé (Belgique), 1er Congrès International de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, t. 1, pp. 93-107, 3 fig., Paris.

2.10

CAPTAGE D'UN NIVEAU AQUIFERE PRIVILEGIE EN RELATION AVEC UN GROUPE DE SOURCES PERENNES: SOURCES DE DAUTHUNES ET DE LA TOUR (ALÈS – GARD – FRANCE)

par M. BOURGEOIS et H. PALOC ¹⁾
(Montpellier)

Cadre hydrogéologique — Type de karst

En vue d'alimenter une zone industrielle très importante au voisinage de la ville d'Alès, on a évalué dans un rayon d'une dizaine de kilomètres autour de cette ville les possibilités offertes par quelques réservoirs aquifères qui s'y rencontrent. L'un de ceux-ci est constitué par une formation dolomitique dont la disposition structurale et la karstification profonde favorisent l'accumulation d'une importante quantité d'eau. De ce réservoir émergent un certain nombre de sources qui constituent les résurgences d'un écoulement de surface (le Gardon d'Alès) affecté de pertes, partielles ou totales selon le régime, à quelques kilomètres en amont des sources.

Hypothèse de base des études et travaux

Il importait de s'assurer qu'il était possible de solliciter par pompage la totalité de la zone noyée du réservoir et de pouvoir utiliser, outre la ressource totale offerte par l'écoulement des diverses sources, le volant d'eau contenu dans ce dernier en-dessous du niveau des exutoires, pour le cas où une telle exigence de surexploitation se manifesterait en période d'étiage exceptionnel.

Justification du choix de la méthode d'étude

- Dans un premier temps on a étudié par traçage les relations existant entre les différentes sources et l'importance de leur bassin hydrogéologique. Il est apparu que les sources étaient étalées sur environ 500 m, d'amont en aval du Gardon, et qu'aucune venue ne se situait à l'aval d'une faille dite faille de Lavabreille, cette faille jouant ainsi le rôle de faille barrière: c'était à son contact que la formation dolomitique, la plus aquifère, se trouvait avoir sa plus grande épaisseur.
- Dans un deuxième temps et compte tenu des données hydrogéologiques et structurales qui venaient d'être révélées, il fut décidé de procéder successivement à l'exécution de sondages dans cette partie la plus profonde du réservoir, jusqu'à atteindre une capacité de production équivalente à celle qui était souhaitée (1 300 m³/h). Cinq sondages ont été exécutés au total, désignés S1 à S5 (figure 2.14).

Leur profondeur est respectivement de 86 m pour S1, 78 m pour S2, 66 m pour S3, 70 m pour S4 et 70 m pour S5.

¹⁾ Hydrogéologues au BRGM (FRANCE)

Etude effectuée pour le compte de l'Association pour le développement industriel et la reconversion de la région d'Alès (ADIRRA) et le Syndicat de l'Avène

CHAMP DE CAPTAGE DE DAUTHUNES (Gard)
 COMPTE-RENDU D'EXECUTION DES POMPAGES D'ESSAI

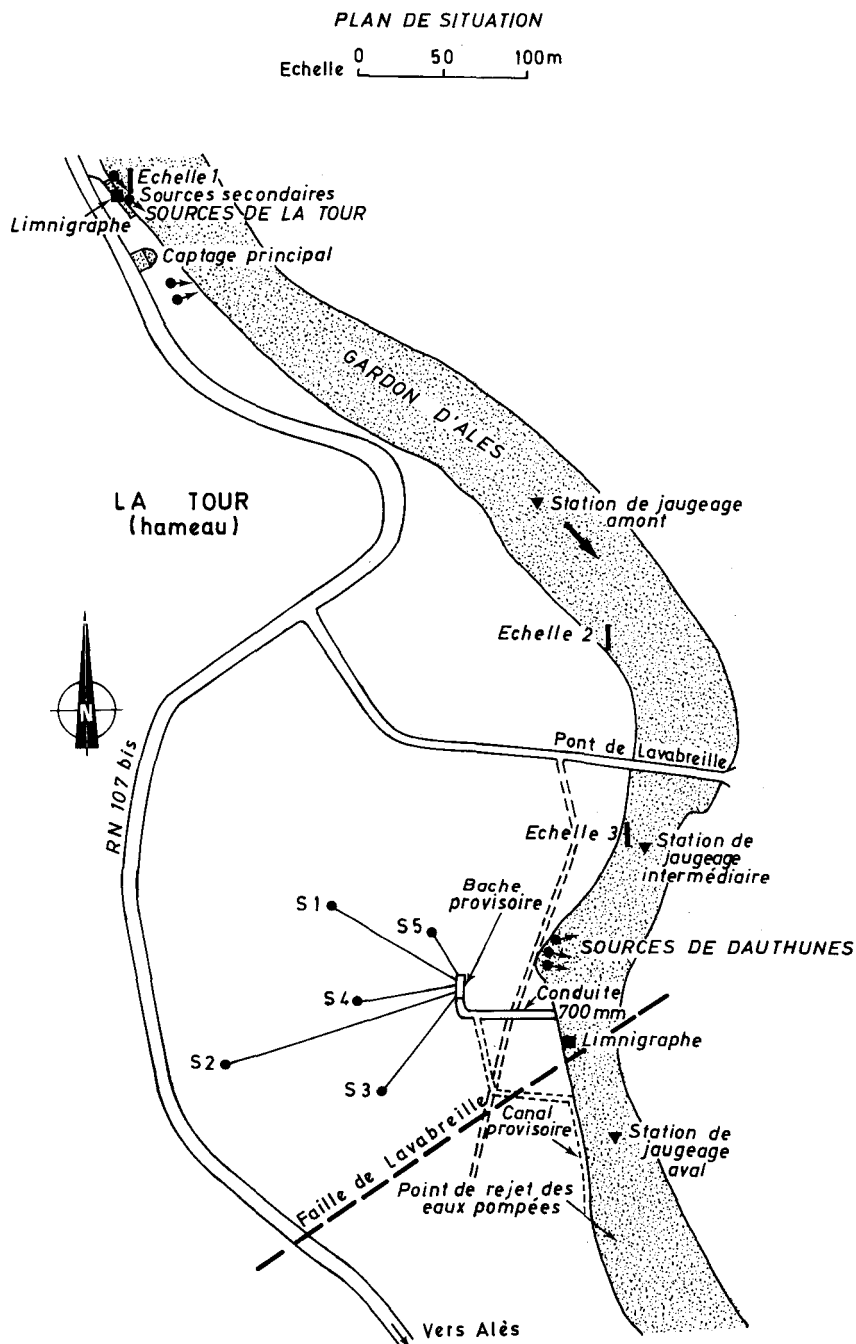


Figure 2.14

Description des études et travaux

Les divers sondages ont démontré l'extrême karstification des niveaux dolomitiques intercalés dans ce secteur entre des marnes du Trias et des calcaires du Sinémurien. Ils se sont tous révélés productifs et leurs caractéristiques de foration et d'équipement avaient été choisies de telle manière qu'ils puissent être testés à débit élevé et qu'ils puissent être directement utilisables comme forages d'exploitation. Les essais de pompage avaient deux objectifs: d'une part, permettre d'assurer un développement correct de la formation aquifère qui présentait l'inconvénient de libérer d'importantes quantités de sable dolomitique, d'autre part, d'évaluer l'incidence des pompages sur les niveaux et débits des diverses sources de la Tour et de Dauthunes et sur le débit du Gardon.

Résultats et conclusions

Les débits fournis par chaque forage se sont établis à 283 m³/h pour S1, 235 m³/h pour S2, 325 m³/h pour S3, 99 m³/h pour S4 et 390 m³/h pour S5, le débit total prélevé simultanément sur les cinq forages s'élevant à 1 332 m³/h: un tel débit fut prélevé durant plusieurs mois confirmant l'excellente productivité du niveau dolomitique capté et permettant l'élimination de toute suspension de sable dans l'eau du captage. Les caractéristiques relevées à l'issue des différents essais effectués se trouvent regroupées dans le tableau donné ci-après.

Tableau des données quantitatives

Forages	Prof. de l'eau au repos/sol	Débit en m ³ /h	Rabat. en m au bout d'une heure	Débit spécifique
S1	3,69 le 22/09/75	114	1,21	94
		172	2,36	72
		292	4,90	59
S2	4,89 le 23/09/75	104	1,84	56
		198	5,94	33
		254	11,30	22
S3	3,53 le 22/09/75	137	1,28	107
		220	2,45	90
		343	4,09	84
S4	3,32 le 23/09/75	60	5,00	12
		84	8,40	10
		110	13,00	8
S5	2,95 le 24/09/75	140	0,90	155
		330	3,70	89

Bibliographie

Rapports inédits du BRGM N° 68 SGL 164 LRO, 70 SGN 340 LRO, 73 SGN 406 LRO, 75 SGN 078 LRO, 75 SGN 216 LRO et 75 SGN 358 LRO.

2.11

PROSPECTION ET CAPTAGE D'EAU PAR FORAGES DANS LA VALLÉE DE LA BRÉVINE (JURA SUISSE)

par A. Burger et F. Pasquier
(Neuchâtel)

La vallée de La Brévine est une vallée synclinale étalée, fermée (un polje), longue de 25 km, large de 4 km en moyenne et dont le fond est compris entre 1050 et 1080 m d'altitude.

Son sous-sol est constitué par des calcaires crétacés inférieurs et jurassiques d'une puissance de 500 m environ reposant sur des marno-calcaires Argoviens. Du fait du plissement synclinal, cet Argovien, épais de 180 m, constitue un substratum imperméable en forme d'auge, dans laquelle les calcaires sont saturés d'eau jusqu'à la cote de 1000 mètres environ, c'est-à-dire jusqu'à 50 à 80 m sous la surface de la vallée. Lors des hautes eaux, la nappe karstique peut s'élever jusqu'au-dessus du niveau du fond de la vallée, qui se transforme alors en un chapelet de lacs temporaires.

La porosité efficace des calcaires est comprise entre 0,2 et 0,4 %. Le volume d'eau stocké dans le synclinal est évalué à $80 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ et la recharge annuelle moyenne à $150 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Ce réservoir d'eau souterraine, situé à proximité de deux villes et à l'altitude de 1000 mètres, présente un intérêt considérable pour l'approvisionnement en eau de la région. Nous présenterons ici quelques-uns des enseignements apportés par les importants travaux de reconnaissance et de captage qui y ont été effectués.

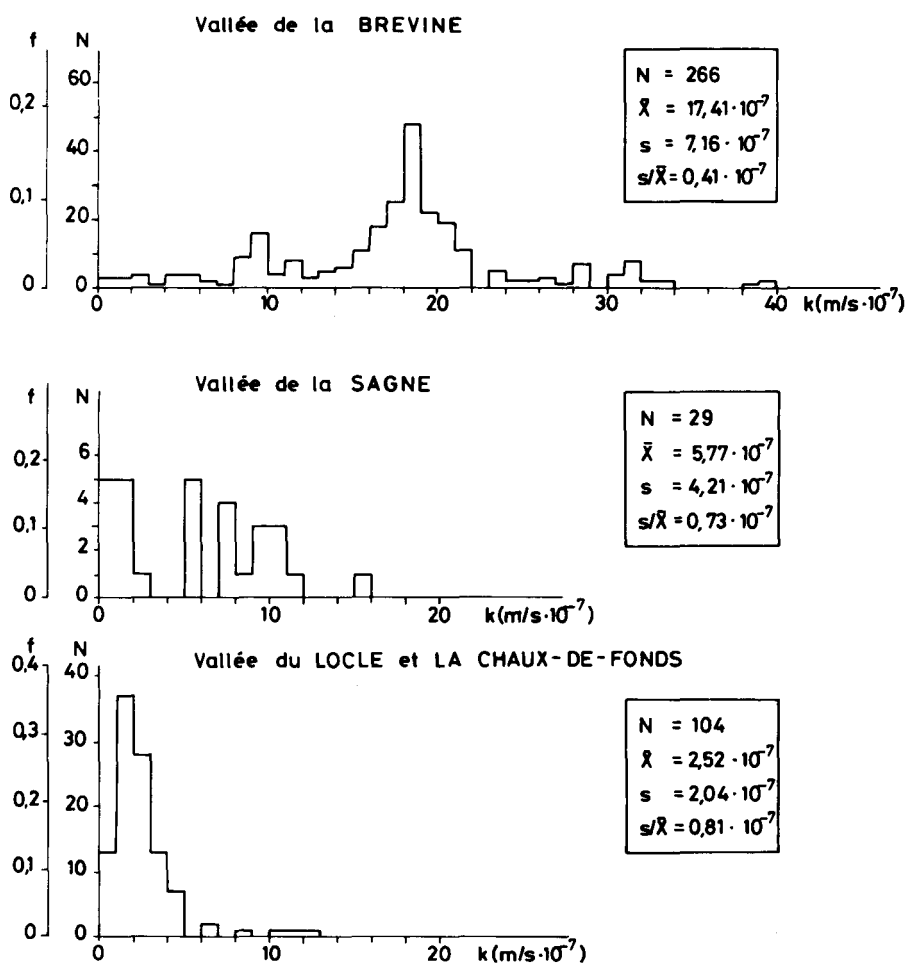
1. Forages de reconnaissance

Cinq forages de 6 à 4 pouces, descendant jusqu'au voisinage de l'Argovien, ont été effectués. Ils ont permis l'installation d'un tubage en acier de 12 cm de diamètre jusqu'à 100 m de profondeur, dans lequel il était possible de placer un groupe moto-pompe électrique de 10 cm de diamètre et d'un débit de 2 l/s environ.

Ces forages ont été soumis à des essais de perméabilité à l'avancement, par injection d'eau sous pression dans la zone noyée (essais Lugeon). La figure 2.15, présente les résultats des mesures dans les forages B1, B2, B3. Chacun des emplacements avait fait l'objet d'une étude structurale détaillée, en vue de rechercher des zones fortement fracturées où les chances de rencontrer une karstification et une perméabilité élevées seraient maximales. En réalité, bien que de nombreuses traces de karstification profonde aient été relevées, les perméabilités sont faibles et distribuées d'une manière disparate (fig. 2.15 a). On ne s'est rendu compte qu'ultérieurement que le karst était le siège d'un colmatage sablo-argileux important, **colmatage qui a complètement échappé à l'observation au cours des forages de reconnaissance.**

La figure 2.15 b met en évidence une tendance à la décroissance de la perméabilité avec la profondeur, jusque vers 300 m. Au-delà, elle reste constante.

Les essais de pompage dans les forages ont confirmé ces ordres de grandeur de perméabilité. Il est à remarquer que les débits extraits n'étaient pas négligeables en raison d'une transmissivité favorablement influencée par la grande épaisseur de la couche aquifère (environ 400 mètres).



a

Distributions des perméabilités ponctuelles dans les calcaires du Malm de trois vallées synclinales.

Figure 2.15 a

2. Ouvrages de captage

2.1. Puits de La Brévine

Un puits de 160 m de profondeur et de 0,5 m de diamètre a été foré à la Brévine, dans la partie centrale du synclinal, sur l'emplacement du forage B1. Implanté dans une zone fortement tectonisée, il a révélé de nombreuses traces de karstification, en particulier dans la zone noyée, épaisse de 90 m. Cependant, tous les vides étaient colmatés, en partie par des argiles dures, rougeâtres, probablement paléokarstiques. Un traitement à l'explosif, suivi d'un reforage puis d'une acidification, n'ont pas eu d'effet sensible sur le débit. Celui-ci avoisinait 4 l/s en étiage, avec un rabattement de l'ordre de 80 mètres.

Variation de la conductivité hydraulique ponctuelle des calcaires du Malm avec la profondeur dans le Jura neuchatelois.

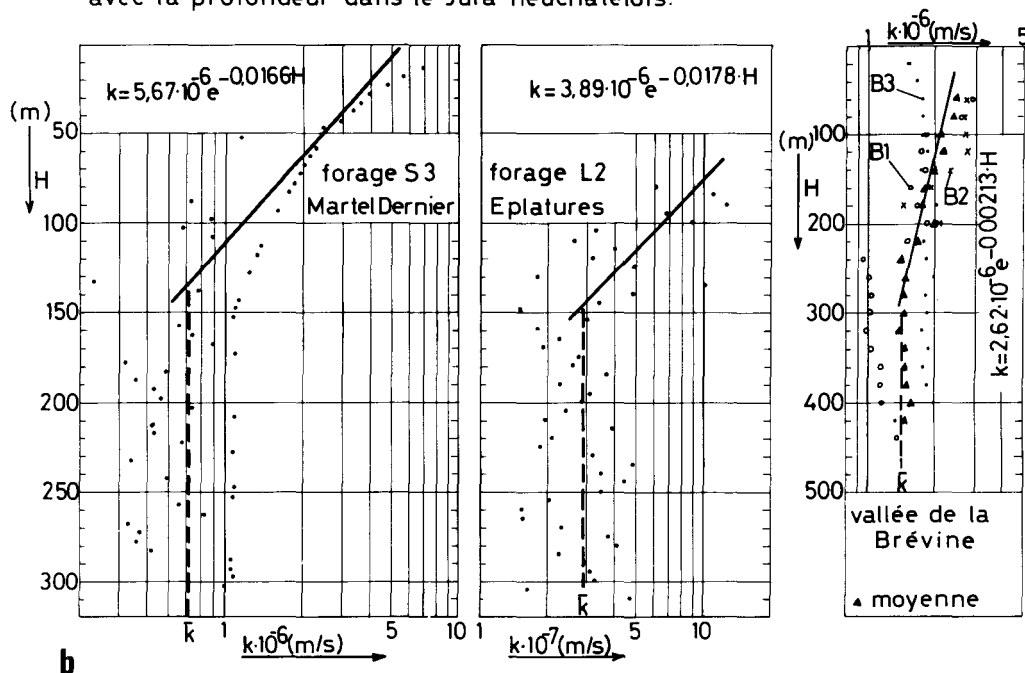


Figure 2.15 b

Le puits est en exploitation depuis quelques années. Le pompage provoque un entraînement de sable fin et de limon, surtout dans les périodes où la nappe est haute. Bien qu'un contrôle précis n'ait pas encore été effectué, il semble que cet entraînement ait pour conséquence un certain décolmatage, se traduisant par un accroissement du débit.

2.2. Puits de La Chaux-du-Milieu

Un second ouvrage de captage a été construit dans la partie orientale du synclinal, à La Chaux-du-Milieu, sur l'emplacement du forage B3 (figure 2.16). Il consiste en un puits incliné à 65-70°, profond de 142 m, d'où partent deux galeries drainantes de 110 (A) et 80 m (B) de longueur. Ces galeries, situées à 80 m sous le niveau piézométrique minimal de la nappe, ont été orientées de manière à recouper le maximum de fractures subverticales, susceptibles d'être aquifères.

Cette „mine“ d'eau a permis une observation directe du milieu aquifère. Ici, de nouveau, les cavités de karstification, dont deux cavernes, étaient nombreuses, mais également très colmatées par des limons et des argiles. Au surplus, certaines fissures montraient un remplissage blanchâtre de boues calcaires précipitées. Le forage B3, recoupé par la galerie B, débitait en artésianisme au fond de celle-ci.

Le débit de l'ouvrage en basses eaux était de l'ordre de grandeur de 5 à 6 l/s. En crue, lorsque le niveau piézométrique s'élève dans la zone de battement, le débit augmente énormément. Dans la zone saturée, l'eau sourd par de nombreuses fissures imparfaitement colma-

COUPE DU CAPTAGE (PORTE-DES-CHAUX) ET FISSURATION

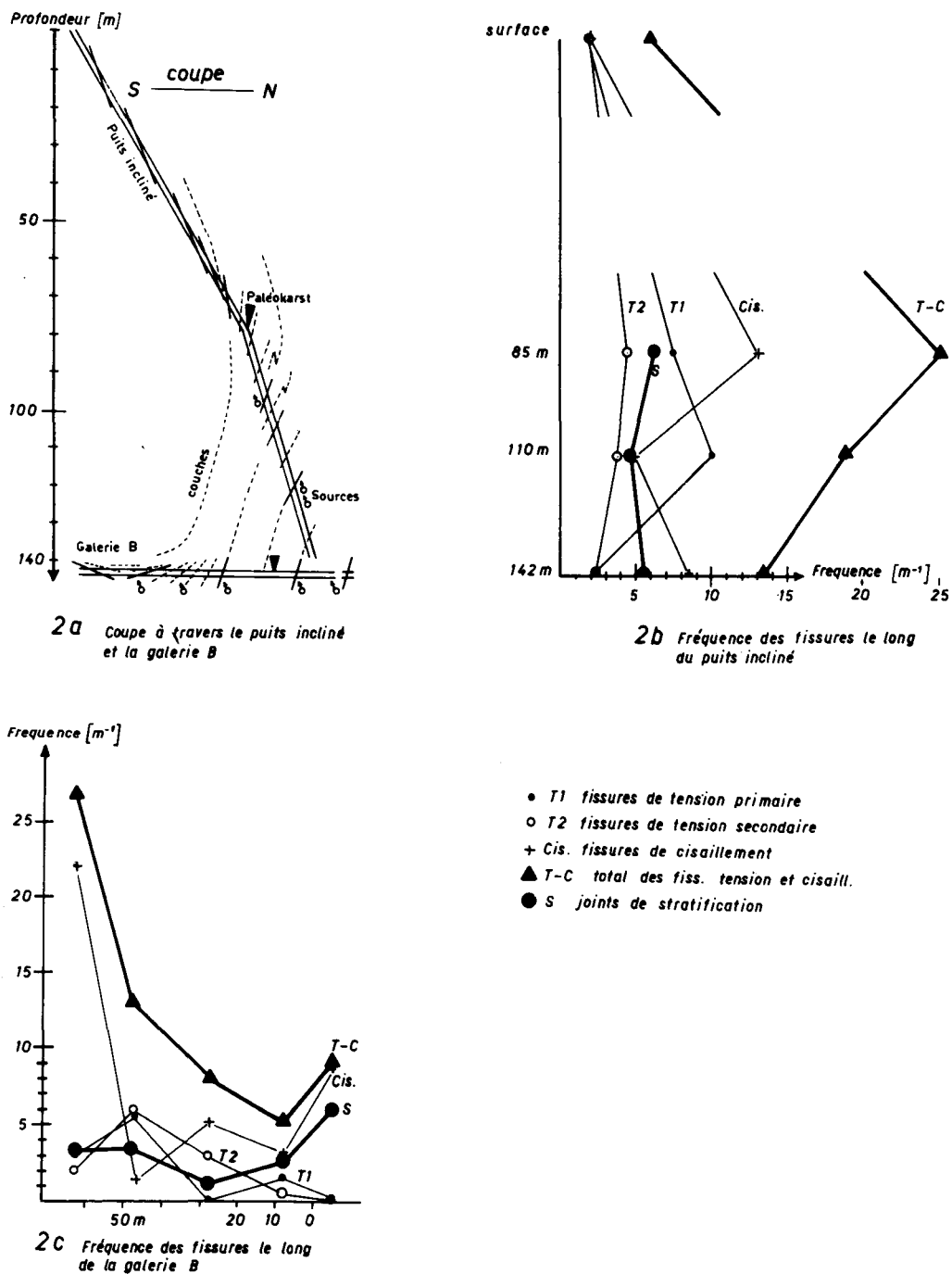


Figure 2.16

tées, à raison de quelques litres/min. par fissure. Des zones productives alternent avec des zones improductives. Parmi les venues principales:

- 9 proviennent de joints de stratification et de fractures parallèles, associées à un petit chevauchement;
- 5, de fractures de tension primaires;
- 3, de cisaillements dextres;
- 2, de cisaillements sénestres.

Toutes les fissures productives sont subverticales.

Cette statistique n'a évidemment qu'une valeur indicative, le colmatage constituant probablement le facteur dominant la circulation souterraine.

Comme dans le cas de la Brévine, le pompage de l'eau provoque un entraînement de boues traduisant un certain décolmatage et un accroissement consécutif du débit.

La genèse du colmatage apparaît d'ores et déjà complexe. Une étude est en cours à son sujet.

3. Conclusions

- Les sondages de reconnaissance en petit diamètre n'ont permis ni d'observer, ni de supposer le colmatage sablo-argileux du karst dans la zone aquifère.
- Les valeurs de perméabilité mesurées dans les forages, de même que les circulations et les faibles débits observés dans les ouvrages de captage sont en bonne partie dans la dépendance de ce colmatage.
- Ce colmatage paraît être généralisé dans les aires où le réservoir aquifère est exposé directement à la surface. Des indices conduisent à supposer que le colmatage est moins développé là où les calcaires jurassiques sont recouverts par du Crétacé et du Tertiaire imperméables.
- L'exploitation des ouvrages de captage s'accompagne d'un entraînement de sable limoneux qui paraît exercer une influence favorable sur le débit.

Bibliographie

PASQUIER, F., 1976 – Aspects de la circulation karstique vers un ouvrage de captage à la Porte-des-Chaux. Bull. Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel, No 1, p. 89-99, 2 figures.

SIMEONI, G. P., 1976 – Etude de la perméabilité des formations calcaires du Jura neuchâtelois. Bull. Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel, No 1, p. 9-18 – 3 figures.

LA GALERIE SOUTERRAINE „ZVIR II“ A RIJEKA (YUGOSLAVIE)

par B. BIONDIC et V. GOATTI
(Zagreb)

Le projet de la galerie souterraine Zvir II avait pour but de capter toute une série de sources karstiques qui jaillissent dans la gorge de la rivière Riječina, près de la mer, inaccessibles pour le captage dans la gorge, à cause du développement de la zone industrielle de la ville dans cette région.

Cadre hydrogéologique — Type de karst

Le bassin versant des sources se trouve dans l'arrière pays de la ville, sur un ensemble de plusieurs dizaines de km², qui se compose de calcaires crétacés, très karstifiés. La recherche hydrogéologique complexe (levé géologique et hydrogéologique, forages de reconnaissance, traçage des eaux souterraines, jaugeage des sources, etc.) a permis de bien déterminer les principales directions des écoulements souterrains, la profondeur de ces écoulements et la zone d'invasion de l'eau de mer. C'est le karst littoral, dont l'écoulement souterrain suit les failles et autres zones tectoniques, en tant que zones privilégiées d'existence des collecteurs karstiques et des eaux souterraines.

Description des études et travaux

Le débit total des sources, à la fin de période d'étiage, est d'environ 0,6 m³/s, tandis qu'en période de crue, le débit s'élève à 3,0 m³/s. L'observation du niveau piézométrique a montré que le niveau minimum se trouve à la cote de + 2,0 m et le niveau maximum, à la cote de + 16,0 m.

Pour intercepter les eaux souterraines, on a proposé le creusement d'une galerie à la cote de + 6,5 m, d'une longueur de 400 m, ce qui devrait assurer le recoupement des principales zones des failles-collecteurs karstiques, qui sont en même temps le siège des écoulements souterrains. En ce qui concerne le captage, il fut décidé de creuser à la main, dans la galerie, des puits à chaque zone de faille découverte. La profondeur de ces puits devait être de 10 m chacun, pour être sûr que le fond se trouve bien en-dessous du niveau minimum des eaux souterraines ou de la nappe karstique. Un prélèvement d'eau dans ces puits, par pompage, en période d'étiage devait assurer un débit de captage comparable au débit respectif des sources de la gorge de la Riječina.

Résultats

Au cours des années 1978 et 1979, on a examiné la galerie souterraine de 400 m de longueur et de 6 m² de section (fig. 2.17). Le long de la galerie, six failles ou zones tectoniques ont été découvertes; les forages de reconnaissance, dans ces zones, ont bien décelé des collecteurs karstiques jusqu'à une profondeur de plusieurs mètres au-dessous du niveau de la mer et les tests de traçage ont mis en évidence une liaison directe avec les sources du fond de la gorge.

Cinq puits à la main, d'une profondeur de 7 m, ont été creusés jusqu'à la période d'étiage de 1980, avec beaucoup de difficulté, à cause de la fluctuation rapide du niveau de la nappe karstique qui provoque périodiquement un écoulement de l'ordre de plusieurs centaines de l/s dans la galerie.

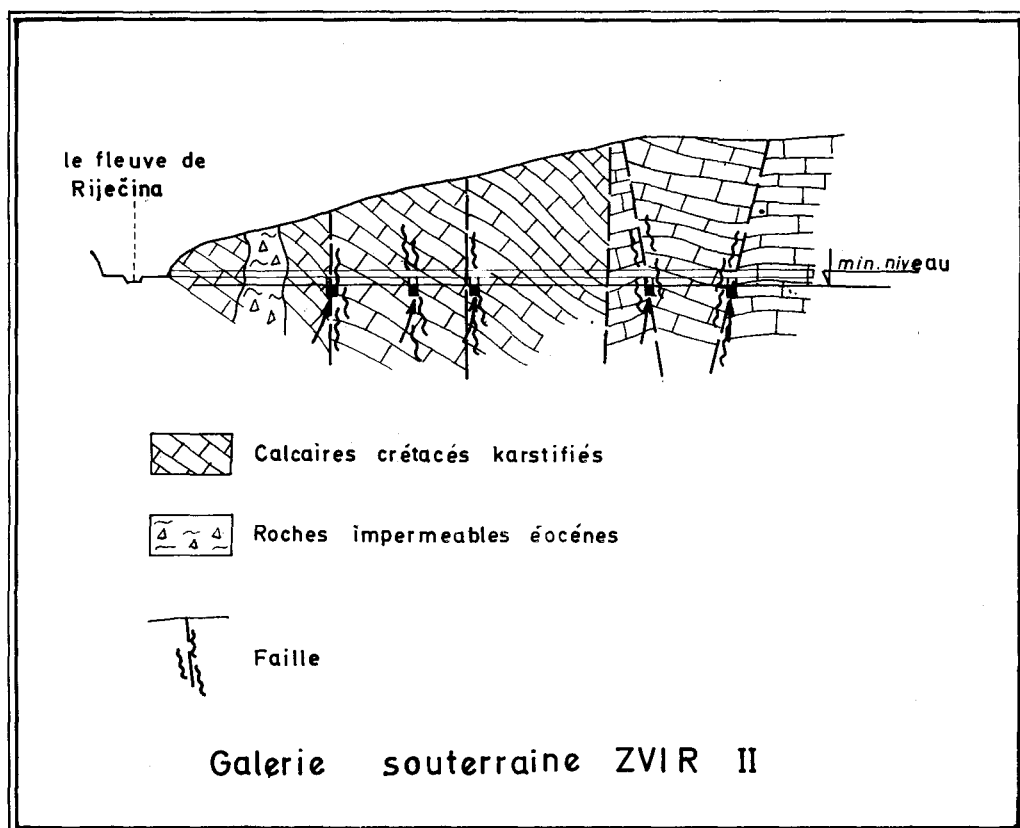


Figure 2.17

Au cours des essais de pompage et d'autres investigations, on a pu constater que les puits ne sont pas en liaison hydraulique mutuelle; cela représente une condition favorable dans la lutte contre l'invasion de l'eau de mer pendant le pompage des puits de la galerie. Le débit exploitable de chaque puits est supérieur à 30 l/s en période d'étiage.

Bibliographie

Rapports inédits de B. BIONDIC à l'Institut Géologique de Zagreb pour la période de 1973 à 1977.

2.13

CAPTAGE PAR GALERIE DANS UN AQUIFERE KARSTIQUE DE LA COTE DALMATE: RIMSKI BUNAR, TROGIR (YOUGOSLAVIE)

par **B. MIJATOVIC**
(Belgrade)

La galerie de captage de Rimski Bunar a été exécutée dans un karst littoral à 2 kilomètres du rivage de la mer adriatique. Bien que les eaux souterraines recélées par ce karst soient en relation avec l'eau salée d'origine marine et qu'elles se trouvent de ce fait exposées à des risques de contamination, la galerie de captage assure une exploitation d'eau potable à un débit de 100 à 120 l/s en période d'étiage. C'est pourquoi nous considérons ce type de captage comme l'un des meilleurs qui puisse être mis en oeuvre dans les projets d'exploitation des nappes karstiques littorales.

Cadre hydrogéologique — Type de karst

L'aquifère est constitué par des calcaires à grain très fin, de teinte grise, à cassure franche, dont l'âge est Crétacé supérieur; ils présentent une structure monoclinale, mais de nombreuses failles découpent le massif en petits blocs. Ces calcaires sont très karstifiés et les eaux infiltrées dans leurs zones d'affleurement s'écoulent préférentiellement à la faveur des systèmes de failles qui les affectent. En conséquence d'une telle perméabilité anisotrope il s'est ainsi organisé un réseau souterrain d'écoulement, d'importance à peu près comparable à celle du réseau superficiel, mais de caractères différents. La généralité de ce réseau de failles et de grandes fissures implique une concentration des eaux souterraines sous la dépendance des conditions structurales et la localisation des sources dans les points bas du massif calcaire (fig. 2.18).

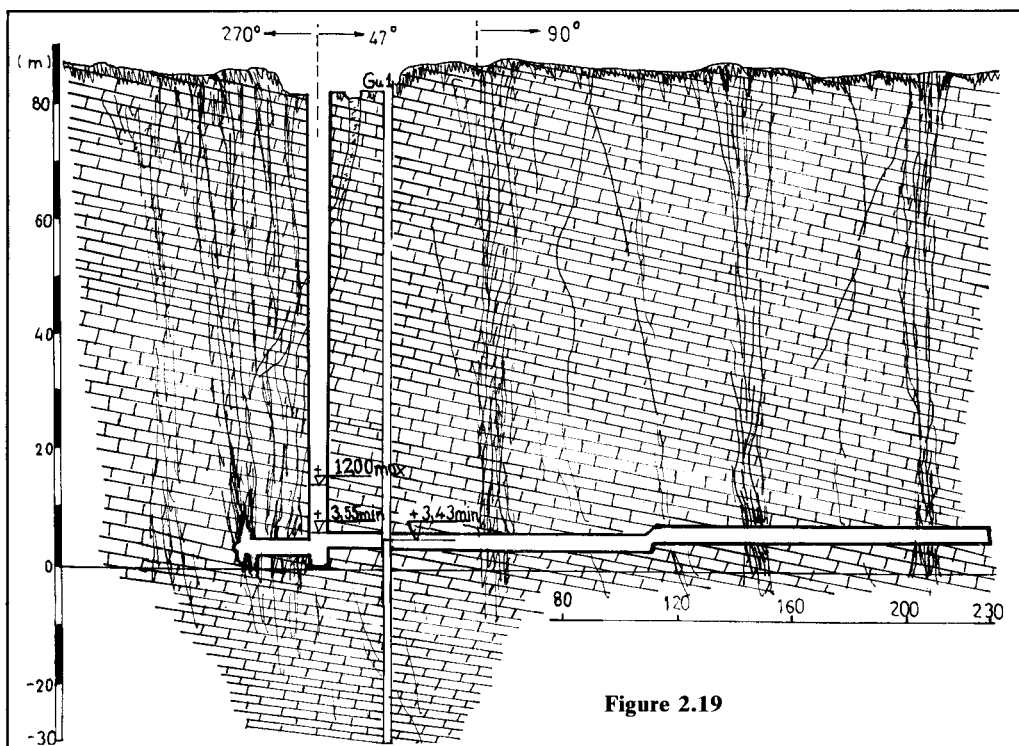
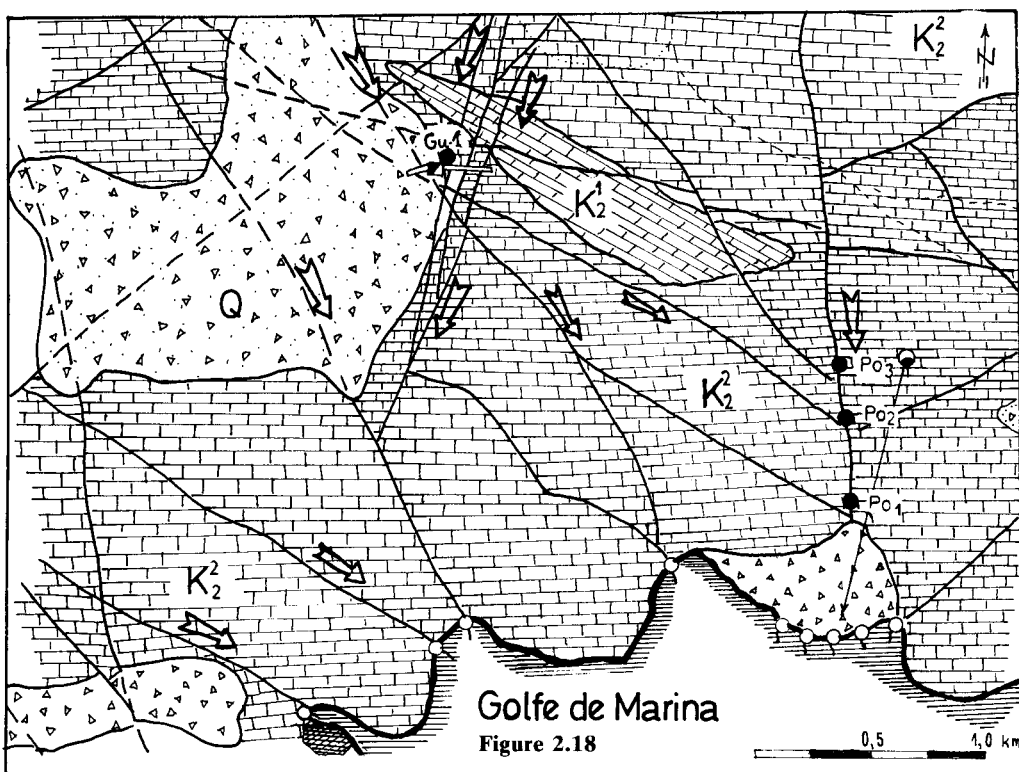
Mais ce n'est pas ici à cause d'un substratum imperméable que les eaux reviennent en surface car les calcaires, fracturés et karstifiés, se poursuivent en profondeur sous le niveau de la mer: c'est à la saturation du massif calcaire en profondeur, non seulement par les eaux douces mais aussi par les eaux salées, qu'est dû le jaillissement des sources.

Nature des travaux effectués

L'objectif du captage était „d'écrémer“ la nappe karstique en période d'étiage et de récupérer ainsi un volume d'eau douce important, l'invasion par les eaux salées des portions aval des conduits karstiques étant évidente: l'idée d'une galerie drainante s'imposait donc comme meilleur mode de captage.

Un puits d'accès, placé à côté d'un forage de reconnaissance (Gu. 1, figures 2.18 et 2.19), a été creusé verticalement jusqu'au niveau de la mer. La galerie a été exécutée perpendiculairement aux failles bien repérées à la surface du sol sur une distance de 250 m; elle a recoupé quatre failles, constituant quatre collecteurs karstiques isolés les uns des autres: à la cote + 1,50 m dans la galerie ouest et à la cote + 2,50 m dans la galerie est.

- **La galerie ouest**, longue de 20 m, a recoupé dès son origine toute une série de larges fissures et elle se termine par une cavité naturelle de grandes dimensions qui est le siège d'écoulement d'eau douce: le débit exploitable de cette galerie a été évalué à 60 l/s en période d'étiage, sur la base des résultats du pompage de longue durée exécuté au cours des travaux de creusement.



- **La galerie est**, longue de 230 m, a recoupé trois zones de collecteurs karstiques, saturés en eau douce; dans chaque zone la prédominance des larges fissures (sans cavernes) était évidente. Au cours des pompages exécutés durant les travaux, la qualité de l'eau s'est révélée médiocre (salinité de 300 à 400 mg/l de chlorure exprimé en Cl⁻): on décida alors de relever le plancher de la galerie de la cote + 2,50 m à la cote + 3,00 m, à partir du 116ème mètre. Ainsi on obtint une amélioration rapide de la qualité de l'eau grâce à la diminution du rabattement de la nappe karstique dans la galerie pendant le pompage: ce rabattement étant limité à 0,50 ou 0,60 m en période d'étiage, la salinité se trouvait ramenée à 190 mg/l. Le débit exploitable de cette galerie a été évalué à 60 - 70 l/s en période d'étiage.

Les deux galeries sont maintenant équipées par des portes-vannes mobiles pour le contrôle du débit de chacune d'elles.

Présentation des résultats et commentaires

Des enregistrements continus du niveau piézométrique dans le forage Gu₁ et dans la galerie de captage, ainsi que des mesures de salinité et de température en différents points de la galerie sont réalisés pour chaque essai de débit du captage en période d'étiage. Tous les renseignements sont transcrits sur des graphiques où figurent également l'évolution de la pluviométrie, des marées et du débit des sources littorales dans le golfe de Marina. Une exploitation statistique de ces données permet d'étudier les relations qui peuvent exister entre ces paramètres au cours d'exploitation du captage en période d'étiage.

Le dépouillement et l'interprétation détaillée des résultats de ces observations ont permis de suivre l'évolution des échanges eau douce — eau salée en fonction du débit de pompage et de la pluviométrie. En résumé, ont été dégagés les enseignements suivants:

- le débit minimal exploitable par ce captage à la fin de la période d'étiage est de l'ordre 100 à 120 l/s, avec une salinité de 190 à 250 mg/l. Ce résultat a été confirmé par un essai de pompage de longue durée exécuté durant l'été 1977 (fig. 2.20).

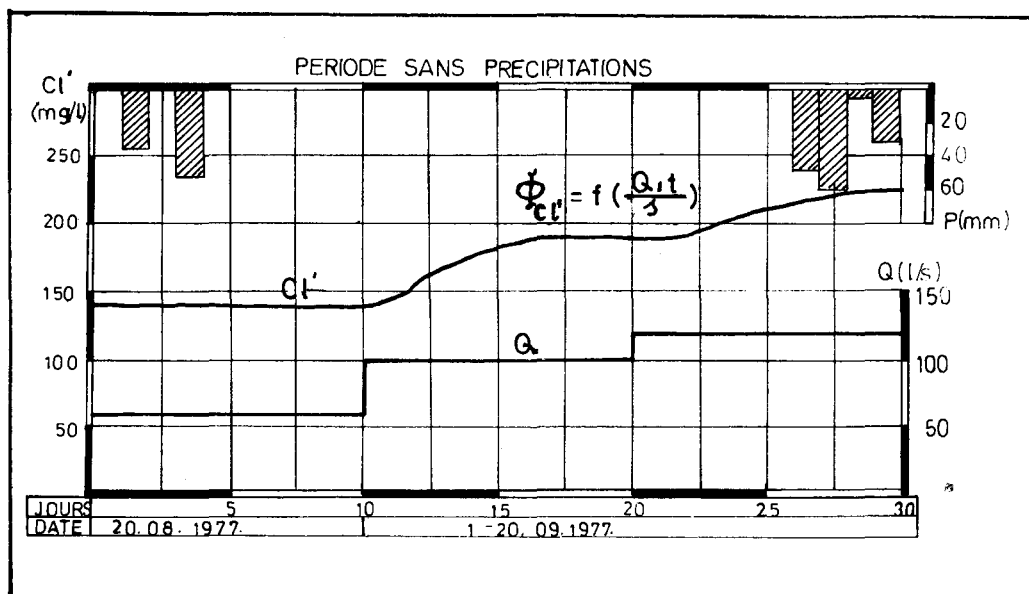


Figure 2.20

- la relation entre les débits caractéristiques du captage pour une année hydrologique moyenne peut s'exprimer sous la forme suivante: $Q_{\max} : Q_o : Q_{\min} = 1,29 \text{ m}^3/\text{s} : 0,45 \text{ m}^3/\text{s} : 0,16 \text{ m}^3/\text{s}$, soit (8 : 2,8 : 1).

Cette relation est vérifiée par le jaugeage des sources du littoral marin (portion de l'eau douce) en différentes périodes de l'année.

- pendant la période d'étiage les précipitations de l'ordre 10 à 20 mm n'ont aucune influence sur l'écoulement souterrain intéressant le captage, tandis que les précipitations plus élevées contribuent à cet écoulement pour une proportion d'environ 41 % du total de ces précipitations. Ceci a été vérifié par une étude de la relation pluie – débit qui a permis de déterminer une fonction de transfert caractéristique du bassin hydrogéologique considéré.
- enfin, les paramètres hydrauliques du site de captage, déterminés sur la base des essais de pompage, sont les suivants:

$$T = 1,24 \text{ à } 2,15 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S = 0,043 \text{ à } 0,097.$$

Bibliographie

1. Dreyfus A.,
Vailleux Y., 1970 – Localisation de l'interface. Comparaison des lois de Ghyben-Herzberg, Hubbert et Lusczynski. – Bulletin du BRGM, section 3, N° 2, p. 31 – 40, Orléans.
2. Munck, F., 1967 – Recherche de circulation karstique par méthodes géophysiques électriques dans la région de Cassis.
3. Potié L.,
Ricour J., 1974 – Etude et captage des résurgences d'eau douce sous-marines. – Bulletin du BRGM, p. 5 – 17, Orléans.
4. Mijatovic B., 1974 – Problèmes de contamination des captages d'eau douce dans les aquifères karstiques littoraux par l'eau de mer. – Mémoires du IIIème Symposium des hydrogéologues yougoslaves, Volume 1, p. 187 – 197, Opatija, (en serbo-croate).
5. Mijatovic B., 1977 – Captage de Rimski Bunar dans un uvala karstique près de Trogir et ses réserves exploitables. – Rapport inédit de Geozavod, Beograd (en serbo-croate).

2.14

CONTROL OF GROUNDWATER FLOW IN THE LITTORAL KARST, OREBIC, YUGOSLAVIA

by M. Komatina
(Beograd)

Hydrogeological investigations of karst environments are typically concerned with the capture of the maximum quantity of water which such an environment can produce during natural periods of minimum underground water flow. The variable nature of ground water flow and the threat of salt water intrusions in littoral karst make the present methodological approach ineffective in utilizing much of the potential ground water resource.

Many karst localities offer hydrogeological conditions which are suitable, to some extent, for artificial interventions by which groundwater flow can be regulated and more effectively utilized. The author considered this in earlier papers and emphasized the need for projects to be adjusted to the specific hydrogeological features of a given locality.

What has naturally degraded over long periods of time can also be recovered by relatively simple projects, and thus improve the utilization of the karst water resource. The author has dealt with this problem in the littoral karst of Orebic' on the peninsula of Peljesac, Yugoslavia, where marine and fresh water zones combine in an extremely intricate pattern.

Groundwater from the hills north of Orebic' is naturally drained to Trstenica bay through three coastal springs: Bilan, Mali Vodovar, and Veliki Vodovar (figure 2.21). Salt water intrusions, as well as groundwater drainage, could only occur in this spring area where impermeable flysch barrier deposits have been eroded above and below sea level.

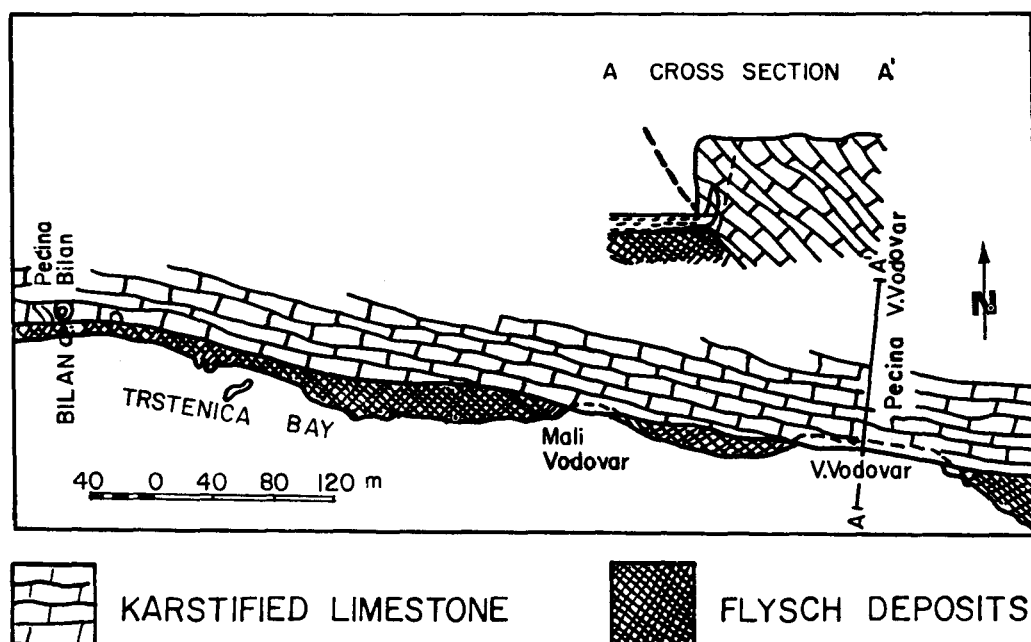


Fig. 2.21 – Layout of a part of Trstenica Bay
1. limestone; 2. flysch; 3. reversed fault; 4. coastal spring.

After an underground infiltration gallery at the village of Stankovic' had been constructed 1600 meters from the sea, it became evident that there was no possibility of obtaining potable water under natural conditions. Therefore, in 1972 and 1973, many experiments were undertaken to establish a mean of separating the marine and fresh water zones. Construction of a small dam at Bilan was significantly effective in that the gallery at Stankovic' could then yield 1.5 to 3 liters/second of good fresh water.

Many experiments performed at Bilan and Stankovic' as well as additional investigations in the vicinity of Veliki Vodovar, proved that the problem of sizable water withdrawal could be successfully solved at a relatively low cost. Cessation of salt water intrusions to allow for groundwater storage required reconstruction of the flysch barrier where eroded to a depth of 4.2 meters near Veliki Vodovar. Back water was expected to rise to 3.0 meters above sea level because the pumping at the Stankovic intake did not cause a salinity increase at a similar groundwater level.

Fissures and karst channels causing weak points along the limestone/flysch contact were either plugged or reinforced with concrete walls. Such installations were required at the following localities:

- at Bilan, two walls totalling a length of 43 meters, and averaging 3 meters in height, crest at 3.14 meters above sea level;
- at Mali Vodovar, a dam 31.5 meters long, 3.5 meters in average height, extends 2 meters below sea level;
- at Veliki Vodovar, a concrete wall 60 meters long, 2.8 to 4.2 meters high, mostly of which is under water (figure 2.22).

Smaller works are planned near Veliki Vodovar to completely close the system.

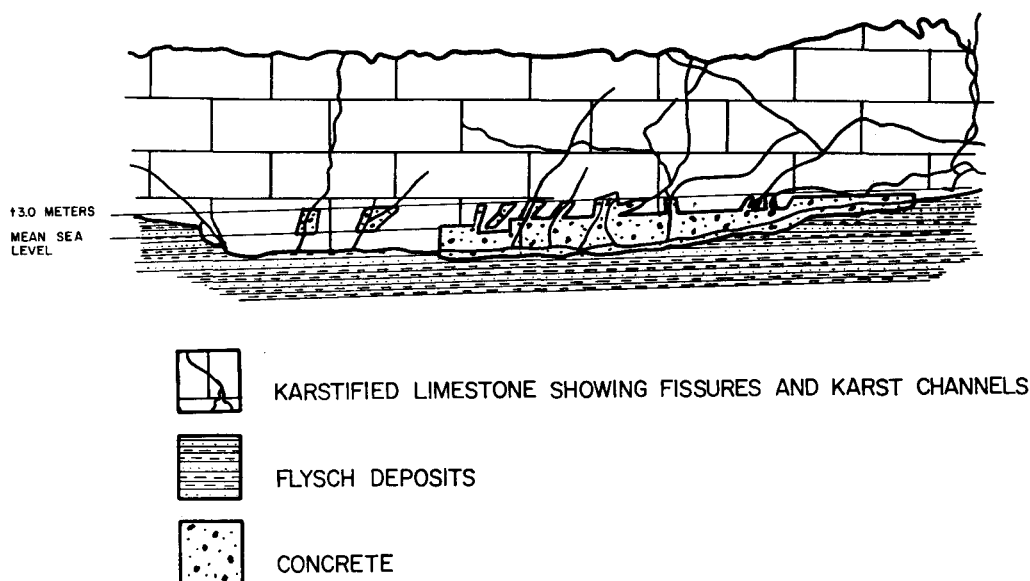


Fig. 2.22 — Profile along the scarp at Veliki Vodovar

Change in relation of marine and freshwater zones

The results obtained confirmed that the approach to the problem was correct. During the work near the cave of Trstenica and the Stankovic' intake, some significantly noticeable changes occurred in the hydrogeological situation. These artificial interventions, although incomplete, affected the level and salinity of the groundwater and therefore its general flow and relation to the sea.

Decontamination of groundwater storage has increased since its introduction in 1974. The process intensified after October 5, 1975, when most of the aquifers were isolated from the sea. Upon completion of the smaller collectors, brackish water was drained at a rate near to the rate of minimum recharge while salt water intrusions were prevented to a large degree. Comparisons of average groundwater levels and salinity for the years 1971-1976 are given in Table 1.

The decrease in the chloride content was best expressed near the main discharging point, Veliki Vodovar. In the summer, the salinity decreased by 13,300 mg/l, or five times, and at high groundwater levels, it decreased by 10,100 mg/l or ten times. Thus, a significant change in the fresh-salt water interface must have occurred.

TABLE 1. Average groundwater levels and salinity at Bilan in August and September.

YEAR	WATER LEVELS (m)	SALINITY (mg/l)
1971	0.30	5870
1972	0.75	
1973	0.79	2140
1974	0.85	1440
1975	1.16	
1976	1.21	1130

The changes in the marine/fresh water ratios and the formation of groundwater storage have been expressed through the following:

- stabilization of groundwater levels to a common datum at Bilan, Mali Vodovar, and Veliki Vodovar and the resultant hydraulic gradient decrease;
- stabilization of salinity at the three coastal discharge points, and;
- decreased fluctuation of groundwater levels related to tides and the stabilization of amplitudes at three observation points.

A few examples of these supportive data are given:

- the difference between water levels at Bilan and Mali Vodovar gradually decreased. Within two years, the difference decreased by 5.5 cm or 6.5 times. Beginning in mid-October 1974, the water level at Veliki Vodovar also gradually decreased, resulting in the following water level differences up to November 1975.

Water level (m)

DATE	BILAN	V. VODOVAR	DIFFERENCE (m)
Nov. 1, 1973	0.82	0.00	0.82
Nov. 1, 1974	1.98	1.78	0.20
Nov. 1, 1975	1.38	1.34	0.04

- b) Comparison of the salinity of the groundwater with time indicates a similar trend. After October 1974, the stabilization of salinity at the three observation points in Trstenica bay was apparent. The chloride concentrations of the water from Mali Vodovar and Veliki Vodovar had been two to seven times higher than that at Bilan. By August 1975, the concentrations decreased to only 1.2 to 2.5 times higher than that of Bilan. The salinity ratios are compared for November 2, 1973 – 1975:

DATE	BILAN	MALI VODOVAR	VELIKI VODOVAR
Nov. 2, 1973	1	2.0	7.2
Nov. 2, 1974	1	1.3	1.2
Nov. 2, 1975	1	1.2	1.3

- (c) The improved isolation of the aquifers from sea water is also expressed in the reduced groundwater level fluctuations during tidal intervals. On the basis of simultaneous observations, the following amplitudes in meters (m) were determined:

PERIOD	BILAN (m)	VELIKI VODOVAR (m)
July 1972	12.0	31.0
October 1973	6.4	26.0
June 1974 to June 1975	4.2	9.0
Late July 1975		7.5
Late September to October 1975		2.4

This shows the present amplitudes to be up to 15 times less than they were under natural conditions of direct contact between salt and fresh groundwater. Formation of groundwater storage is also manifested in the stabilization of groundwater level oscillations at all three observation points. The ratio of amplitudes at Bilan and Veliki Vodovar for the last two years dropped from 1 : 4 to 1 : 1.

The new concept of intervening at the coastal springs of Bilan, Mali Vodovar and Veliki Vodovar seems to be more cost effective than the conventional infiltration gallery structure at Stankovic'. This new method of approach could conceivably become a primary procedure for future rational utilization of groundwater in karst areas.

2.15

SALT-WATER ENCROACHMENT IN THE MIAMI AREA, DADE COUNTY, FLORIDA (USA)

by
V. T. Stringfield, U. S. Geological Survey, Reston, Virginia
and
John R. Rapp, U. S. Geological Survey, Reston, Virginia

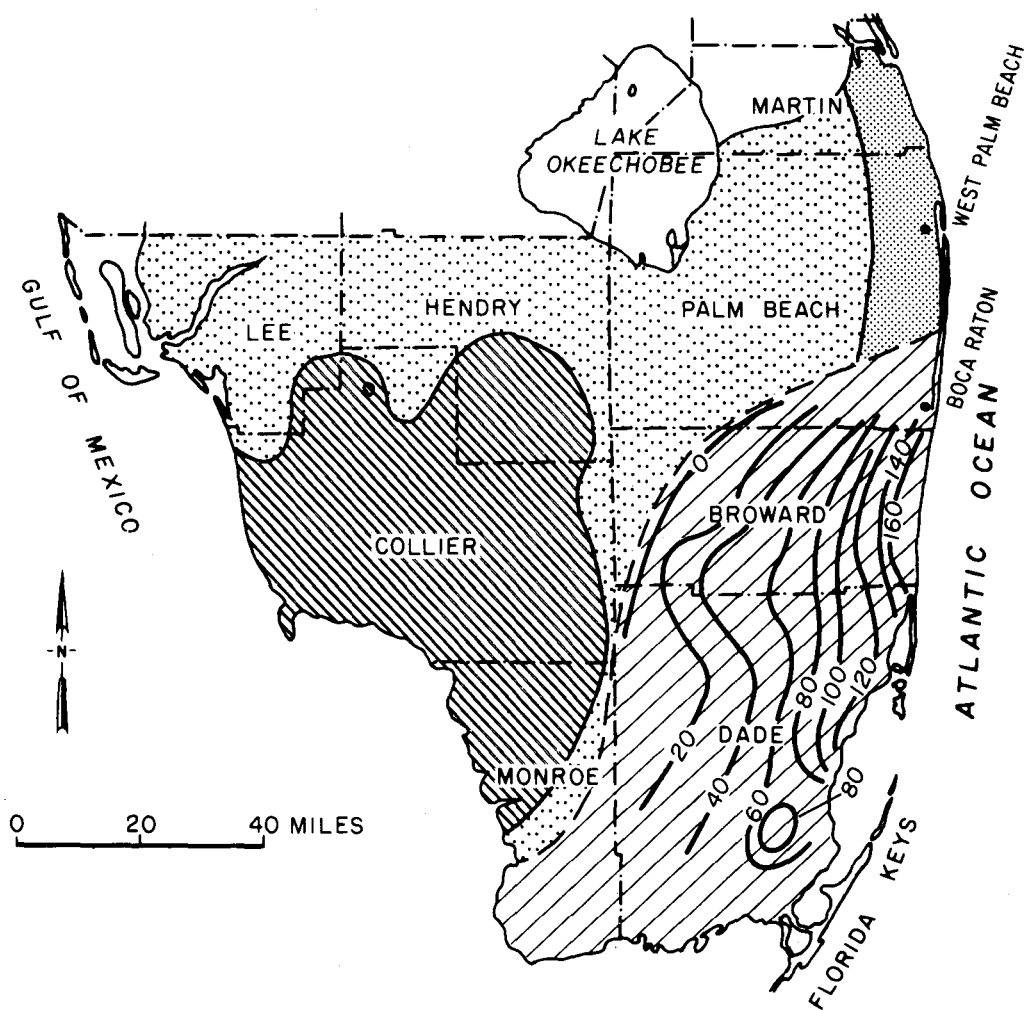
The potential supply of fresh water from aquifers in some coastal areas is dependent on its relation to sea water that may be drawn into an aquifer and thus contaminate the fresh water. However, it is possible to maintain a fresh-water supply if necessary precautions are taken; as for example in the Biscayne aquifer in the Miami area, Dade County on the southeast coast of Florida where part of the aquifer was contaminated by salt water before precautions were taken (Fig. 2.23). This paper describes the geologic and hydrologic setting as well as solutions to the contamination problem.

In coastal areas where aquifers are exposed to sea water, the Ghyben-Herzberg ratio (J. S. Brown, 1925, p. 16) can be used to estimate the position of the interface between salt water and fresh water. However, where dynamic conditions prevail, the interface is deeper and nearer the coast than indicated by the Ghyben-Herzberg ratio. These conditions were recorded in investigations of salt-water encroachment in the Biscayne aquifer in the Miami area where the necessary precautions were taken to prevent further encroachment.

The Biscayne aquifer (Fig. 2.23), Miocene to Pleistocene age, consists chiefly of cavernous sandy limestone and calcareous sandstone. Most of the solution cavities are filled with permeable sand with many extending to the land surface which ranges in elevation from sea level to about 6 meters above sea level. Some of the area is covered by a thin blanket of permeable sand through which the precipitation moves downward to the water table. In Dade County the thickness of the aquifer ranges from 0 in the western part of the county to about 40 meters along the coast (Fig. 2.24). It is underlain by the Hawthorn Formation of Miocene age which contains relatively impervious beds that prevent encroachment of salt water from below. However, in the Atlantic Ocean, the aquifer is exposed to sea water. Also, the aquifer is exposed to water that may enter drainage canals some of which extend across the area from on the est to the Everglades on the west (Fig. 2.24).

Until about 1900, south Florida was poorly drained by a few short streams and sheet flow. Because the Everglades and coastal marshes were inundated during the several months of the rainy season, canals were constructed to drain the area from the Everglades eastward to the coast for farming.

A history of salt-water encroachment with maps showing the extent of the encroachment from 1904 to 1950, is described in a report by Parker and others (1955, p. 571–725). Later reports include those by Kohout (1960), Klein (1973), and Klein and Hull (1978). Effective drainage of the area which began about 1909, lowered the fresh-water level in the Biscayne aquifer in the Miami area and permitted a wedge of salt water to move inland in the aquifer. The salt water advanced on a broad front from the coast, with extensions farther inland from the wedge, under and along the drainage canals. During a severe drought in late 1938 and early 1939, the ocean level was above the fresh-water stage in the canals during high tide. Flow reversals in the tidal canals occurred for periods of 2 to 5 hours during each tidal cycle, and salt water migrated farther and farther inland. As the length of the reversal periods increased, the salt water migrated more rapidly until eventually it reached more than 10 miles inland in some canals. Salty water reached some wells in the Miami well field which is near



EXPLANATION:





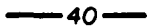
-  BISCAYNE AQUIFER, MAXIMUM YIELD 7000 GALLONS PER MINUTE.
-  SHALLOW AQUIFER SOUTHWEST FLORIDA, MAXIMUM YIELD 2500 GALLONS PER MINUTE.
-  COASTAL AQUIFER PALM BEACH AND MARTIN COUNTIES, MAXIMUM YIELD 1000 GALLONS PER MINUTE.
-  LOCAL, DISCONTINUOUS, WATERBEARING MATERIAL, YIELD LESS THAN 500 GALLONS PER MINUTE.
-  — 40 — LINE OF EQUAL DEPTH OF BASE OF BISCAYNE AQUIFER, FEET BELOW SEA LEVEL.

Figure 2.23 Areal extent of Biscayne aquifer and adjoining shallow aquifers (Klein and others, 1975, p. 31).

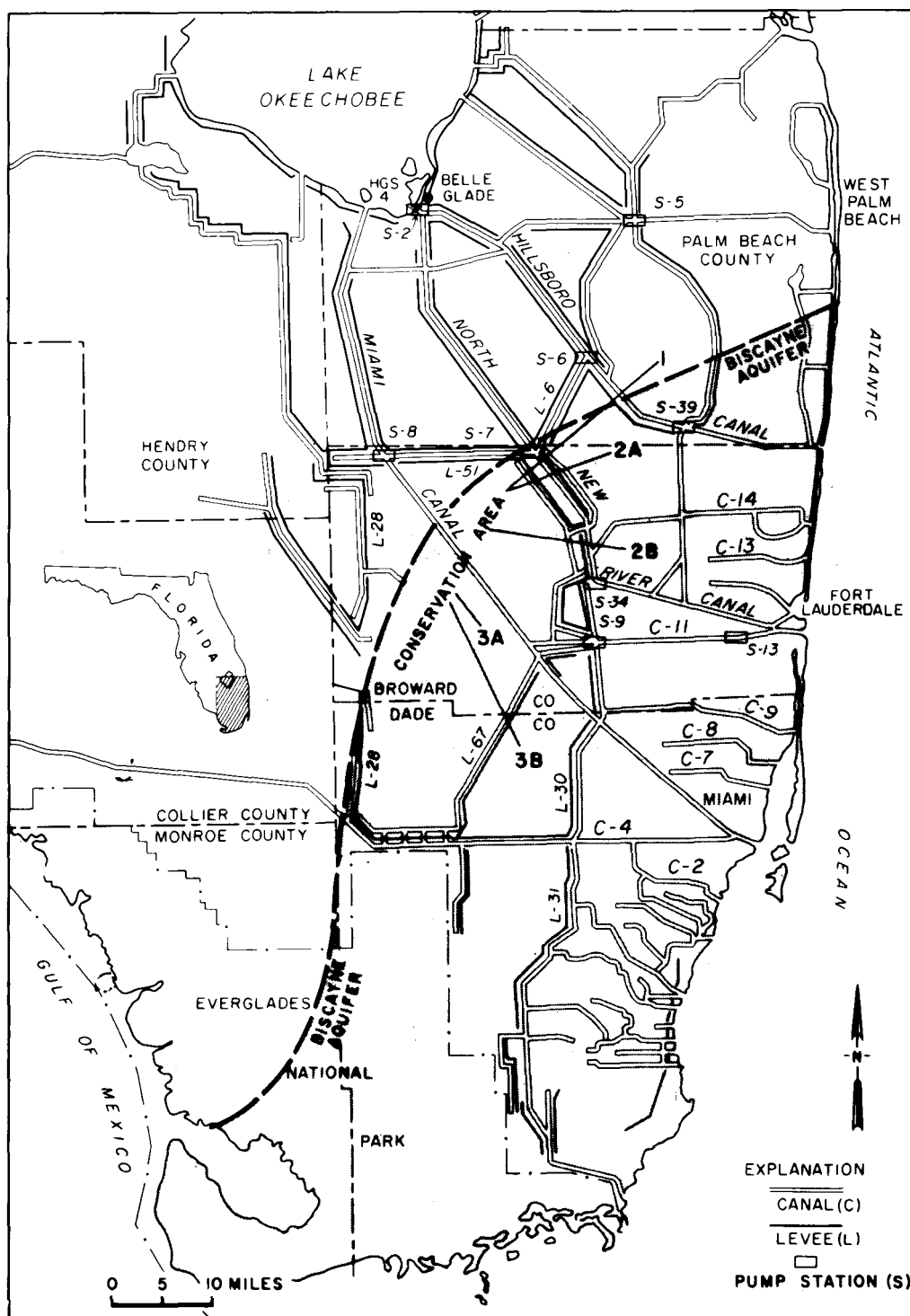


Figure 2.24 Hydrologic structures and hydrologic features of the South Florida Water Management District.

the Miami canal – 7.5 miles inland from Biscayne Bay. Construction of a dam in the Miami canal prevented further contamination of the public water supply of the Miami area from that canal. The fresh-water head between the wells which are the source of water for the public supply of Miami was sufficient to prevent lateral encroachment of sea water from reaching these wells, thus protecting the supply from salt-water contamination. Moreover, the relatively impervious beds underlying the aquifer prevent upward movement of salt water from the deeper formations. Because the aquifer is very permeable and productive under water-table conditions, the cones of depression resulting from withdrawal of water are neither deep nor extensive. Under those hydrologic conditions, the Miami public supply was safe from encroachment of sea water.

Since 1939, further changes in salt-water encroachment have taken place in the Biscayne aquifer as a result of lowered water levels by drainage and by increased withdrawal of water from the aquifer. Klein (1973, p. 21) reported that movement of sufficient water to the south through canals during dry seasons in accordance with existing plans, should control further encroachment. Also, one of the latest reports on the area (Klein and Hull, 1978, p. 10) states that the flow of the canals is now regulated by control structures in the canals near the coast. These structures are opened and closed during the rainy season and occasionally during the dry season. Flow in the canals is regulated so that ground-water levels in the urban areas and bordering farm lands are maintained low enough to prevent flooding. At the end of the rainy season, most control structures are closed to conserve fresh water and prevent salt water from moving inland.

The management practices of water control have stabilized the inland movement of salt water in the aquifer in most areas. However, inland migration still occurs south of the Miami area, primarily in the southern part of Dade County where large quantities of water are being pumped from the aquifer (Klein and Hull, 1978, p. 10). Control of the amount and location of pumping appears to be the main method of guarding against salt-water encroachment in this area.

References

- Brown, J. S., 1925 – A study of coastal ground water, with special reference to Connecticut: U. S. Geol. Water-Supply paper 537, 101 p.
- Klein, H., 1973 – Managing the water system in Resources and land information, South Dade County, Florida: U. S. Geological Survey Inv. I-850, 66 p.
- Klein, H., 1975 – Armbruster, J. T., McPherson, B. J., and Freiburger, H. J., Water and the south Florida environment: U. S. Geol. Survey Water Resources Inves., pp. 27-75.
- Klein, H. and Hull, J. E., 1978 – Biscayne aquifer, Southeastern Florida: U. S. Geol. Survey Water Resources Inv., pp. 78–107.
- Kohout, F. A., 1960 – Cyclic flow of salt water in the Biscayne aquifer of southeastern Florida, Jour. Geophys. Research, v. 65, No. 7, pp. 2133–2141.
- Parker, G. G., Ferguson, G. E., Love, S. K., and others, 1955 – Water Resources of Southeastern Florida: U. S. Geol. Survey Water-Supply paper, 1255, 1955, 965 p.

2.16

KARST HYDROLOGICAL INVESTIGATIONS FOR THE CONSTRUCTION OF THE DIESSBACH RESERVOIR (AUSTRIA)

by J. G. ZÜTL ¹⁾

1. The area

The Diessbach basin is a hanging valley in the karst massif of the „Steinernes Meer“ in the eastern part of the Northern Limestone Alps in an altitude of 1,400 meters above sea level, i. e. 700 meters above the Saalach valley, which is the present base level of erosion (Fig. 2.25, 2.26). From the economic point of view, the difference in altitude, exactly 718 meters, was very encouraging for damming up a reservoir in the Diessbach basin for the construction of an electric power plant in the Saalach valley.

It was the geological situation that rose the problem whether the reservoir could be realized without substantial leakage. Figure 2.26 shows that the hanging valley lies almost entirely in well-bedded pure Triassic limestone (Dachstein limestone).

2. Karsthydrogeological investigations

The fundamental hypothesis which served for the orientation of the study and its execution is based on the writer's conviction that the local base level of erosion influences the develop-

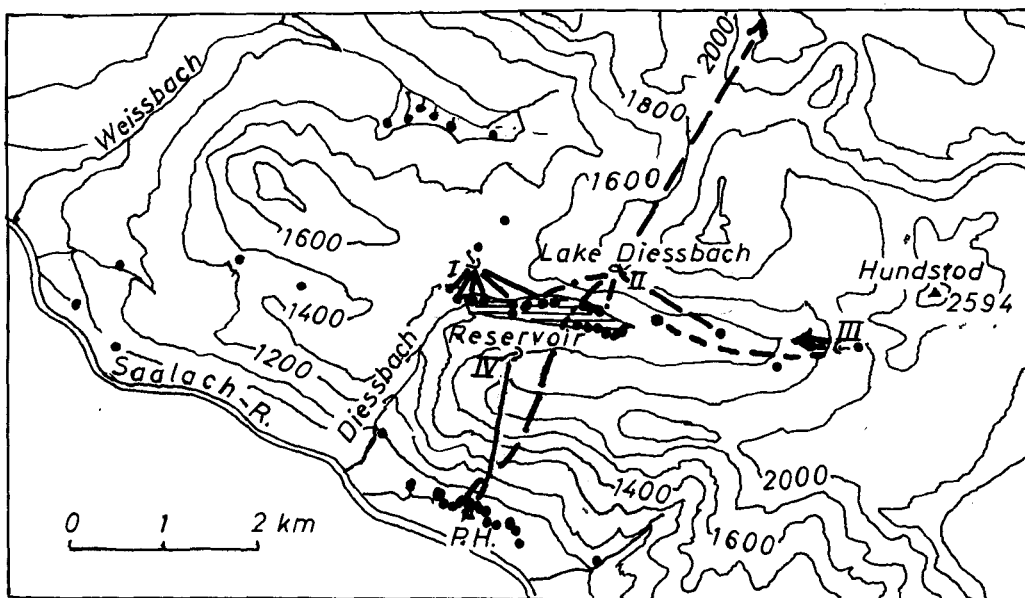


Fig. 2.25 Location of springs (dots) and the results of a tracing experiment. Labelling materials injected: Point I fluorescein dye, II blue dyed lycopodium spores, III green dyed lycopodium spores, IV red dyed lycopodium spores.

¹⁾ Abteilung für Hydrogeologie, Technische Universität Graz, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz Austria.

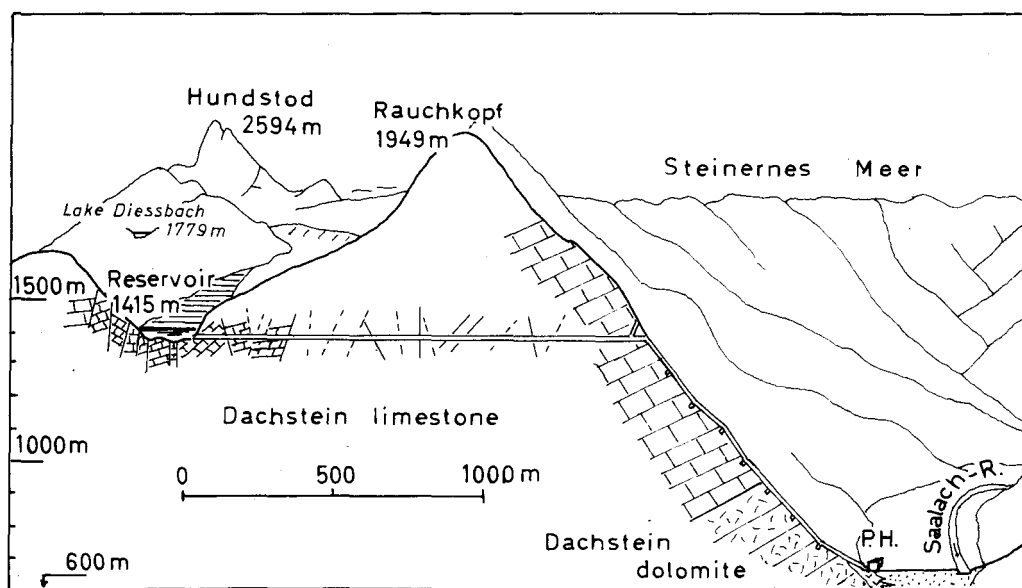


Fig. 2.26 Cross-section through the area of the Diessbach power plant (after H. BRANDECKER, 1965).

ment of the underground drainage (J. ZÖTL, 1974, p. 260). This influence causes an inseparable connection of the geomorphogeny and the development of underground drainage of a karstic region. The methods of investigation correspond with this theory.

Being the first step of the investigations karst-hydrogeological mapping distinctively showed a wide distribution of springs. A congestion of springs around the Diessbach basin on one hand and in the Saalach valley on the other was obvious (Fig. 2.25). The springs around the Diessbach basin discharging from the drainage system of a large karstwater body had a typically uniform chemical character. The springs situated in the Saalach valley, cumulated in the area of the later power house, showed a clearly differentiated temperature and chemical composition. While some of them had similar conditions like the springs in more than 1,400 meters altitude around the Diessbach basin, others were distinctively warmer and higher mineralized.

Further analyses confirmed the assumption that the first group are sources of karstwater discharging from the large karstwater body feeding also the springs in the area of the Diessbach basin whereas the higher mineralized water derives from the shallow groundwater flow of the Saalach valley, i. e. the pore water from the clastic sediments of the valley fill.

From the results of this detailed hydrogeological mapping arose two main questions:

- How far has the Diessbach basin still the function of a local base level for the underground drainage of the surrounding limestone area, and
- are the karst springs situated at the present base level of erosion in the Saalach valley discharging from single water ways along local joints or from the outflow of a well developed drainage pattern belonging to the general karstwater system of the massif.

The solution of this decisive problem was expected of a tracing experiment. Fig. 2.25 shows the results of the injection of 15 kg fluorescein dye into the sinkhole num. I, of 25 kg blue dyed lycopodium spores into the ponor of the small Diessbach lake situated in a large doline (Num. II), 25 kg green dyed lycopodium spores into the sinkhole num. III, and 10 kg red dyed lycopodium spores into the injection point num. IV. The control system included all the springs of the area.

The results of the tracing experiment were very informative:

The fluorescein dye reappeared only in springs discharging in the altitude of the hanging valley whereas no traces of it were found in lower situated sources. Very instructive was the injection into point II. The highest percentage of the injected blue dyed lycopodium spores was also found in springs around the Diessbach basin, but small amounts of this tracer were discovered also in a spring 10 km northeast (not shown in Fig. 2.25) as well as in one of the springs in the Saalach valley, discharging at the present base level of erosion 700 meters below the Diessbach basin. The direction from this point to the remote source in the north-northeast follows a heavy fault which is also manifest in the direction of valley systems.

The green dyed lycopodium spores reappeared again only in the altitude of the hanging valley, i. e. of the Diessbach basin.

The result of the injection into point IV was of decisive importance. The injected red dyed lycopodium spores reappeared in only **one** of the springs in the Saalach valley, and in a very short time-concentration-curve (24 hours), too.

These results of the combined tracing experiment showed that the hanging valley of the Diessbach basin is still the local base level of erosion for the main part of the karstwater body of this area. Only single isolated water tubes are fully developed down to the recent base level of erosion of the Saalach valley.

These single water paths follow the fault system.

The conclusion was that it should be possible to close these local water tubes by concrete injections. Indeed, drillings and logs showed that the number of open joints generally diminished from the surface of the basin down to a depth of 20 meters, except along the main fault. After injection drillings and establishing a grout curtain the reservoir works with full capacity and without any loss of water.

References

BRANDECKER, H., MAURIN, V. and ZÖTL, J. (1965) – Hydrogeologische Untersuchungen und baugelogische Erfahrungen beim Bau des Diessbach-Speichers (Steinernes Meer). Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, **17**, Graz.

ZÖTL, J. G. (1974) – Karsthydrogeologie. Springer-Verlag, Wien – New York.

LA RETENUE DE QARAOUN, AU LIBAN: UN EXEMPLE DE RETENUE SUR CALCAIRES FISSURÉS KARSTIQUES

par L. DUBERTRET
(Paris)

Un aperçu superficiel sur une retenue recouvrant des calcaires karstiques pourrait laisser l'impression que ces terrains ne posent pas de problèmes particuliers de fuites; surtout si les fuites sont occultes et que leur existence n'a pas été démontrée par un bilan des eaux. La conclusion logique, mais erronée, serait alors que des retenues peuvent être projetées sur terrains calcaires sans souci particulier des fuites.

Un examen plus approfondi révélerait que l'eau est retenue du fait d'une structure géologique exceptionnelle, d'une certaine disposition des calcaires fissurés par rapport aux roches encaissantes, moins perméables ou imperméables.

Ces structures méritent la description, en tant qu'exemple précis de la circulation ou non-circulation des eaux souterraines, et également en tant qu'avertissement pour les projeteurs tentés de méconnaître la contrainte géologique ou hydrogéologique.

Le profil en long du Litani. — La présente note concerne un aménagement sur la **rivière Litani**, au Liban, qui draine les parties centrale et méridionale de la haute plaine de la Békaa, encaissée entre les massifs du Liban et de l'Anti-Liban.

Seule véritable rivière du Liban — les cours d'eau du versant méditerranéen ont plutôt le caractère de torrents — le Litani a sa source au milieu de la plaine de la Békaa, au droit de Baalbeck, à 1002 m d'altitude. Il s'écoule vers le S, traversant d'abord une plaine alluviale, en recueillant les eaux jaillies du bas des versants du Liban et de l'Anti-Liban, et devenant ainsi une rivière. A Mansourah, à 54 km de sa source, sa cote est de 860 m. Puis il traverse le seuil calcaire cénomanien-turonien de Saghbine; au-delà, à Qaraoun, à 69 km de sa source, la cote de son lit est encore à 810 m. — Brusquement à l'aval de Qaraoun, le Litani s'encaisse dans des gorges calcaires éocènes; il traverse obliquement la pointe sud du massif du Liban, constituée de dolomies et calcaires massifs jurassiques; puis, dans les environs de Merdjayoun, s'infléchit vers l'W, traverse les plateaux du Liban Sud pour atteindre la Méditerranée.

Le profil au long du Litani (fig. 2.27) se décompose ainsi en deux: de la source jusqu'à Qaraoun, il est de faible pente, en quelque sorte perché; à l'aval il est encaissé, parabolique, régulier malgré les accidents qu'il traverse. Le tronçon amont apparaît comme lié à une tectonique récente, le tronçon aval comme résultant de l'érosion régressive à partir de la Méditerranée.

Qaraoun, par sa position privilégiée à la jonction des deux tronçons, était désigné pour l'aménagement d'une retenue.

Profil longitudinal géologique de la Békaa. — Mais quelles sont les **conditions géologiques**? — La Békaa est de structure complexe: elle tient du fossé par la grande faille de Yammouneh qui contribue à la limiter à l'W, et du synclinal par sa disposition générale. Un profil axial suivant approximativement le cours du Litani suffit, en premier lieu, pour mettre en évidence la singularité du site de Qaraoun (fig. 2.28).

Le tréfonds de la **Békaa** est constitué par les calcaires cénomaniens-turonien, puissants de plus de 800 m. Au droit de Baalbek, leur toit est en position élevée, environ à la cote zéro; il s'enfonce vers le S, se trouve au droit de Zahlé, à la cote — 1500 m, puis remonte, pour se

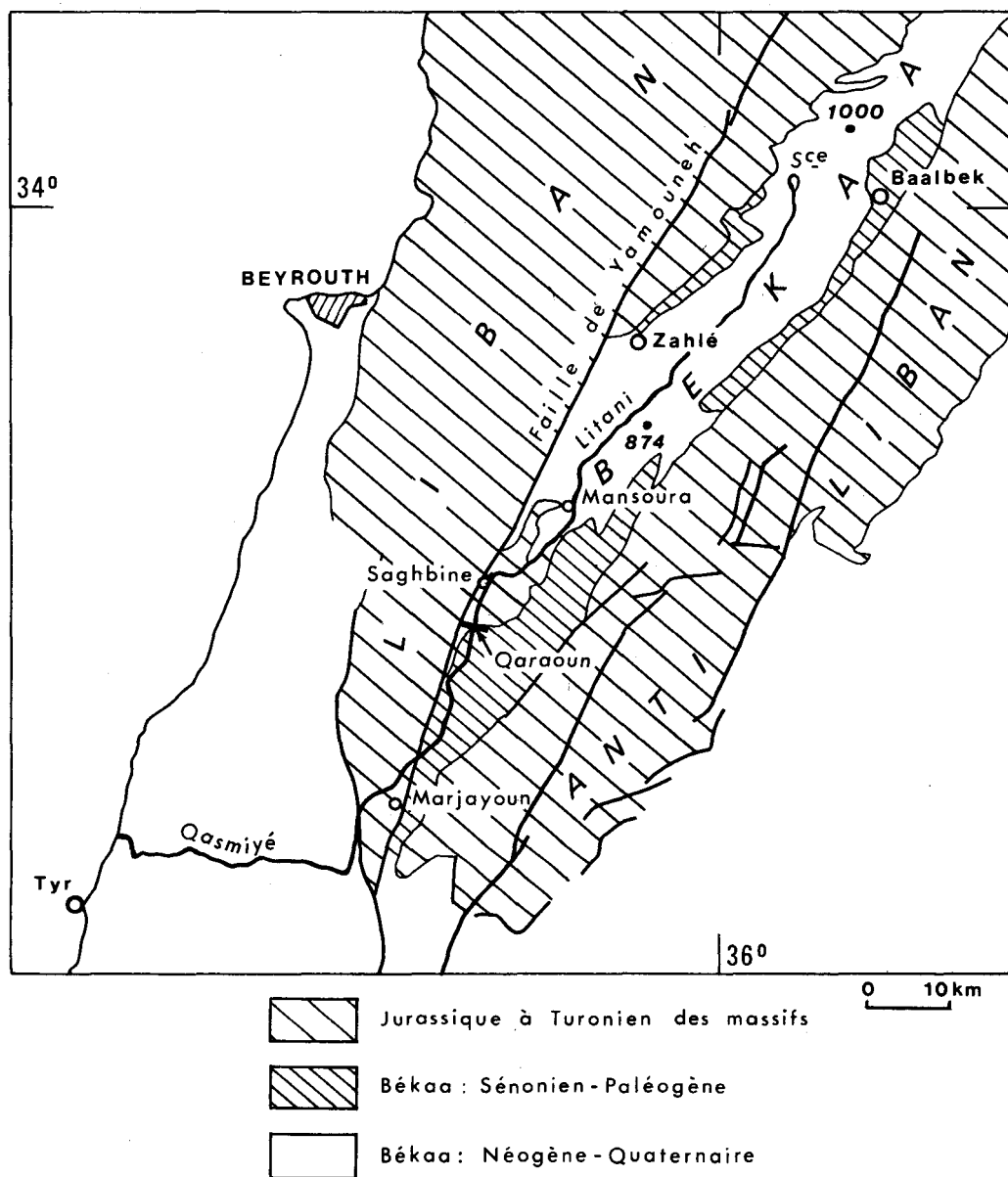


Fig. 2.27 — Le Litani draine la partie méridionale de la Békaa, plaine de 800 à 1000 m d'altitude, encaissée entre les massifs du Liban et de l'Anti-Liban. Le cours inférieur, orienté vers l'W, est dénommé Qasmiyé. Le site de Qaraoun se situe un peu au S du seuil de Saghbine.

retrouver au voisinage de la cote zéro au droit de Mansourah. La Békaa est verrouillée au S par le **seuil de Saghbine**, où le toit du Turonien se trouverait à la cote 1400 m si l'érosion n'avait décapé jusqu'au niveau de l'Albien. Au-delà du seuil, à Qaraoun, les calcaires céno-maniens-turonien s'enfoncent par flexure et disparaissent sous le Sénonien, le Paléocène et l'Eocène.

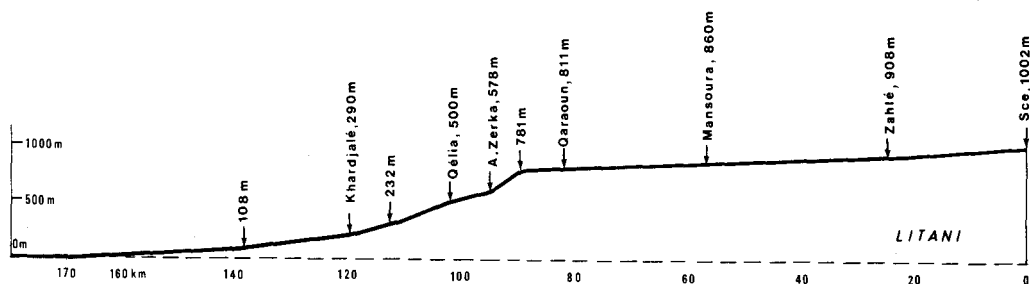


Fig. 2.28 — Profil en long du Litani de la source à la mer. — Le site de barrage se situe à la rupture de pente immédiatement à l'aval de Qaraoun.

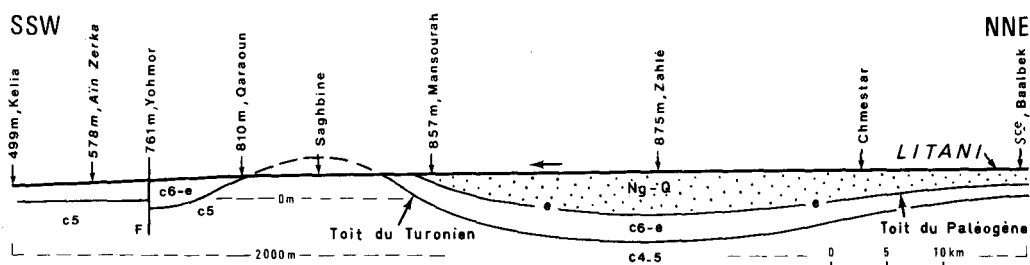


Fig. 2.29 — Profil structural selon l'axe de la Békaa, depuis la source du Litani au droit de Baalbek, jusqu'à l'aval du seuil de Saghbine: auge de la Békaa centrale, colmatée par du matériel néogène continental et quaternaire; seuil calcaire cénomanien-turonien de Saghbine et placage marneux sénonien et éocène sur sa retombée méridionale.

Dans le creux de la Békaa centrale (Zahlé), les calcaires cénomaniens-turonien sont surmontés par des calcaires marneux sénoniens et éocènes, ces derniers couronnés par des calcaires récifaux éocènes moyens. Dessus suivent de puissants dépôts lacustres, pontiens (environ 600 m), des conglomérats pliocènes et un colmatage de la dépression par des alluvions et sols du Quaternaire: l'accumulation de ces dépôts continentaux néogènes et quaternaires a conduit à l'égalisation du profil amont du Litani.

Le Sénonien et le Paléogène plaqués contre le plongement en flexure des calcaires cénomaniens-turonien immédiatement à l'aval de Qaraoun (fig. 2.29) diffèrent quelque peu des terrains de même âge de la Békaa centrale. Le Sénonien, calcaire marneux, est réduit par laminage, et dessus suivant des calcaires marneux et des **marnes argileuses** du Paléocène-Eocène inférieur, puis des calcaires subrécifaux marmoréens de l'Eocène. Ces derniers, puissants d'un millier de mètres dans la Békaa sud, constituent la vallée à l'aval. Ils y sont taillés en gorges étroites et profondes, sous Youghmour, en rive droite, et au niveau du lit du Litani en jaillit à la cote 577 m, la source Ain Zerka. Les calcaires de l'Eocène sont en effet karstifiés et extrêmement perméables.

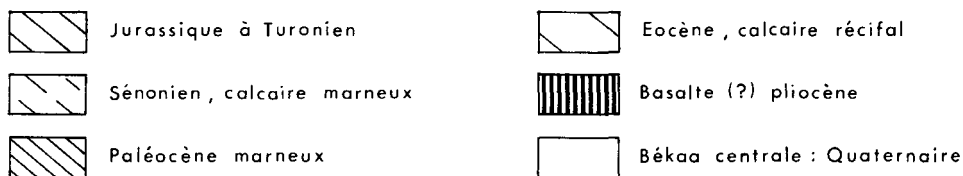
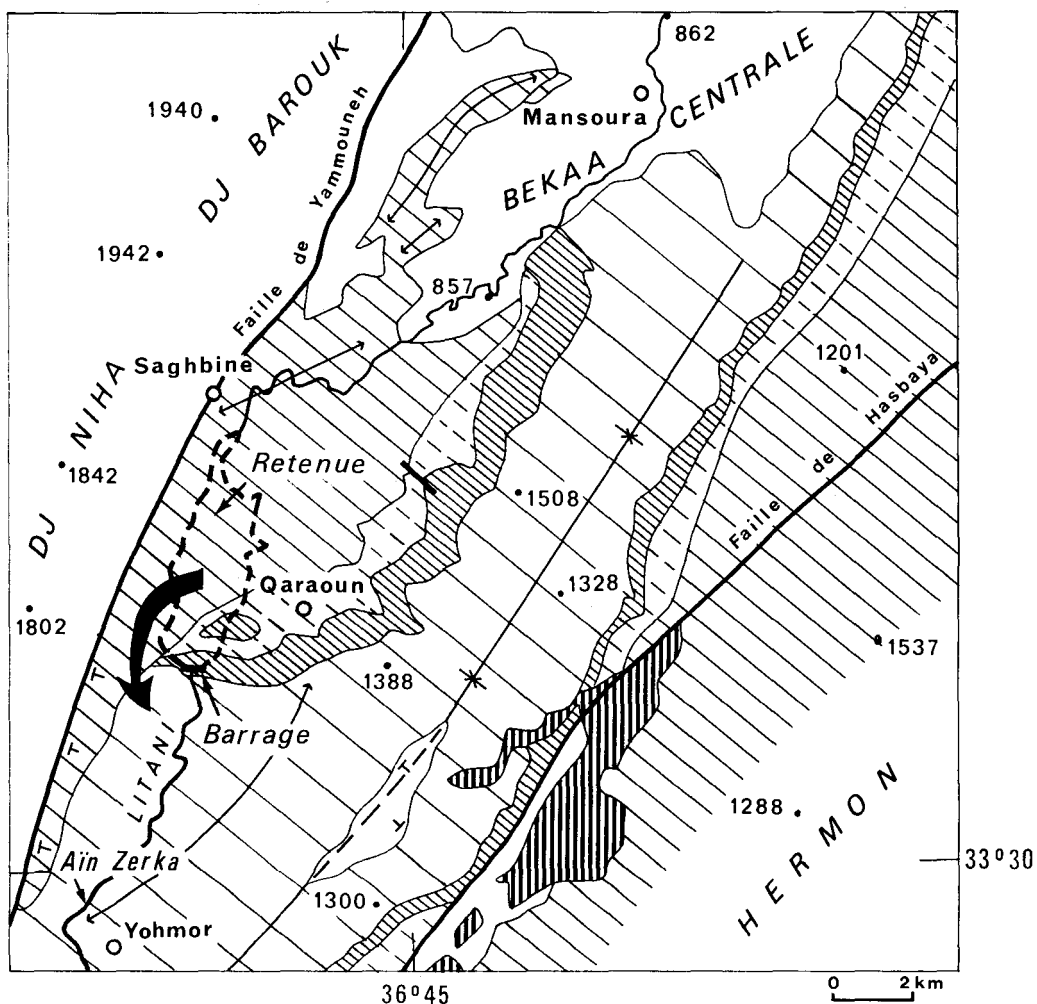


Fig. 2.30 — Géologie de la Bekaa méridionale.

Projet de retenue. — Le Litani a, au droit de Qaraoun, un débit moyen de $15 \text{ m}^3/\text{sec}$ (fig. 2.30).

Son brusque enfoncement à l'aval de la flexure de Qaraoun, les gorges étroites taillées dans les calcaires marmoréens éocènes suggéraient la construction d'une voûte en béton dans les gorges, au droit de Soukhmour. La cote du lit du Litani est là à 801 m; le plan d'eau de la retenue

pouvait être monté à la cote 850 m sans noyer la plaine de la Békaa. — Mais vu l'extrême perméabilité des calcaires éocènes l'ouvrage eut été contourné par les eaux et il n'existait aucune possibilité de rattacher un voile au large à quelque niveau étanche.

Il fallait donc éviter les calcaires éocènes moyens, en se plaçant plus à l'amont. Mais dans cette direction la vallée s'élargit; aussi est-ce immédiatement à l'amont du contact Paléocène/Eocène qu'un site fut recherché.

Cependant, la retenue, d'environ 10 km² de surface, s'étendrait pour les 4/5 èmes sur les calcaires cénomaniens-turonien de la retombée du seuil de Saghbine (fig. 2.31), calcaires dont la perméabilité est bien établie, par le rôle de château d'eau de ces calcaires dans la monta-

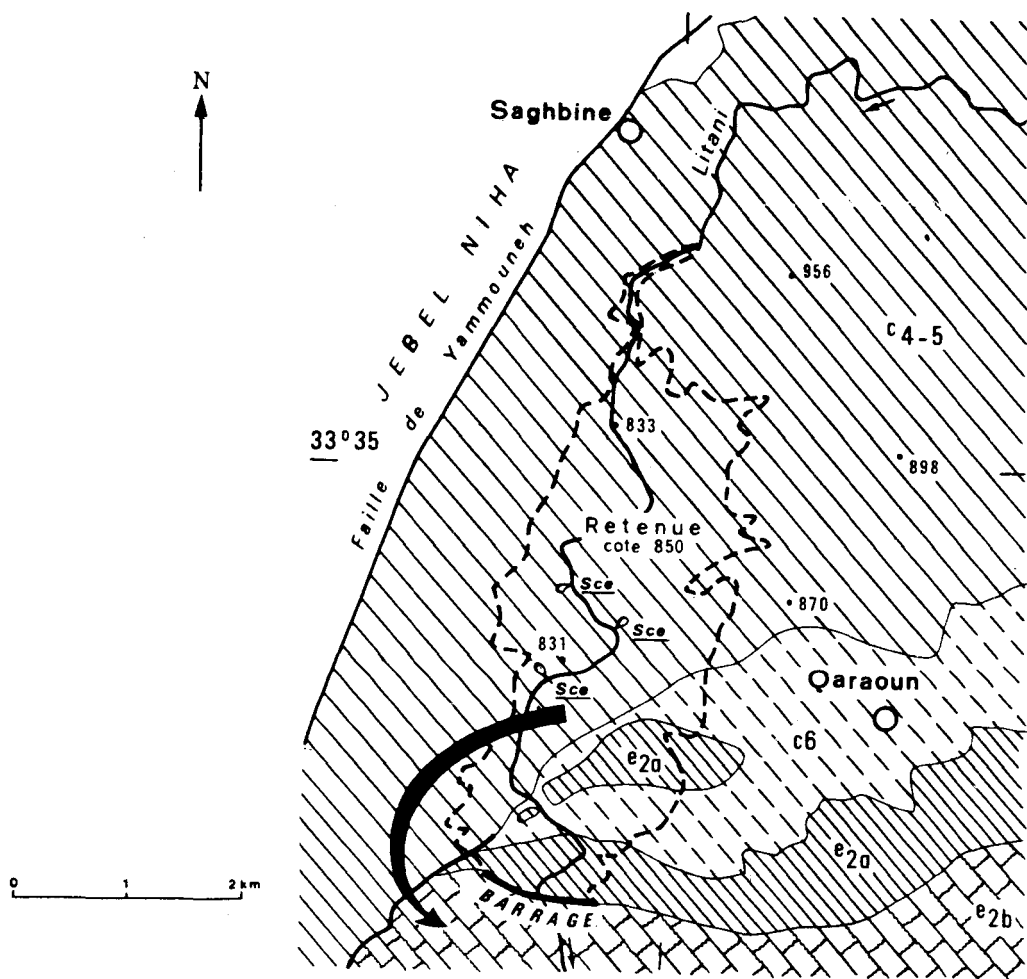


Fig. 2.31 — Schéma géologique de la retenue de Qaraoun (contourée en tireté gras). Pour ses 4/5èmes elle s'étend sur les calcaires fissurés cénomaniens-turonien (C4-5) de la retombée méridionale du seuil de Saghbine. — Avant la mise en eau, des sources de trop-plein jaillissaient des calcaires le long du lit du Litani. — Au S, des calcaires crayeux sénoniens (C6) et des marnes et calcaires marneux paléocènes et éocènes inférieurs (e_{2a}) font écran entre les calcaires de la retenue et des calcaires fissurés karstiques éocènes moyens (e_{2b}) de l'aval. — Des fuites étaient à craindre par la rive droite, où une flexure met en contact direct le calcaire de la retenue avec les calcaires karstiques de l'aval (v. fig. 2.33).

gne libanaise. Peut-être, n'affleurant plus à l'aval dans la vallée du Litani, ces calcaires retiendraient-ils l'eau? Quelque accident ne les mettraient-ils en communication avec les calcaires éocènes de la basse vallée, permettant aux infiltrations de déboucher à Ain Zerka? Le projet de retenue à Qaraoun était mis en cause (fig. 2.32).

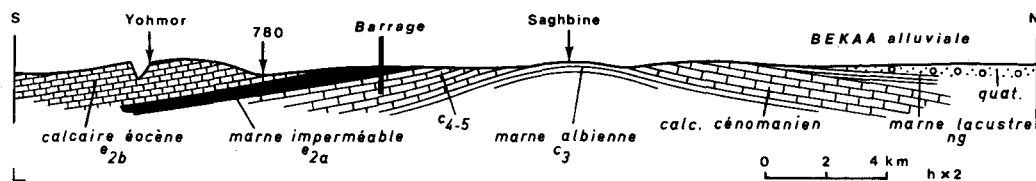


Fig. 2.32 — Coupe de détail N-S du seuil de Saghbine (hauteurs $\times 2$). Le seuil ferme la plaine de la Békaa au S.

Une observation hydrogéologique résolut l'incertitude: dans le lit même du Litani, en berge droite, et le long de la flexure le long de laquelle les calcaires cénomaniens-turonien du seuil de Saghbine s'enfoncent, vers l'aval, sous le Sénonien et le Paléocène, des sources jaillissent des calcaires cénomaniens-turonien. Elles jaillissent des assises Supérieures de cet ensemble lithostratigraphique, en sources de trop-plein. C'était la preuve que les marnes argileuses du Paléocène plaquées contre les calcaires cénomaniens-turonien à l'aval du seuil de Saghbine se comportent comme un barrage naturel, retenant les eaux souterraines dans ces calcaires et, par là, maintenant à une cote élevée les nappes souterraines de la Békaa. Barrer le Litani au droit du Paléocène revenait finalement à surélever d'une quarantaine de mètres un barrage naturel dont l'efficacité était prouvée.

Un nouveau problème surgit alors: une tranche de terrain de 40 m de hauteur, ayant subi la karstification du fait de la percolation des eaux d'infiltration allait être noyée; des fuites ne pouvaient-elles se produire latéralement à travers cette zone karstifiée? — Le danger se situait à l'W, au pied du massif du Liban, à l'approche de la grande faille maîtresse de Yammouneh (fig. 2.33). Dans son voisinage les terrains de la Békaa se redressent, et une flexure, parallèle à la faille de Yammouneh, donc longitudinale, met en contact direct les calcaires cénomaniens-turonien du substratum de la retenue, avec les calcaires éocènes de l'aval de la vallée.

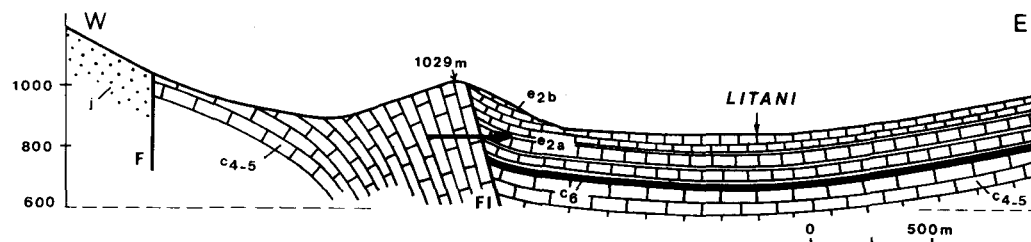


Fig. 2.33 — Coupe W-E au droit du barrage: elle montre la flexure mettant en contact direct les calcaires de la retenue avec les calcaires karstiques de l'aval. Un voile a été injecté dans cette zone.

Un contournement du barrage de Qaraoun, au large, en rive droite, était à considérer comme possible, par cette tranche de terrain comprise entre 810 m, cote du lit du Litani à Qaraoun, et 850 m, cote de la retenue projetée. A ce danger localisé, il fut remédié par un voile au large.

Le barrage de Qaraoun, en enrochements, par précaution, fut construit par étapes. Il retient 120 millions de m³ d'eau au-dessus de centaines de mètres de calcaires fissurés.

Bibliographie

- ABD EL AL, Ibrahim, 1948 – Le Litani, Etude hydrologique. République Libanaise, Service Hydraulique, 166 p., 86 fig., 46 pl.
- DUBERTRET, Louis, 1950 – Géologie et Hydraulique au Liban. Etude géologique préliminaire d'une retenue sur le Litani. 4ème Congrès des Ingénieurs des Pays Arabes, Beyrouth. 31 p., 8 fig., 4 pl.
- Carte Géologique du Liban à 1/50.00, feuilles Jezzine 1945, Rachaya Nord 1945, Merdjayoun 1951.
- TIBERGHIE, Vincent, 1973 – Le champ de la pesanteur au Liban et ses interprétations. Thèse, Paris, n° d'enregistrement au C.N.R.S.: A.O. - 4°/4 – Voir p. 118 et 121: Interprétation gravimétrique de la Békaa centrale.

2.18 BARRAGES DE LA RETENUE DE BUŠKO BLATO (YUGOSLAVIE)

par B. MIJATOVIĆ
(Belgrade)

1. Cadre hydrogéologique — Type de karst

La retenue de Buško Blato fait partie intégrante du système hydraulique à but multiple du bassin de la rivière Cetina. Au point de vue hydrogéologique elle fait partie du grand poljé Livanjsko (405 km²), qui serait le plus grand poljé karstique dans le monde. Dans sa plus grande partie les roches du substratum sont constituées, tout comme les montagnes environnantes, par des couches calcaires du Crétacé. Les calcaires, karstifiés, sont partiellement recouverts de sédiments tertiaires et quaternaires, qui rendent le fond du poljé imperméable.

La partie sud du poljé Livanjsko, nommée Buško Blato, était, jusqu'à la construction des barrages de retenue, inondée pendant une bonne période de l'année par des eaux dont le volume pouvait atteindre 200 millions de m³, mais qui s'écoulaient rapidement par plusieurs gouffres situés à la partie sud-ouest de Buško Blato.

2. Description des travaux

Afin de retenir et de régulariser le régime des eaux tout en accroissant la capacité de stockage du site, il a été nécessaire de construire deux barrages:

- le barrage de Kazaginac, au sud-ouest, isole la zone des gouffres dans lesquels se perdait la plus grande partie des eaux. C'est un barrage en enrochement avec noyau d'argile imperméable; son volume total est de 1 700 000 m³.
- le barrage de Podgradina, dans lequel est incorporée une installation de pompage reversible, ferme la vallée vers le nord-est. Il est construit en matériau graveleux avec noyau d'argile imperméable; son volume est de 262 000 m³.
- en outre, afin d'empêcher l'écoulement souterrain des eaux vers le nord-est, l'ouest et le sud-ouest, des voiles d'étanchéité superficiels ont été réalisés sur une longueur totale de 6 300 m avec une profondeur maximale de 120 m. La longueur totale des forages d'injection pour la confection des ces voiles a été de 180 000 m.

Offrant la possibilité d'irriguer 12 500 ha des terres de son propre bassin, la retenue de Buško Blato, s'ajoutant à celle du barrage Peruca, permet la régularisation intégrale des eaux du bassin de la rivière Cetina et leur utilisation à fins énergétiques.

3. Résultats

Au début, après achèvement des barrages de Kazaginac et de Podgradina, le remplissage de la retenue a provoqué une perte d'eau considérable au sud-ouest de la retenue, à proximité du barrage de Kazaginac. Cette perte atteignait 6 à 8 m³/s environ. La recherche détaillée des points d'absorption a permis de découvrir de grandes cavernes sous le niveau de poljé à une profondeur de 100 m, dont les spéléologues ont prouvé la relation directe avec les gouf-

fres situés au-delà de la retenue, là où se produisaient les pertes avant édification du barrage. Le problème était grave pour les constructeurs car il était bien évident que l'isolation des zones de gouffres dans un tel cas ne pouvait se faire par un simple voile d'injection.

Un Programme d'intervention directe dans les grottes fut alors organisé avec l'aide des spéléologues et des spécialistes d'ouvrages souterrains, et grâce à des barrages de conduits karstiques effectués au cours de la période 1970 – 1977 il fut possible d'améliorer la situation dramatique des pertes d'eau: actuellement, la perte totale dans la retenue a été réduite à 1 m³/s.

Bibliographie

1. Borić M., (1975) – Problèmes des pertes d'eau de la retenue de Buško Blato. – Rapport inédit de Electrođalmacija, Split, (en serbocroate).
2. Nikolić R., Nonveiller E., (1967) – Conception de l'accumulation Buško Blato. – Rapport inédit de l'institut Geoexpert de Zagreb (en serbocroate), Zagreb.

2.19

BARRAGES EN TERRAIN KARSTIQUE: L'EXEMPLE DES BARRAGES DE CEYRAC, DE LA ROUVIÈRE ET DE CONQUEYRAC SUR LE FLEUVE CÉVENOL VIDOURLE ET SES AFFLUENTS DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

par J. AVIAS ¹⁾
(Montpellier)

Destinés à seulement écrêter les crues cévenoles ou à usage mixte avec une retenue permanente limitée (la Rouvière), les trois barrages sus-cités ont tous été établis en terrain karstique: le premier à l'entrée d'une gorge s'enfonçant dans les couches tabulaires calcaires du Berriasien et du Jurassique supérieur, le second dans des calcaires du Jurassique supérieur très intensément tectonisés, le dernier étant dans une position intermédiaire (calcaires tabulaires faillés ou à plissement faible), dans un épikarst extrêmement karstifié du Jurassique supérieur constituant la vallée aérienne du Vidourle supérieur (fig. 2.34).

Nous ne rappellerons pas ici les caractéristiques hydrogéologiques et géotechniques des sites de barrages en terrain karstique, renvoyant à d'autres articles spécialisés sur ce sujet (J. AVIAS, 1969, p. 51 et suivantes, THEROND, 1973). Nous insisterons seulement sur les problèmes d'ordre général ou particulier qui se sont posés et sur la façon dont ils ont été résolus.

1° – Du point de vue **stabilité de la matrice rocheuse des appuis**, satisfaisante à Ceyrac, elle s'est avérée très mauvaise à La Rouvière (intense tectonisation, ripages banc sur banc, pré-

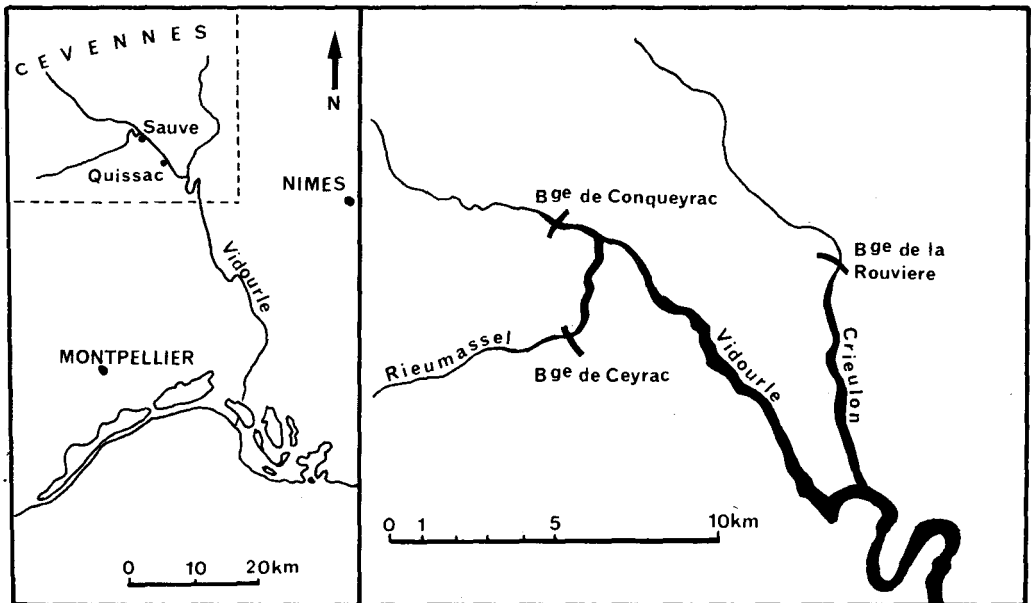


Figure 2.34

¹⁾ (Etudes: J. AVIAS – Géologie; construction: COYNE et BELIER).

sence de fractures à épais remplissage de calcite broyée peu inclinées sur l'horizontale) et mauvaise à Conqueyrac (cavernement intense de la zone superficielle avec remplissage, il est vrai, d'argiles rouges plus ou moins consolidés par concrétionnements calcitiques).

2° – Du point de vue des risques de **sous-pression**, ils se sont avérés particulièrement importants et multiples du fait du réseau de fractures et de chenaux de dissolution affectant les appuis.

3° – Du point de vue de l'**étanchéité**, elle s'est révélée évidemment mauvaise, sauf dans le cas du barrage de la Rouvière où l'altitude du niveau supérieur de la zone noyée et le colmatage général des cavités ont permis une retenue permanente jusqu'à un certain niveau. Les risques de débordage brutal d'exurgences inconnues obstruées et les risques de mise en charge excessive des exurgences et résurgences situées en aval ne se sont pas, jusqu'ici, manifestés dans le cas des barrages en service de Conqueyrac et de la Rouvière.

Les deux premiers des points de vue précédents ont amené les constructeurs à devoir écarter une réalisation de barrages en voûtes simple ou multiple et à adopter un barrage poids avec effet partiel de voûte pour Ceyrac et la Rouvière et un barrage en enrochements de type original maintenu par tirants de béton armé à Conqueyrac (fig. 2.35-37).

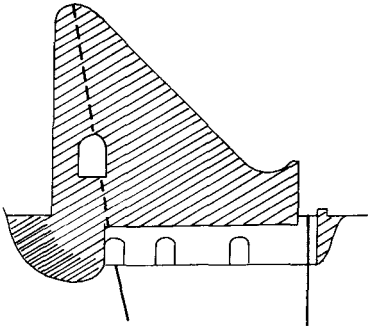


Figure 2.35 a

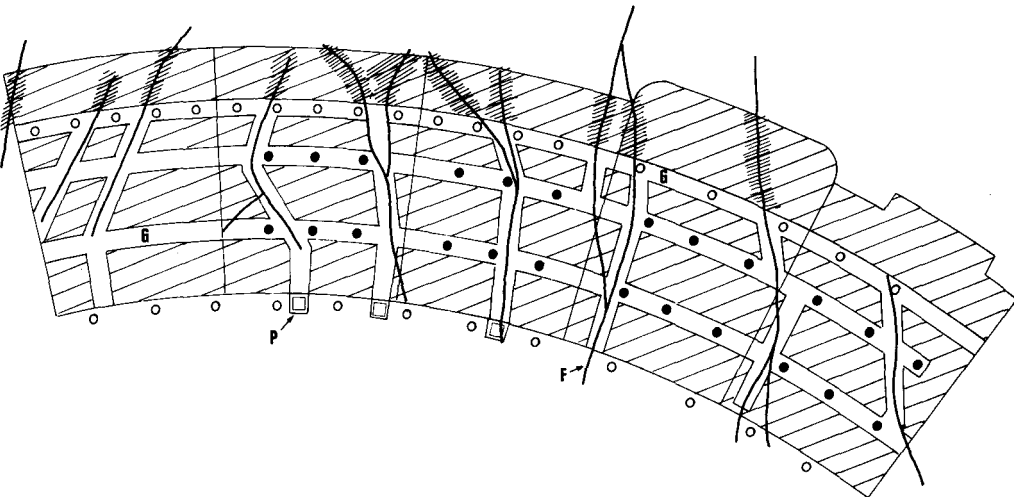
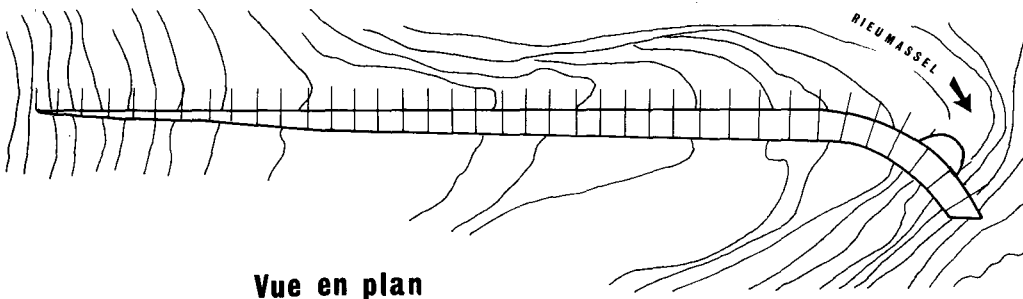


Figure 2.35 b

CEYRAC



Vue en plan

Figure 2.35 c

Par ailleurs, outre les forages classiques des voiles de drainage et d'étanchéité, des dispositifs spéciaux, pour éviter les sous-pressions, ont été adoptés, constitués:

- a) à **Ceyrac**, par des galeries calibrées suivant chacune des fissures ouvertes du substratum (en trait noir fig. 2.35 b), le calibre de chaque galerie étant calculé d'après le débit possible estimé de la fissure; chaque galerie (G) débouche au pied du barrage dans un puits maçonné à couvercle en béton (P) susceptible de s'éjecter de lui-même en cas de sous-pression dans la galerie (fig. 2.35 b: coupe en plan d'une partie du barrage au niveau de l'assise). En outre, un puits débouche à mi-hauteur du barrage pour assurer l'évacuation d'un aven de 17 m de profondeur découvert lors du creusement des fouilles et qui n'avait pas été décelé par la géophysique.
- b) à **la Rouvière**, par des massifs de petits blocs non cimentés dans lesquels est scellée une tuyauterie d'évacuation, le tout étant noyé dans les plots de base du béton; les tuyauteries débouchent à la base du barrage (fig. 2.36).
- c) Dans le barrage de **Conqueyrac** (en cours de réalisation), l'évacuation des eaux des sous-pressions se fera à travers la masse de l'enrochement (fig. 2.37 b, en hachure lâche) entre les têtes des tirants de béton armé horizontaux, espacés de 2 m en hauteur et de 3 m en largeur (conception P. JOUANNA du Bureau Coyne et Belier).

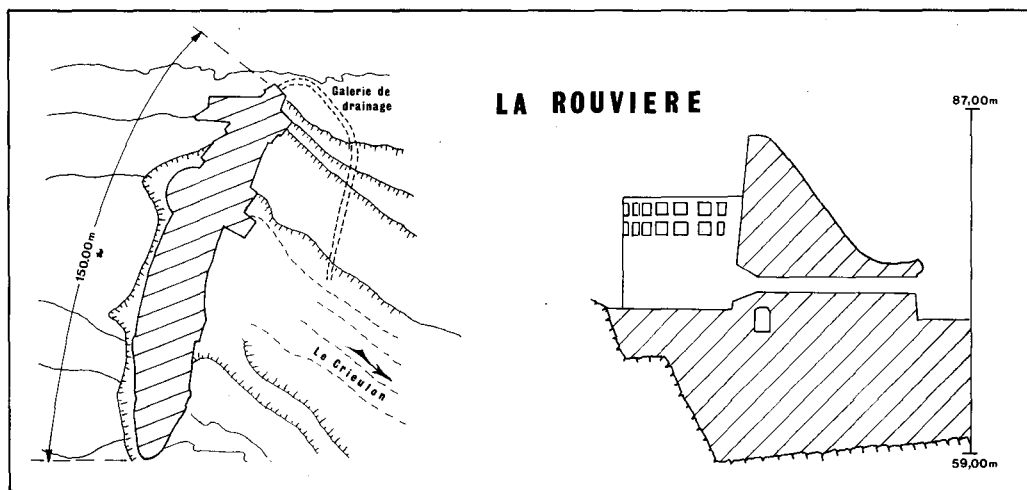


Figure 2.36 a

Figure 2.36 b

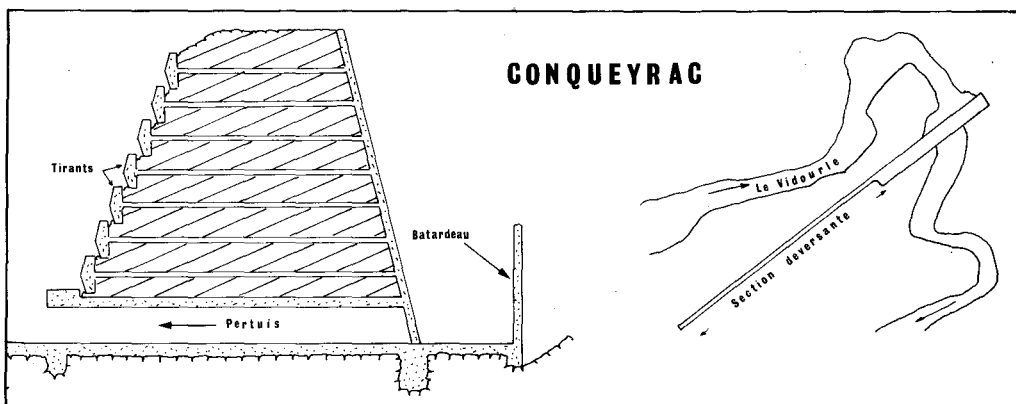


Figure 2.37 a

Figure 2.37 b

On a été conduit à prolonger la section en enrochement par un „mur consolé“ (fig. 2.37 a) pour que cette dernière section puisse constituer le déversoir pour les crues, l'ensemble de l'ouvrage étant submersible.

TABEAU DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES BARRAGES DE CEYRAC, LA ROUVIERE ET CONQUEYRAC

	Roche de Substratum	Structure	Karstification	Surface bassin versant	L (en m)	ép. base (en m)	l (en m)	Débit pertuis	Débit déversoir	Volume retenue permanente et effet d'écretement
ceyrac	calcaire Jurassique sup. et berriasien	tabulaire	superficielle moyenne faible profonde forte	44 km ²	390		15,50	148 m ³ /s	785 m ³ /s	0 29 % (Sauve)
conqueyrac	Jurassique sup.	tabulaire faille ou légèrement plissé	superficielle très forte moyenne et profonde	83 km ²	197	23 m	17	90 m ³ /s	1160 m ³ /s	0 93 %
la rouviere	calcaire Jurassique sup.	horst très tectonisé	superficielle moyenne et profonde forte colmatage important en profondeur car bassin alimentation dans marne	94 km ²	150 r arc = 125 m	25 m	19	130 m ³ /s	600 m ³ /s	0,6 millions sur 31,4 hectares 62 %

Bibliographie

AVIAS J., 1969. – Barrage en terrain karstique: l'exemple du barrage de Ceyrac (Gard). Etudes et Travaux de „Méditerranée“ n° 7.

THEROND R., 1972 (73). – Recherche sur l'étanchéité des lacs de barrage en pays karstique. Thèse de Dr Ingénieur, Université de Grenoble I, 444 p., Eyrolles.

UNIQUE SIPHON WELL SYSTEM FOR DEWATERING OVERBURDEN ON LIMESTONE IN THE CENTRAL PHOSPHATE DISTRICT OF FLORIDA

by James R. EDWARDS ¹⁾

A unique artificial recharge system of recharge-connector wells has been developed to aid the phosphate companies in the Central Florida Phosphate District in satisfying water regulatory agency requirements. The hydrogeology of the area is such that gravity drainage is possible from a surficial watertable aquifer downward to a karstic artesian aquifer. The surficial aquifer ranges from 3 to 15 meters of quartzose and phosphorite sands and sandy clays with transmissivities ranging from 2,000 to 6, gpd/ft. The receiving aquifer is approximately 244 meters thick and consists of limestone and dolostones with highly developed solution channeling and an average transmissivity of 775,000 gpd/ft. This aquifer is called the Floridan and is the chief ground water supply for most of Florida. The aquifers are separated by relatively impermeable beds of clay and dense limestone. A 15 to 18 meters head difference exists between the aquifers (See Figure 2.38).

Recharge-connector wells, screened in the surficial aquifer and connected below in the Floridan Aquifer, were to be used to provide the artificial recharge. A strip of land around the perimeter of an aboveground clay waste retention pond is the permanent installation site.

Study of existing pumping test data, water table elevations and core drilling logs indicated a typical transmissivity of 2,000 gpd/ft or less and saturated thicknesses of 2 to 8.5 meters. Artificial recharge to the surficial aquifer by seepage from a retention pond caused a slightly artesian condition in the surficial aquifer.

An analysis of the performance of a recharge well under these general conditions was undertaken by a method by Papadopoulos and Cooper (Knochenmus, 1975). The results predicted low flow rates into the wells with limited areas of influence. The problem was to improve the efficiency of the recharge-connector wells to compensate for the poor hydrogeologic conditions present in the installation area. This was done by increasing the flow down each well to more closely match the receiving capacity of the Floridan Aquifer. The method proposed (See Figure 2.38) was to (1.) Construct shallow wells screened as the recharge wells, but not connected directly to the Floridan Aquifer; (2.) Connect these wells by siphon pipeline to the recharge-connector wells; (3.) Induce gravity flow by siphon pipeline from the upper reservoir (surficial aquifer) to the lower reservoir (Floridan Aquifer).

The head difference to induce gravity flow was present and saturated thicknesses were less than the maximum possible theoretical lift by a siphon for water of 10.4 meters. To analyze the performance of a siphon it was assumed to be elementary in design and to flow full. These assumptions allow the application of the Bernoulli equation to flow from the upper reservoir to the exit end of the pipeline.

$$(1) \quad h = f \frac{L}{D} \frac{V^2}{2g} \quad \text{where}$$

h = the difference between the upper reservoir and the lower reservoir or exit end of conduit.
 f = friction constant for conduit material
 L = length of conduit
 D = diameter of conduit
 V = velocity of fluid
 g = gravitational constant

¹⁾ Hydrogeologist, P. E. LaMoreaux and Associates, Lakeland, Florida.

Collector Well System

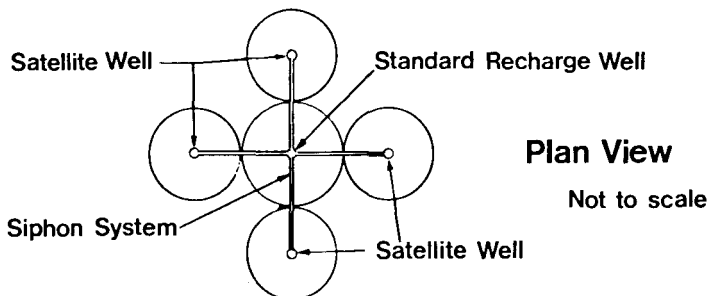
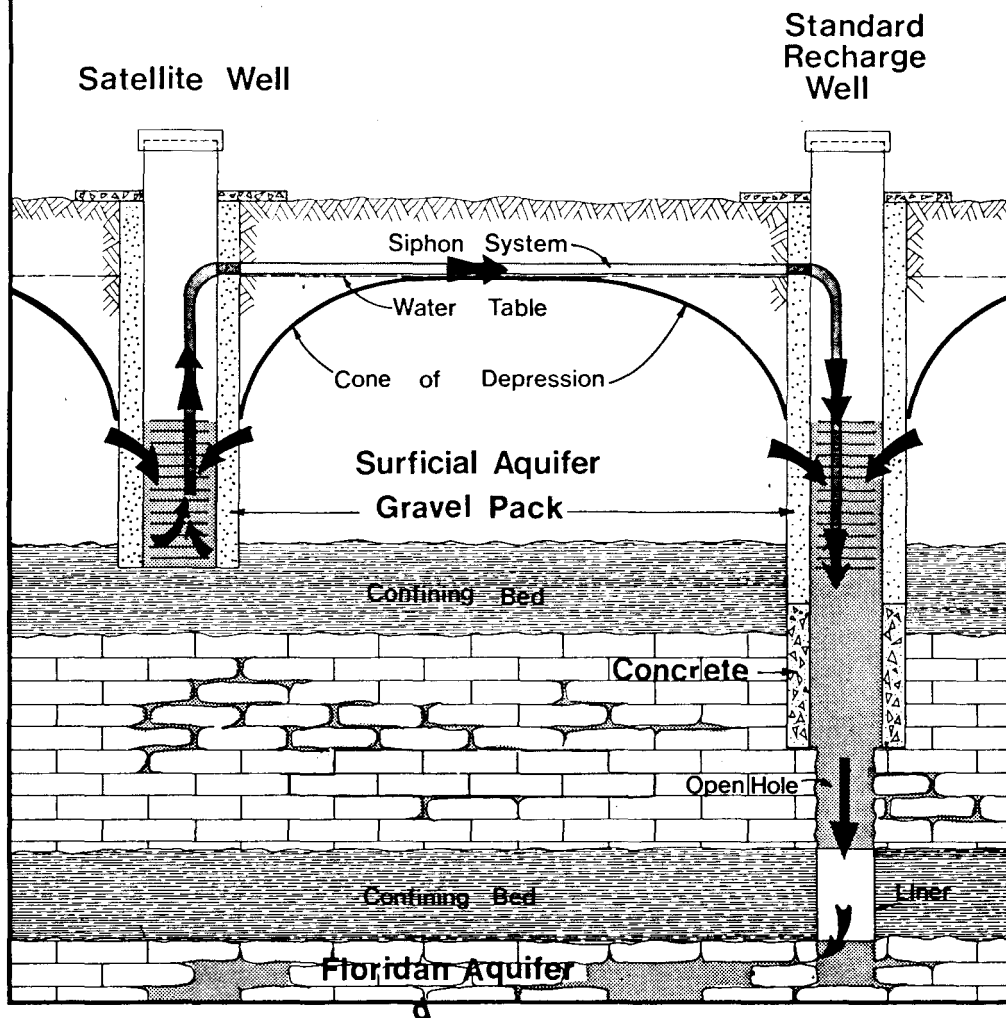


Figure 2.38

The velocity and thus quantity of flow can be calculated from equation (1). The assumption of full flow was checked because of the performance limitation of 1 atmosphere (10,4 meters of water). As the summit (minimum) pressure decreases, dissolved gases present in natural water come out of solution and help form intermittent discontinuities as the pressure approaches a true vacuum. A break in the siphoning action occurs at a point less than the theoretical limit as the summit pressure continues to decrease. Writing the Bernoulli equation from the upper reservoir to the summit we can determine the pressure at the summit using atmospheric pressure as datum.

$$(2) \quad 0 = \frac{V^2}{g} + \frac{P_s}{Y} + h_s + f \frac{L_s}{D} + \frac{V^2}{2g} \quad \text{where}$$

$\frac{P_s}{Y}$ = pressure at summit
 h_s = the difference between the upper reservoir and the summit
 L_s = length of conduit from upper reservoir to summit

Trial application of these equations to a hypothetical system (Figure 2.38) pointed out several design considerations.

- (A) System flow would decrease as h decreased due to drawdown in the well. Equilibrium would occur at the drawdown yielding the system flow capacity.
- (B) Losses due to pipeline length and configuration could be minimized by oversizing pipeline in relation to anticipated flow and selecting low friction pipeline materials. The more losses are minimized, the closer h_s approaches P_s/Y , resulting in increased siphoning efficiency.

The pilot system layout is shown in Figure 2.39. The linear configuration was used mainly due to site limitations. The satellite wells were installed at 45,7 meters intervals. This spacing was determined by observation of the drawdown effects of the recharge well after its installation. Spacing could normally be calculated but the unusual situation of an undetermined amount of seepage recharge from the retention pond made this difficult. Test pumping of each well yielded an expected initial pipeline flow from which a steady-state flow was estimated. Starting and steady-state system flow capacities were calculated for each well and its distance from the outlet. From these results a pipe size was selected which could handle the total flow with a minimum of loss.

The wells were installed with sufficient blank casing below the screens to enable maximum drawdown in each well. Plastic was the material selected for wells and pipeline due to its resistance to corrosion, ease of handling and installation and low friction characteristics. Initially, the siphon outlet elevation was set equal to the highest inlet thus eliminating any chance of too great a drawdown allowing air to enter the system. The summit was set at the top of the most distant well with a gradual slope to the recharge well outlet.

The outlet was designed with a valve which is closed during starting of the siphon. A vacuum was created in the pipeline to begin the gravity flow. A section of clear PVC was installed in the pipeline to observe the flow.

The system has been operating continuously for approximately six months. Vacuum gages and analog flowmeters are currently being installed to further evaluate performance. Outlet valve design is important in starting and running the system. Our design allowed clearance for flow logging tools to pass by it in the well but caused some back-up which necessitated experimental lowering of the outlet to get maximum drawdown in the satellite wells. To date, values in excess of 7,6 meters for h_s have been field measured without any indication of discontinuities.

Pilot Collector Well System

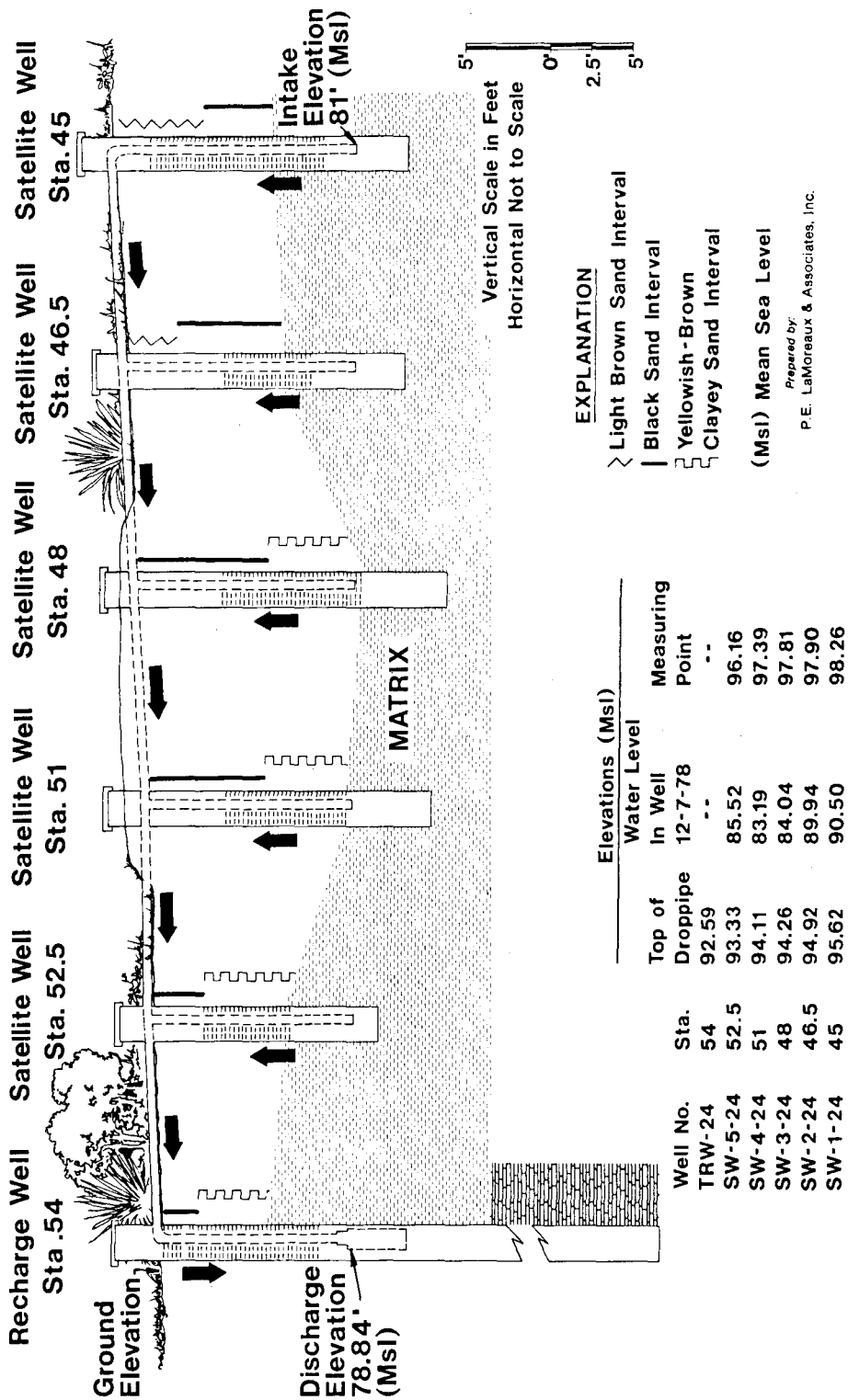


Figure 2.39

The most efficient linear design was found to be with the connector well at the center of the pipeline with flow from both directions. However, radial designs (Figure 2.38) have an efficiency advantage.

Localized water quality has caused bacterial growth within some pipelines which has increased friction losses. The growth stabilized once the inside of the pipeline was completely coated. The oversize pipelines more than compensate for the increased friction losses. Chlorination and the surge of restarting the siphon system clean the pipeline to almost new condition. This could constitute the only regularly scheduled maintenance for the system, where conditions necessitate.

The pilot system did not produce large quantities of water due to the unusually poor hydrologic conditions where it was installed. However, 75 to 100 % of the possible yield of each satellite well is being attained. The effect is that of an equal number of recharge-connector wells. Subsequently, six additional systems have been installed with some in areas having better hydrogeologic conditions. Results similar to the pilot system have been realized, but with much greater flow rates.

ARTIFICIAL RECHARGE OF KARST WATER IN THE FLAT CRIMEA

by V. I. MOROZOV and A. V. LUSHCHIK
(USSR)

The principal source of domestic water supply in the Flat Crimea platform karst region is groundwater, occurring in the Neogene karstified carbonate rocks (Ivanov, 1970; Lushchik, 1976). Under the influence of water withdrawal, exceeding 1.2 - 1.5 times the natural infiltration recharge, cones of depression with a drawdown of 0.1 - 1.5 m/year have been formed. In the coastal areas and in the fresh-saline groundwater interface, fresh water is replaced by saline water at a rate of 0.1 - 0.44 km/year (Lushchik and Gorbenko, 1973; Lushchik et al. 1974; Lushchik, 1976). Therefore, protective measures are needed to preserve the Flat Crimea fresh karst waters from depletion (Gurba et al, 1972). One of the basic and effective solutions to this problem is artificial recharge using the North Crimea Canal water.

Experimental investigations on artificial groundwater recharge were conducted in two regions (Karsnoperekopskii and Klepininskii) in covered (buried) and exposed karst areas and are presented in the following discussion.

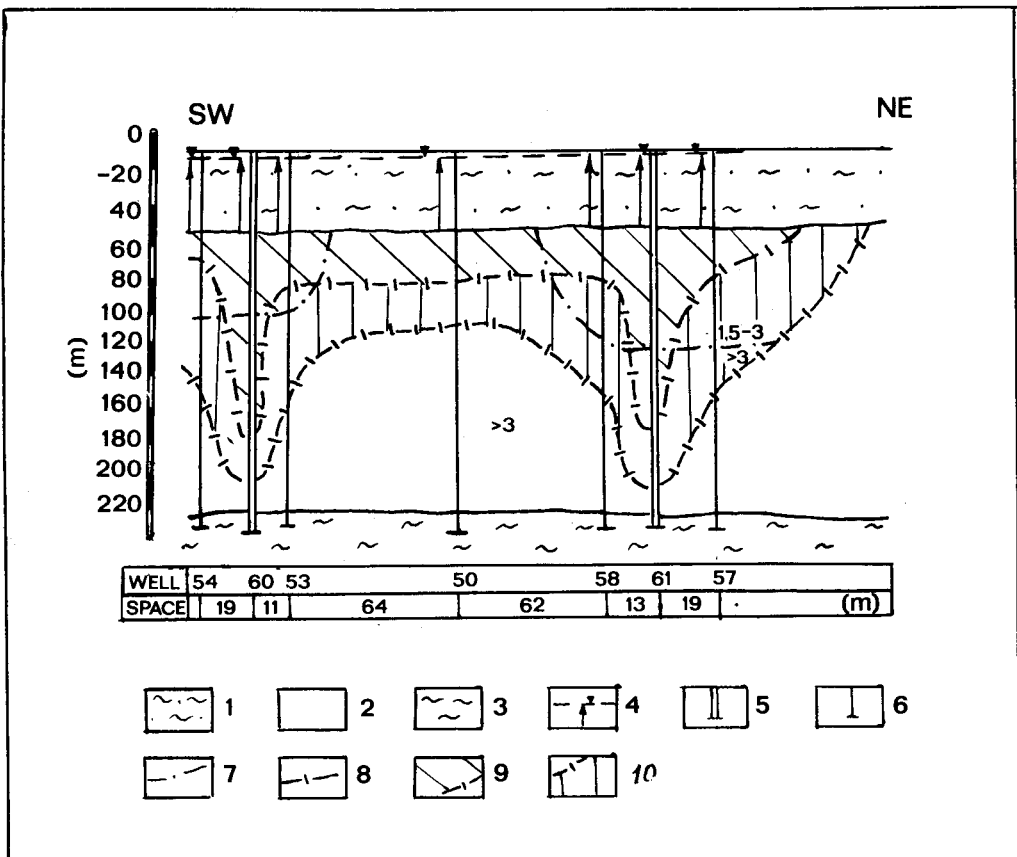


Figure 2.40

In the Krasnoperekopskii region the saturated limestones of Pontian, Meotian, and Sarmatian ages are 170-175 m in thickness and are overlain by a series of Quaternary and Middle-Upper Pliocene sandy argillaceous deposits, 55-68 m in thickness. The depths to groundwater range from 0.1 to 10 m. The transmissivity of the lithology is governed by degree of karstification and varies over area and in depth. The Pontian deposits, 12-17 m in thickness, has the greatest permeability values: their transmissivity is equal to 900-17,000 m²/day. The transmissivity of the Meotian and Sarmatian deposits is 280-690 m²/day. Dissolved solids content of water in the interval of 58-70 m is 1.3-3.5 g/l; 70-90 m – 0.7-1.5 g/l; 90-230 m – 3.3-5.4 g/l.

An injection test was conducted for two months by utilizing water from the North-Crimea Canal as raw water with a total dissolved solids content of 0.2-0.3 g/l, and a suspended sediment content of 20-40 mg/l. The coliform number of the canal water did not exceed a value of 4 and the water was subjected to treatment with liquid chlorine and suspended sediment was not removed mechanically. Water was injected by centrifugal pumps at rates of 130-140 l/sec in two fully penetrating wells 125 m apart. Observations of the formation of a fresh-water dome and fresh-water pockets were executed in two groups of wells from 5 to 1000 meters apart.

Non-steady groundwater flow was observed for 28 days however later it became closer to quasi-steady. The rate of water level recovery in the recharge wells did not exceed 1.0-1.5 m/day. As a result of the recharge, a piezometric dome 355 m in length and 50 m in width was formed. In the recharge wells, water was desalted mainly in the upper zone (60-80 m) of the aquifer (Table 1, Figure 2.40). During the entire recharge period a floating pocket of fresh water with a total volume of 208,000 m³ (with an average length of 220 m, width 47 m and thickness 20 m) was formed. The desalting influence of the recharge was observed at a distance of 1.5 km.

Table 1. Relation between the Quantity of Water Supplied to the Aquifer and the Degree of Ground water Desalting.

Total quantity of injected water (m ³)	Duration of injection (days)	Depth of testing (m)	Variation of water dissolved solids in g/l in depth in observation wells			
			No. 56	No. 50	No. 54	No. 55
	0	65	2.3	3.5	2.3	2.7
		85	1.9	3.3	2.6	2.7
		120	4.6	5.4	2.6	3.5
88,000	17	65	1.0	1.9	2.1	1.1
		85	2.3	2.9	2.4	2.2
		120	5.6	4.3	5.9	5.1
982,000	50	65	0.8	1.0	0.8	0.3
		85	0.5	0.9	1.4	0.3
		120	3.4	2.3	3.2	0.3

The Klepininskii region is situated on an elevated denudation-erosion plain. The upper confined aquifer is composed of fractured and cavernous limestones of the Meotian age, with a porosity of 16.9 - 44.0 %. Depth to groundwater is 20-22 m, and the aquifer thickness is 25-30 m with irregular karstification and jointing of limestone.

Within the high jointing zone, a recharge pit with an area of 360 m² and two recharge wells were constructed. The existing water-supply wells and wells specially drilled were used for observations.

During the course of the operations, experiments on water infiltration through the recharge pit were conducted for 3 months and injection in the recharge wells was conducted for 1 month. The source of the replenishment was the water of the North Crimea Canal with a suspended particles content of 10-30 mg/l and dissolved solids of 0.25 - 0.3 g/l.

The results of the infiltration tests made it possible to determine both the capacity of the pit and the duration of the infiltration cycle, depending on the depth of recharge (until the infiltration rate became equal to 0.5 m/day). This data is given in Table 2. Directly beneath the pit, the maximum increase in the groundwater level amounted to 6.7-7.5 m. The dome was formed in a meridional direction, its dimensions after infiltration of 23, 600 m³ is 220 × 100 m. A ponded depth of 3 meters is considered optimal. In this case, with a fairly high capacity of the pit (486 m³) the infiltration period is equal to 160 days, and it nearly coincides with the time of the North-Crimea Canal functioning.

Table 2. Recharge Pit Characteristics.

Item No.	Ponded Depth (m)	Capacity from 1 sq. m of pit area (m ³)	Duration of infiltration period (days)	Notes
1	1	332	121	The pit was not cleaned during the whole experimental period
2	2	401	127	
3	3	486	159	
4	4	574	199	

Injection in the two recharge wells was carried out with a total discharge of 108 l/sec with the canal water being chlorinated. The water level in the test wells was rising during the first 15 days, however, in the following period a practically steady regime was observed. The influence of water recharge was established at a distance of 250 m from the test wells. An ellipsoidal dome formed, as a result of the recharge, with the dimensions of 380 × 390 m. The total volume of injected water was 284,700 m³ and the orientation of the dome (in a submeridional direction) is related to the direction of the largest permeability of the Meotian limestones; this data is supported by the results of estimating the aquifer constants. The period of the groundwater dome dissipation is more prolonged than the period of its formation during recharge.

In the course of the experimental injection, relating to the Klepininskii region, the permeability in the vicinity of the recharge wells increased (the specific yields increased 9-10.5 times after injection) and the quality of the groundwater in the zone of well influence (100-250 m) was improved.

The investigations have shown that the artificial recharge of karst water is fairly effective provided that the raw water is decontaminated and the recharge installations are operated continuously.

References

- Gurba, P. K., Skaballanovich, I. A., and Mesyats, I. A., 1972 – The status of subsurface storage of fresh ground water in the Ukraine and the direction of further investigations. In: Problems of Artificial Recharge of Ground Water in the Arid Zone of the Ukraine. Kiev (in Russian).
- Ivanov, B. N., 1970 – Content of large-scale complex karstological maps of regions of the karst platform province of the Ukrainian and Moldavian Soviet Socialist Republics. In: Complex Cartography of the Ukr. SSR, Vol. I Kiev (in Russian).
- Lushchik, A. V., 1976 – Problems of rational development of fresh ground water in the Steppe Crimea. Vodnye Resursy (Water Resources), No. 4 (in Russian).
- Lushchik, A. V., and Gorbenko, G. F., 1973 – Hydrochemical conditions and processes of replacement of fresh water by saline water in Neogene limestones in the Northern Flat Crimea. Geologicheskii Zhurnal, No. 3 (in Russian).
- Lushchik, A. V., Morozov, V. I., Kodzhaspirov, A. A. et al., 1974 – Hydrogeological investigations with the aim of creation of artificial fresh-water pockets in the Northern Flat Crimea. In: Problems of Hydrogeology and Engineering Geology of the Ukraine. Budivelnik Publ., Kiev (in Russian).

Chapitre 3

ENVIRONMENTAL PROBLEMS IN KARST TERRANES

Introduction

by Harry E. LEGRAND

Many environmental problems exist in karst regions, the majority of which are related to a combination of hydrologic conditions and man's actions. The extremes in permeability in karst regions, described by LeGrand and LaMoreaux (1975, p. 11), range locally from large solution cavities that are capable of transmitting large quantities of water to dense rocks with almost no permeability; these extremes in permeability cause sensitive conditions with diverse responses within a karst region. These sensitive conditions often result in harmful environmental impact as a result of certain actions by man, and the problems may develop in places and at times that are not easily predicted. Many of the problems are economical and social in scope, some of which lead to legal involvement related to: (1) pollution, (2) waste disposal and management, (3) mine hydrology, (4) drainage wells, and (5) various aspects of water-level behavior (chiefly land subsidence).

(1) **Pollution** – Under natural conditions water in karst terranes generally is potable and free from pollution. Yet, in populated areas where soils are thin, pollution of karst water is now widespread. Back and Hanshaw (1970) report the extent of pollution in the Yucatan Peninsula of Mexico, where water pollution by human and animal sources has readily seeped through fractures in the karst rock from the surface; the absence of surface streams and the scarcity of soils result in wastes being dumped on the ground or in the cenotes, where ground water is exposed in the sinkholes. Pollution from septic tanks in karst regions of eastern United States is common where the soils are thin. In some areas sources of pollution are several kilometers from the springs or wells that show polluted water. Unlike porous granular materials, such as sands, the fractured and channelled rock does not easily weaken or degrade the pollutants during its underground travel. Springs, which are the concentrated discharge outlets of most karst regions, tend to receive the pollution from a broad recharge area at high elevations. Thus, the source of pollution is difficult to determine and to control where broad karst recharge areas exist. The following case histories relate to this subject: Drew, No. 3.1; LeGrand, Nr. 3.2; Waterhouse, No. 3.3.

(2) **Waste Disposal and Management** – A corollary problem to pollution is the disposal of wastes that may lead to pollution. In general, carbonate terranes are not ideal places for subsurface waste disposal. If the permeability of the carbonate rocks is low, the rocks do not accept waste at sufficient rates, and, if the rocks are karstified and highly permeable the waste may migrate rapidly to points of discharge without being oxidized or otherwise degraded and attenuated. The poor environment for waste disposal in many karst regions is another manifestation of the deleterious effects of the thin soil zone. Pollution of groundwater in the karstified regions from disposal of wastes in the ground and from leaching of materials at the land surface is common (Parizek et al., 1971, p. 135-176). Springs that drain large sections of karst regions can be easily polluted where waste materials enter the ground at higher elevations. In fact, water from most large karst springs in populated areas is unsafe for drinking without treatment (LeGrand, 1977, p. 12). The following case histories relate to this subject: Marsh, Lloyd, No. 3.4; Meyer, No. 3.5; Vecchioli, Ehrlich, Godsy, Pascale, No. 3.6.

(3) **Mine Hydrology** – Mining operations almost always have some type of water problem, and in karst regions the problems may be severe. Many of the problems are related to (a) excessive pumping of water from the mine, (b) undesirable lowering of the karst water level off-site during dewatering of a mine, and (c) land subsidence as a result of the lowering groundwater levels. Almost every karst water problem in a mining situation has features that need special and individual study. The principles of karst hydrology that are outlined in this chapter have general use as a framework for each study. The following case histories relate to this subject: Alföldi, No. 3.7; Böcker, No. 3.8; Babushkin, Lebedyanskaya, Plotnikov, No. 3.9; Paloc, No. 3.10; Babushkin, Kashkovsky, Lebedyanskaya, No. 3.11; Pinneker, Pissarsky, No. 3.12.

(4) **Drainage Wells** – In most karst regions of the world the rocks are extremely permeable at land surface, and downward movement of water is rapid. However, some karst areas are mantled by clay or other impermeable material that impedes drainage. To remove undesirable water at the land surface, drainage wells have been drilled that would allow surface water to drain through wells to a lower karst water level.

Many drainage wells have been drilled in Florida, U.S.A., where flat areas require surface drainage (Stringfield, 1966). In Orlando, Florida, nearly all runoff from rainfall in past years was disposed of through drainage wells into the permeable Tertiary limestone aquifer. Karst water levels range from a few meters to more than 20 meters below land surface, and some wells are capable of draining several thousands liters per minute.

The use of drainage wells has been discouraged because of the potential of contaminating water in productive aquifers.

(5) **Land Subsidence and Various Aspects of Water Level Behavior** – Subsidence of unconsolidated material in carbonate rocks may occur where (1) cavernous rocks are directly overlain by unconsolidated deposits, or old sinkholes are partially filled with unconsolidated deposits, and (2) the groundwater level is high enough to give some support to the unconsolidated deposits. When the water level is lowered, removing the support, the unconsolidated material can move downward into the cavities and caverns in the underlying carbonate rocks. The resulting subsidence may be gradual, or it may occur suddenly (Stringfield and Rapp, 1976, p. 447-451).

Subsidence due to withdrawal of water in carbonate rocks may occur suddenly in small areas. Although areas affected are relatively small (maximum of a few hundred meters in diameter) the vertical distance of subsidence may be as much as 50 meters with disastrous effects where buildings or highways collapse into a sinkhole. Among the most disastrous effects reported have been in Far West Rand, Transvaal, Republic of South Africa, where lowering of water to dewater deep gold mines has reactivated deep natural sinkholes filled with unconsolidated sediments. Sudden catastrophic collapses in Far West Rand have resulted in the loss of 34 lives and the expenditure of about 35 million dollars on rebuilding, application of safety measures, research, and compensation for damages including loss of water supplies (Quinlan, 1974, p. 661).

Some of the more recent sinkholes are as large as 125 meters in diameter and 50 meters deep (Brink and Partridge, 1965), (Foose, 1960, p. 1045-1048), (Bezuidenhout and Enslin, 1969, p. 482-495). One of the largest sinkholes resulting from withdrawal of water from carbonate rocks is in Alabama, U.S.A. and is about 97 meters long, 90 meters wide, and 30 meters deep (LaMoreaux and Warren, 1973); although the sink occurred suddenly, it took place in an undeveloped area and therefore the damage was minimal. This is in contrast to a relatively

small collapse that occurred at night in a street in Birmingham, Alabama which caused a large amount of damage (Newton, 1976, p. 8). Newton (1976, p. 8) estimated that more than 4,000 induced sinkholes, areas of subsidence, or other related features in this category have occurred in Alabama. The following case histories relate to this subject: Monjoie, Nr. 3.13; Fambrough, Dildine, No. 3.14; Hall, Metcalfe, No. 3.15; Howell, No. 3.16; Kovalevsky, Zlobina, No. 3.17; Wilson, No. 3.18; White, White, No. 3.19.

Applicable Principles of Karst Hydrogeology (as related to environmental problems)

Changes in hydrological balances are not unique to karst regions, but karst regions are more sensitive than other regions and the problems described in this chapter may be especially severe. It is necessary to understand environmental relationships, particularly those involving hydrology, to determine whether some actions by man are warranted. As a result of increased studies, evaluation of these hydrological problems is coming into better focus. There is a need for improved knowledge of this important subject, which can be applied to the development of carbonate rock terranes for human use. The following section discusses the applicable principles that are involved in environmental karst problems.

An evaluation of the environmental problems of karst regions must continuously focus on certain key features and principles of karst hydrology, so that problems which are unique to karst regions may be better understood.

Solutional erosion tends to modify the subsurface carbonate framework to cause development of secondary permeability. This secondary permeability is the result of the sequence of processes which include: (1) consolidation of carbonate sediments into dense rock, (2) fracturing of carbonate rocks as a result of tectonic and other stresses, and (3) circulation of water and enlargement of fractures by solution to form the existing permeability. Many karst systems tend to have some of the following characteristics under water table conditions:

- (1) A channel or artery network type of permeability, especially near the water table.
- (2) Rapidly decreasing overall permeability with increasing depth below the water table.
- (3) A zone of exceptionally high permeability in valleys.
- (4) A very permeable and cavernous unsaturated zone.
- (5) Salty water in the lower and less permeable parts of the aquifer.
- (6) Moderately low storage of fresh water after long periods of dry weather.

While undergoing karstification many carbonate rocks leave little insoluble residue, and their soils are regenerated more slowly than those on nonsoluble rocks. Once carbonate rocks on upland slopes have been stripped of soil, they tend to remain denuded, even in humid regions where soil-forming processes are favorable. Soils of upland karst regions are washed into sinkholes and other karst lowlands. In some low-lying areas, the soils are protected from further removal long enough to form laterite and even bauxite.

Many subsurface aspects of hydrology, especially true with respect to carbonate rocks, can be put in good perspective by focusing attention on the water table (LeGrand and Stringfield, 1971). Of interest are depth to the water table, configuration and fluctuations of the water levels, and the relative position of the water levels in the carbonate rocks with respect to those in adjacent aquifers. Of special interest is the position of the water table in carbonate rocks in relation to zones of good and poor permeability near the base of the unsaturated zone.

In fully developed karst regions with considerable topographic relief, the water table tends to lie far below land surface. Solution channels drain and transmit water from precipitation

so quickly that the water table is not maintained at a high level but is depressed below air-filled caverns as long as there is easy movement to a lower discharge area. Thus, it is understandable that perennial streams in karst areas tend to go underground, a condition that is in harmony with the truism that the greater the permeability the greater the tendency for the water table to be near base level with a low hydraulic gradient.

In carbonate rocks the depth to the water table is controlled by local factors such as the permeability and topography and by the regional factor of climate. Beneath some carbonate mountains a deep water table may be inferred where there is no evidence of discharge of water as springs or of evapotranspiration on mountain slopes; such conditions are common even in humid regions.

Land subsidence in carbonate rocks occurs due to both natural conditions and activities of man. Development of a natural sinkhole generally requires considerable geologic time and therefore does not rapidly change the environment. Sinkholes and related land subsidence that are due to the activities of man can rapidly develop. However, such subsidence occurs only (1) where surface and subsurface solution and erosion have formed natural sinkholes and cavities, some of which are covered or filled by unconsolidated deposits and (2) where the groundwater level in the rocks is high enough to give some support to the unconsolidated deposits before the water level is lowered.

When the water level is lowered, thereby removing the support, the unconsolidated material is able to move downward into cavities and into the underlying cavernous rocks to form surface depressions and sinkholes. This type of subsidence resembles that in some mining districts where removal of coal or ore material in the subsurface results in the collapse of the roof of a mine, which may extend the collapse to the surface.

Depressions on the land surface may indicate old sinks, as in some parts of the Lake Region of Florida, U.S.A. However, in some areas, no surface indication exists of old sinkholes or cavities below the surficial material where the karst surface has been covered with alluvium or other unconsolidated deposits.

Subsidence problems can be alleviated in one or more of several ways including (1) cessation of withdrawal of water from the carbonate rocks, and (2) increase or restoration of water pressure by reduction of withdrawal, by artificial recharge, or by repressuring by injection of water.

In mature karst regions, big springs which emerge from underground streams or cave rivers, are generally more common than small springs of diffuse seepage (fig. 3.1). Some of the underground streams are the subsurface links in discontinuous surface streams that disappear underground and reappear as springs elsewhere. Most of the underground streams, however, have large solution openings at the top of the saturated zone which carry much of the ground water to springs. The underground streams tend to branch upgradient in arterial fashion and represent the more permeable parts of the saturated zone; the water table is depressed along the arterial system so that the underground stream meets the surface stream almost at grade.

The uneven distribution of permeability beneath the surface karst streams causes them to lose or gain water, depending on the position of the water table with reference to stream level. A surface stream may disappear or lose water where the losing stretch is permeable, and it may gain water where the rock is less permeable in those reaches where the water table is above stream level.

The scarcity of soils, the scarcity of water at the land surface, and rugged terrane are common karst features that are not conducive to a flourishing and expansive development without consideration of associated problems. Uneven distribution of permeability may pre-

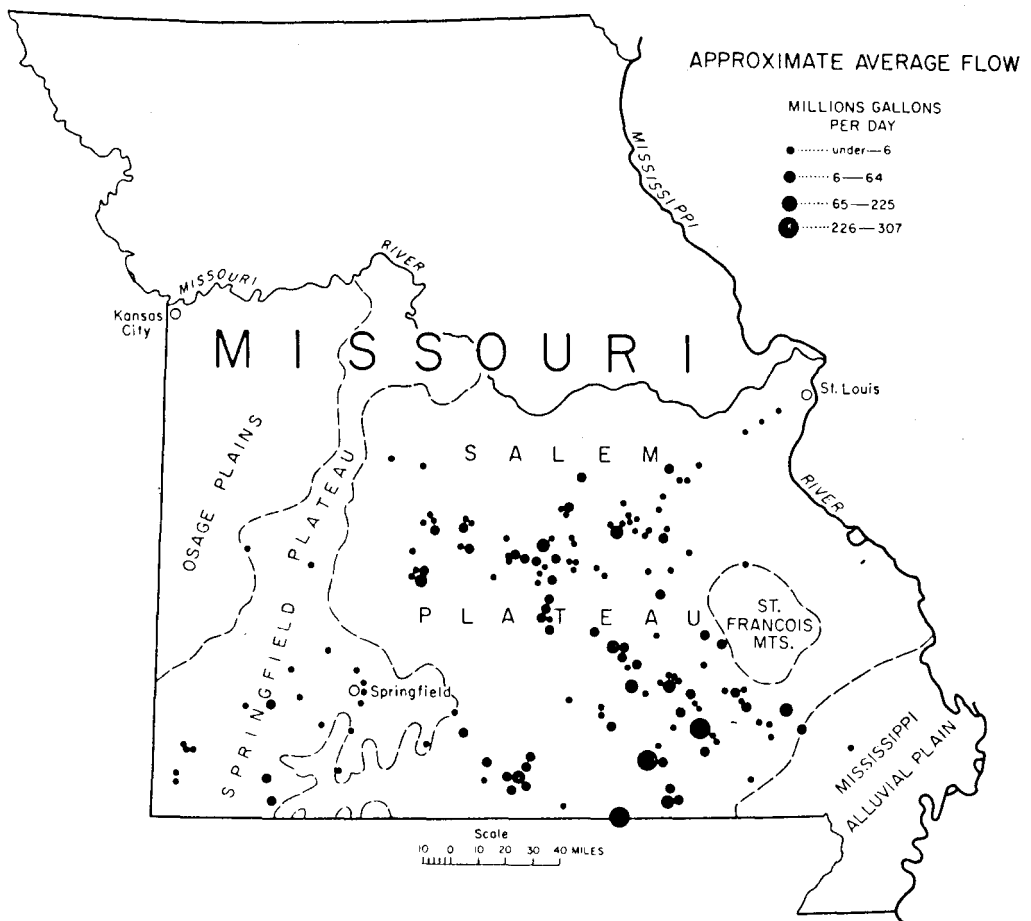


Figure 3.1 Distribution of large springs in Missouri. (After H. C. Beckman and N. S. Hinchey).

vent man from optional use of the environment and leads to too much water at some places and times and not enough at other times or other places. Coping with the diversified problems of karst regions starts with an understanding of general principles of karst hydrology which can be applied to specific data of the particular karst area.

References

- Back, William, and Hanshaw, B. B., 1970 — Comparison of Chemical Hydrogeology of the Carbonate Peninsulas of Florida and Yucatan: Jour. Hydrology, Vol. 10, no. 4, p. 330-368.
- Beckmann, H. C., Hinchey, N. S., 1944 — Mi. Geol. Surv. and Water Res. Bull., 29.
- Bezuidenhout, C. A., and Enslin, J. F., 1969 — Surface Subsidence and Sinkholes in Dolomitic Areas of the Far West Rand, Transvaal, Republic of South Africa, in Land Subsidence: Pub. No. 89, A. I. H. S. Unesco, p. 482-495.

- Brink, A. B. A., and Partridge, T. C., 1965 – Transvaal Karst, Some Considerations of Development and Morphology with Special References to Sinkholes and Subsidence on the Far West Rand, South African Geographical Journal, Vol. 47, p. 11-34.
- Foose, R. M., 1966 – Sinkhole formation by ground-water withdrawals: Far West Rand, South Africa: Science, Vol. 157, No. 3792, p. 1045-1948.
- LaMoreaux, P. E., and Warren, W. M., 1973 – Sinkhole: Geotimes, Vol. 18, No. 3, p. 15.
- LeGrand, H. E., 1977 – Karst Hydrology Related to Environmental Sensitivity, p. 10-18, in Hydrologic Problems in Karst Regions, Proc. Symposium Western Kentucky University, 1977, 481. p.
- LeGrand, H. E., and LaMoreaux, P. E., 1975 – Hydrogeology and Hydrology of Karst, Chap. 1, p. 9-19, in Hydrogeology of Karstic Terrains: Internat. Union of Geol. Sciences, Series B., No. 3 (Published by Internat. Assoc. of Hydrogeologists), 190 p.
- LeGrand, H. E., and Stringfield, V. T., 1971 – Water Levels in Carbonate Rock Terranes: Ground Water, Vol. 9, No. 5, p. 1234-1294.
- Newton, J. G., 1976 – Early Detection and Correction of Sinkhole Problems in Alabama, with a Preliminary Evaluation of Remote Sensing Applications: Alabama Highway Research, H. P. R. Report No. 76, 83 p.
- Parizek, R. R., White, W. B., and Langmuir, D., 1971 – Hydrogeology and Geochemistry of Folded and Faulted Carbonate Rocks and the Central Appalachian Type and Related Land Use Problems, Geol. Soc., Am. Guidebook, 1971, annual meeting, 181 p.
- Quinlan, J. T., 1974 – Early Detection and Correction of Sinkhole Problems in Two Types of Sinkholes in an Anthropogenic Karst, South Africa: Proceedings of 4th Conference, Karst Geology and Hydrology, West Virginia Geological and Economic Survey, p. 161.
- Stringfield, V. T.; 1966 – Artesian water in Tertiary limestones in the southeastern States: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 517, 226 p.
- Stringfield, V. T., and Rapp, J. R., 1976 – Land subsidence resulting from withdrawal of ground water in carbonate rocks: International Association of Hydrological Sciences, Publication No. 121.

3.1.

THE EFFECT OF HUMAN ACTIVITY ON A LOWLAND KARST AQUIFER

by DAVID DREW
(Trinity College Dublin)

ABSTRACT

The coastal region of southwestern County Galway in western Ireland is a lowlying limestone plain. The area is characterised hydrologically by high water levels and severe flooding during the winter. In the summer months, by contrast, most rivers become dry and water supply for agricultural purposes is a major problem.

Attempts to lessen winter flooding by arterial land drainage schemes have diminished groundwater recharge and storage within the karst aquifer. Free drainage has aggravated groundwater pollution. Successful management of the aquifer requires that a balance be obtained between flood alleviation schemes and groundwater conservation.

1. Study Area

Much of central Ireland is underlain by limestones of Carboniferous age. The landscape is an undulating lowland between 10 and 150 m a.s.l. To the west of the River Shannon the limestones are karstified. The degree of karstification correlates with a thinning of the glacial drift that blankets the lowlands.

The Clarinbridge River considered in this study drains 102 km² of land adjacent to Galway Bay and its hydrology is thought to be representative of that prevailing over a much larger area of the western lowlands. To the north and south the drainage is wholly karstic, a series of springs at or near the coast being the major outlet for groundwaters.

The viséan limestones range from thinly bedded argillaceous to thick bedded crystalline rocks. Joint systems are well developed particularly in the more massive strata. In geohydrological terms the argillaceous limestones have a somewhat lower storativity (1-5 %) than the crystalline limestone (3-8 %) but both limestones possess high secondary permeability and are considered to be potential aquifer formations. In practice the character of the limestone is of less significance in hydrological terms than is the nature of the overlying glacial and Holocene deposits. The entire basin is overlain with glacial material ranging from compacted, clayey lodgement till to sorted, coarse-grained esker deposits. Although these deposits rarely exceed 10 m in thickness, their differing permeabilities have profound effects on the hydrology of the area.

In the Clarinbridge basin mean annual precipitation is 1077 mm of which c. 615 mm (57 %) is effective precipitation. During normal years recharge to groundwater takes place for 7-9 months. The gentle gradients and complex topography tend to minimise quickflow processes. The limiting factor on groundwater recharge is the nature of the regolith cover rather than the nature of the bedrock. Infiltration rates through the glacial deposits range from 0.8-250 mm/hour whilst the bedrock itself has permeabilities 2-5 orders of magnitude higher. Aquifer recharge rates are therefore areally very variable, and in areas of peat bog with infiltration rates of less than 2 mm/hour the aquifer is effectively confined. Thus, the free-draining limestone is buffered by the overlying deposits and to a large extent the two formations function as a single hydrological unit under natural conditions.

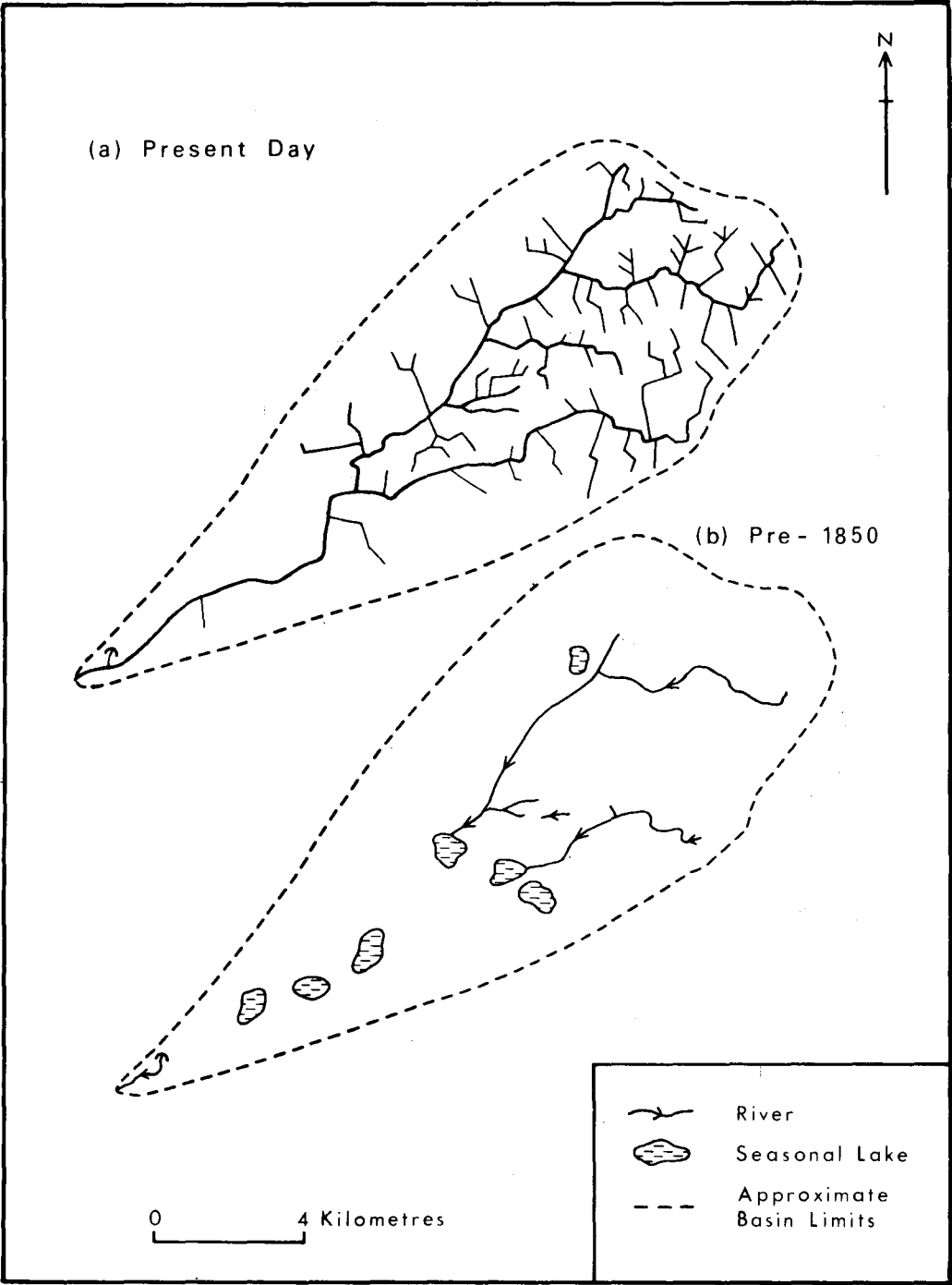


Figure 3.2 Surface Drainage, Clarinbridge Basin

2. Human Intervention

Figure 3.2 compares present day surface hydrology of the basin with the natural conditions prevailing in the early C19th. The Clarinbridge basin did not exist as a discrete entity. The streams rising in the northeast of the area terminated in lakes some 5-15 km from the coast and there was no direct surface drainage to the sea. Thus, under natural conditions all effective precipitation was converted to groundwater, the discharge points being the coastal and inter-tidal springs on the shores of Galway Bay.

From the middle of the nineteenth century onwards, Government schemes of land drainage have been implemented in Ireland. The primary purpose of these projects has been to improve the quality of seasonally inundated farmland. In the Clarinbridge basin c. 20 % of the land was subject to periodic flooding. In general, land drainage has been undertaken in response to pressure from agricultural interests with comparatively little attention paid to its effects on other aspects of the regional hydrology. The original drainage density of the Clarinbridge basin was c. 0.2 km channel/km²; this has been increased to c. 4 km/km². In the upper part of the basin a rectilinear net of closely spaced ditches leads into the deepened and straightened original stream course. In the lower part of the catchment a wholly artificial river has been excavated in bedrock leading to sea and linking what was formerly a series of seasonal lakes.

Drainage has had the desired effects in terms of relieving seasonal inundation of land, though the artificial river is subject to very severe flood pulses following heavy rainfall. During the early summer the river becomes influent progressively further upstream and is normally completely dry in its lower 5-9 km for 3-6 months of the year.

Such large scale interference with surface hydrology has caused corresponding changes in groundwater conditions. The configuration of the watertable surface within the basin is shown in Figure 3.3. The summer situation is likely to be that which prevailed prior to land drainage. Hydraulic gradients average, 5.7 m/km, except in the lower basin where gradients are slight and groundwater levels show a tidally induced oscillation. There is no relationship between surface-topography and drainage and the watertable. Flow of groundwater through the aquifer is divergent – the greater component moving west-northwest and a lesser flow component flowing west-southwest. Both flows resurge at coastal springs outside the Clarinbridge basin. During the transition to wetter conditions (Figure 3.3 b, c) the pattern of groundwater flow alters, becoming oriented on the artificial river courses which function as effluent streams. This is particularly true of the sections of channel which have been excavated into bedrock. By mid-winter the Clarinbridge basin is a hydrological unit in both surface and subsurface terms.

3. Conclusions

The indirect effects of land drainage have thus been several:

- A. The high drainage density has increased direct runoff from the basin from zero to c. 40 % of effective precipitation. Aquifer recharge has been correspondingly reduced.
- B. Formerly, groundwater recharge occurred over a large proportion of the basin area, the amounts being quantitatively related to the permeability of the surficial deposits. The present day rapid removal of excess rainfall via drainage channels means that recharge is now much more localised as line recharge from stream channels during the spring and fall months.

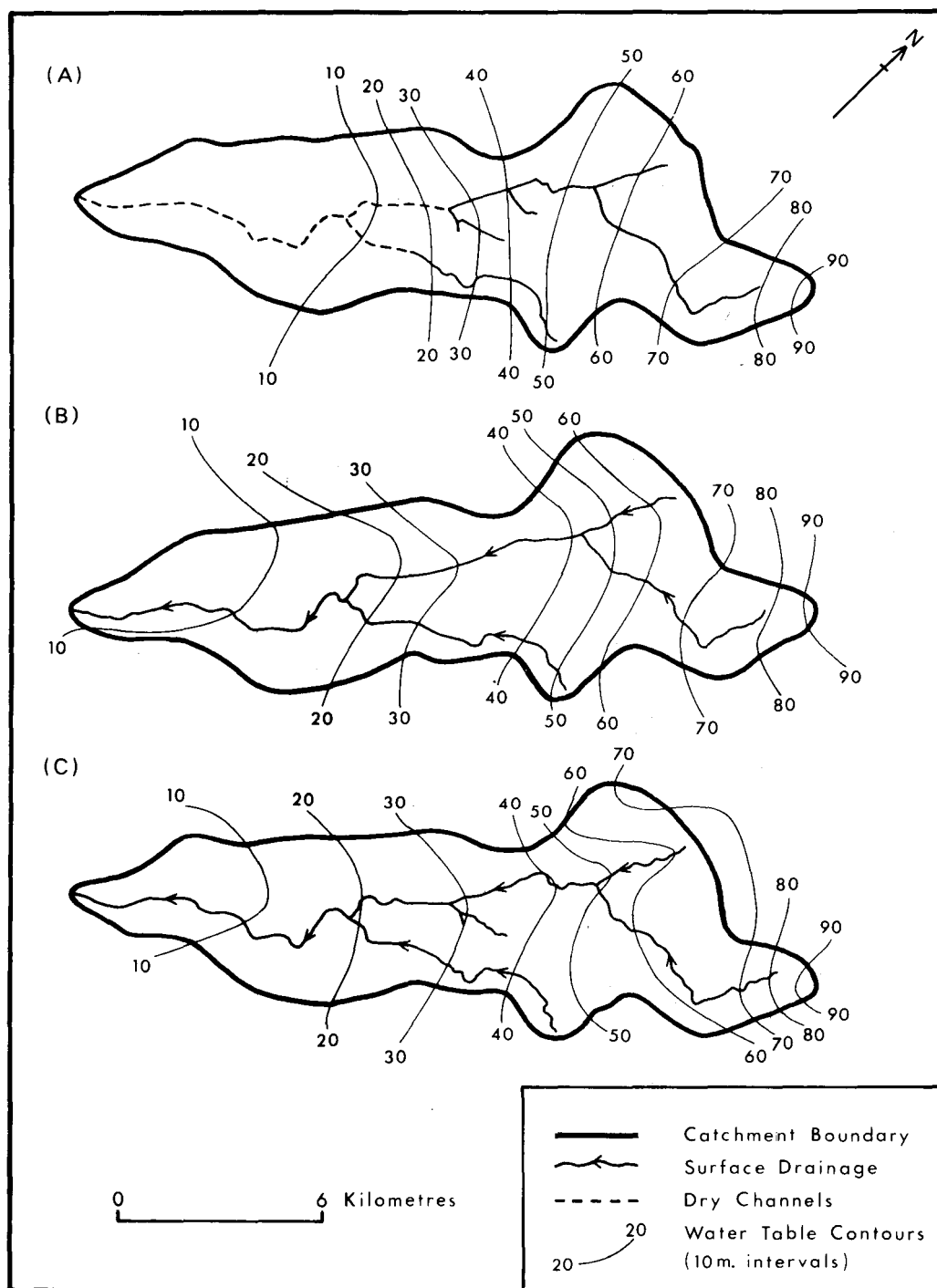


Figure 3.3 Water Table Configuration, Clarinbridge Basin.
(A) Summer, (B) Fall, (C) Winter

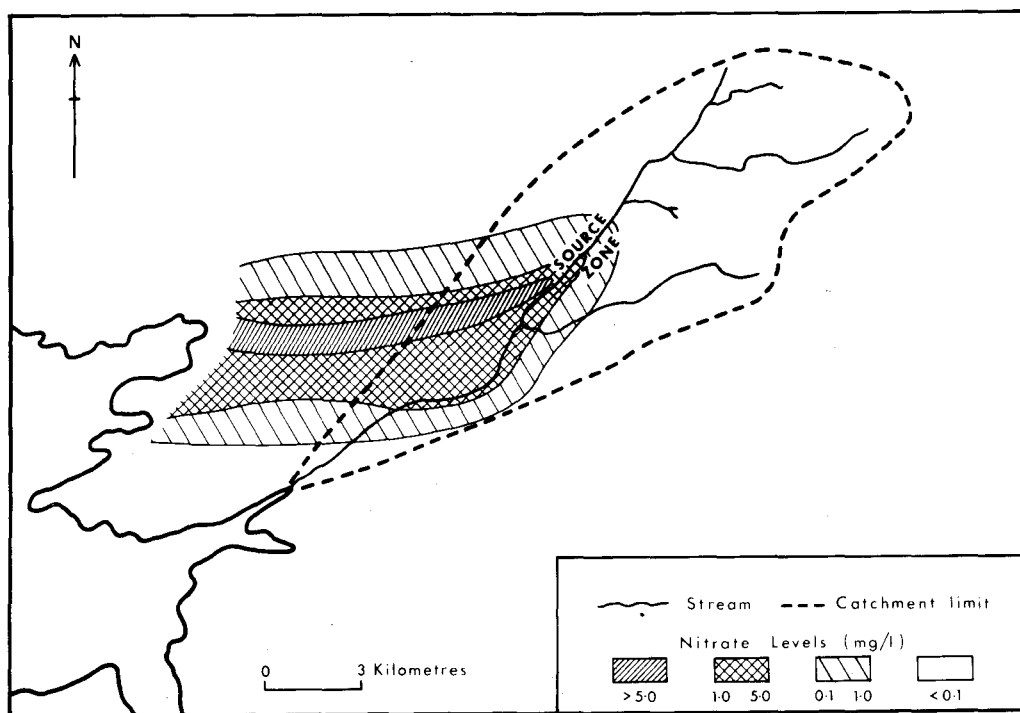


Figure 3.4 Groundwater Malenclave (Nitrate) from point recharge source. (Clarinbridge Basin)

- C. Where channel excavation has penetrated bedrock, point recharge occurs when the stream bed intersects zones of high transmissibility in the limestone. Water tracing using fluorescent dyes, from such inputs suggest that such zones transmit water at flow rates of 15-200 m/hour, compared with regional groundwater flow rates of 1-25 m/hour. Analysis of dye concentration downflow of the input show relatively concentrated flow plumes and low levels of diffusion.
- D. The combination of point or line inputs of water and the removal of the drift cover with its high filtration capacity has served to increase local aquifer pollution. Figure 3.4 illustrates the nitrate plume in the aquifer derived from a polluted sinking stream.
- E. The effect on water resources of land drainage has been to lessen over-season storage within the aquifer, to the extent that during a dry summer water table levels fall rapidly leaving many wells dry. The buffering effect of the surficial deposits has been largely short-circuited.
- F. In the Clarinbridge basin the emphasis on flood alleviation has produced adverse effects on the groundwater regime, lessening both water resources and water quality. Under natural conditions the rapid flow-through of water in the highly permeable karst aquifer was counterbalanced by the nature of the overlying deposits and by the lack of surface drainage. Water resource management in such areas will require a more integrated approach in order to optimise solutions to conflicting demands.

3.2

POLLUTION OF KARST WATER IN THE OZARK REGION, MISSOURI

by HARRY E. LEGRAND,
(Raleigh).

Much of the southern half of Missouri, representing the Ozarks province, is underlain by limestone. This region, as well as other regions underlain by limestone and other carbonate rocks, tends to have unusual hydrologic conditions that lead to water problems not common in other settings where the rocks are less soluble. The Ozark region is a representative limestone region in which a variety of pollution problems occur.

The Ozark region of Missouri is a moderately low plateau with rolling hills, characterized by a low east-facing escarpment separating the Salem Plateau from the Springfield Plateau of the west. This entire region is underlain by soluble limestone and dolomites. These rocks appear to be flat-lying but dip slightly to the west. These soluble rocks, of Paleozoic age, range in thickness from about 350 meters to more than 500 meters.

The region has been exposed to long periods of mechanical and solutional erosion. Surface streams have cut fairly deep valleys, producing locally a rugged, hilly topography. Most of the region is covered with stony soil of variable thickness weathered from the soluble rocks.

The hydrology of the Ozark region can be considered as „active“. The humid climate, the permeable soil and rocks, and the hilly topography combine to result in a good groundwater circulation system. Most of the region receives more than 100 cm of rain a year, fairly evenly distributed in time. Water infiltrates readily through the permeable soils into fractures in the rock that have been enlarged by solution. Through these solution openings and caverns water moves readily to low places, such as caves, and reentrants in valleys, where it discharges as springs. Large springs are common in the karst area as noted in Figure 3.1, (p. 193).

In the Ozarks a „vein and artery“ type of permeability has developed, especially in the upper part of the rock formations, where water can circulate readily. In many cases, water on the upland hills finds a small fracture leading laterally and downward to larger and larger openings until it combines with water from other openings to discharge at a large spring.

The Ozark region of Missouri contains large amounts of groundwater that is generally of good quality, but there is abundant evidence that the rate of pollution has been increasing. Many springs are polluted and contain high concentrations of fecal coliform, as do many wells that draw water from the upper part of the rock. The opportunity for a much greater degree of pollution exists because of easy access of water from precipitation into the cavernous rock.

Traditional waste disposal practices of sanitary landfills and use of septic tanks are common in the Ozarks. Oxidation lagoons have increased greatly in the past 15 years for disposal of liquid wastes from small towns, suburban developments, mobile home courts, and private homes. Spray irrigation of liquid effluent is becoming attractive, but there are restraints because of the possibility of leaching pollutants into the underlying groundwater system. A practice of dumping refuse in sinkholes has caused some pollution because water from sinkholes tends to have ready access to springs. This practice has been reduced because of recent solidwaste regulations that require putting refuse in sanitary landfills.

The interesting travel sequence of some water used by the city of Springfield indicates the complex water and pollution circulation system in a karst region. Three km northeast of the city, at Valley Water Mills, is an artificial lake fed by a spring; from this lake the city has a

25 cm water main to a swallow hole in the dry bed of Dry Sac Creek, from which point this water passes through cavernous rocks in natural conduits to Fulbright Spring and Ritter Springs northwest of the city. Water is pumped from the waterworks at the Springs into the city's distribution system (Vineyard & Feder, 1974). Sewage is piped to a treatment plant on Wilson Creek southwest of the city. In a reach of the stream at the outfall of the treatment plant both water and partially treated effluent are lost to underground solution channels (Harvey and Skelton, 1970) for more than a mile before reappearing at Radar Spring. The discharge from Radar Spring, which flows back into Wilson Creek, is turbid and sometimes has a noticeable odor because of lack of aeration in its alternating surface and underground courses and has opportunities to be polluted both above and below ground. Thus, there is alternate „above ground“ stream flow and „below ground“ channel, or stream, flow both before the water is used at Springfield and after it becomes effluent from the city. The channelized karst water – some places in surface streams and other places in subsurface streams – requires careful study and observation to prevent pollution.

Prior to the enactment of the Solid Waste Law in 1972 open garbage dumps were common in the Ozarks. A practice in the past was to dump refuse into sinkholes, where water from precipitation had easy access to open cavities and thus to the aquifer; as a result, pollution from such dumping was common. Present regulations require that solid wastes be placed in a sanitary landfill in which each day's accumulation of solid waste is compacted and covered by a layer of earth. Conventional favorable conditions are required, such as: (1) relatively impermeable soils to retard movement of leachate, (2) a water table well below land surface and a soil buffer zone to prevent groundwater from being in direct contact with waste, and (3) thick soils to retard leachate movement and to provide adequate cover material. Favorable requirements are not common in the Ozark region because of thin soils locally and because of the permeable character of the underlying cavernous rock.

Government officials in the Ozark region of Missouri are aware of the pollution problems that have occurred and realize that preventing, rather than trying to correct, problems is the best procedure. These officials emphasize a framework for insuring water of good quality that includes: (1) defining and studying the sources of current and potential pollution, (2) enacting regulations that would prevent deterioration of the water quality, and (3) enforcing the regulations.

An overview of the range in hydrologic conditions and of the complex interrelated problems in the karst area of the Ozarks indicates that simple and rigid regulations and controls are not necessarily in the best public interest. Although good legal and administrative organizations are essential for these organizations to be effective, they must have coordinated input from specialists in the geologic and hydrologic environment within which the authority is exercised.

References

- Beckmann, H. C., and Hinchey, N. S., 1944 – Large Springs of Missouri: Missouri Geol. Survey and Water Resources, Ser. 2, V. 29, 141 p.
- Harvey, E. J., and J. Skelton, 1970 – An evaluation of anomalous streamflow patterns by seepage runs and radar imagery in the Missouri Ozarks. Soc. Mining Engineers of AIME. Preprint no. 70-AG-331, 15 p.
- Howe, W. B., D. L. Fuller, and J. H. Williams; 1972 – Effluent disposal by irrigation in the Ozarks – solution or pollution. Mo. Mineral News, v. 12, no. 12, p. 214-221.
- Vineyard, J. D., and G. L. Feder; 1974 – Springs of Missouri. Mo. Geol. Survey and Water Resources, Water Resources Rept. 29, 267 p.
- Williams, J. H., 1969 – Can ground-water pollution be avoided? Ground Water. vol. 7, no. 2, p. 21-23.

3.3

INVESTIGATION OF POLLUTION OF THE KARSTIC AQUIFER OF THE MOUNT GAMBIER AREA IN SOUTH AUSTRALIA

by

J. D. WATERHOUSE, GEOLOGIST,
(S. A. DEPARTMENT OF MINES)

Hydrogeological problem — type of karst

The study area is underlain by a Tertiary karstic limestone 100 to 300 metres thick, which stores and transmits to the sea all rain water falling to the area in excess of evapotranspiration. Topographically relief is low, with no surface drainage lines, but rather a series of disconnected hollows and plains between lines of Pleistocene dunes. The water table ranges from 2 metres below the ground near the coast to 25 metres deep in the north of the area.

Until recent years all domestic, industrial and agricultural effluent was discharged underground, down wells, boreholes and sometimes caves. The water supply for the city of Mount Gambier is taken from a water-table lake in a nearby volcanic crater, which lies downgradient from the city and its pollution load.

The karst formed before, during and after the recent glacial periods in the northern hemisphere, and has been largely drowned by the water table rising in response to the post-glacial rise in sea level. Joint controlled caves, a few of which extend for hundreds of metres, are common, and often reach the water table. Sand-infilled, vertical solution tubes and dolines are found in almost every excavation. Water filled sinkholes up to 75 metres in diameter are the most spectacular karstic feature, and some extend at least 50 to 100 metres below the water table. These karstic features provide ready access to the groundwater for effluent disposal, threatening not only the municipal water supply, but also the supplies of local industries and rural dwellers.

Before legislative control of waste disposal could be planned or implemented it was necessary to demonstrate that there was a pollution problem in the city area when compared with areas where subsurface waste disposal was less common.

It was considered that effluent had been dumped underground for long enough to have dispersed thoroughly from the point sources of disposal.

Groundwater flow was believed to be in a southerly direction, threatening the town water supply with contamination. It was not known whether intergranular flow in the fossiliferous limestone or conduit flow in the karst features was dominant.

A programme of water sampling was planned to examine the distribution of expected pollution indicators, especially the nitrate ion. Where suitable private boreholes were not available for sampling it was necessary to drill, and a 1.5 km spacing was arbitrarily selected, in conjunction with other studies of the karstic system aimed partly at assessing the importance of conduit flow.

General investigations of the karstic hydrogeology were carried out over a period of two years, with several months of detailed water sampling of a network of 257 observation wells for chemical and biological parameters.

A drilling programme was carried out to examine aquifer characteristics and to provide reliable water level measuring points. It was found that water table contours could be drawn, and

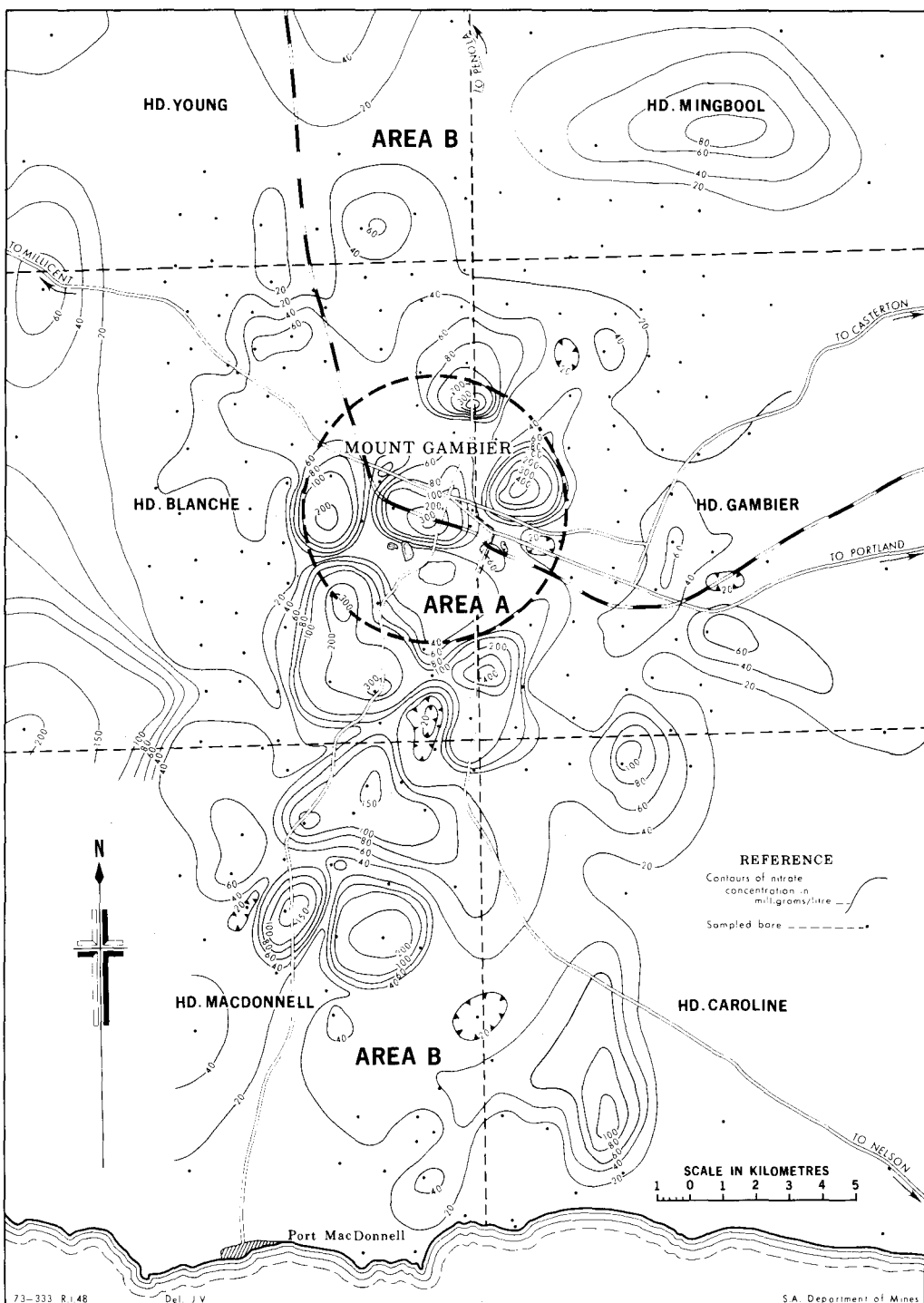


Figure 3.5

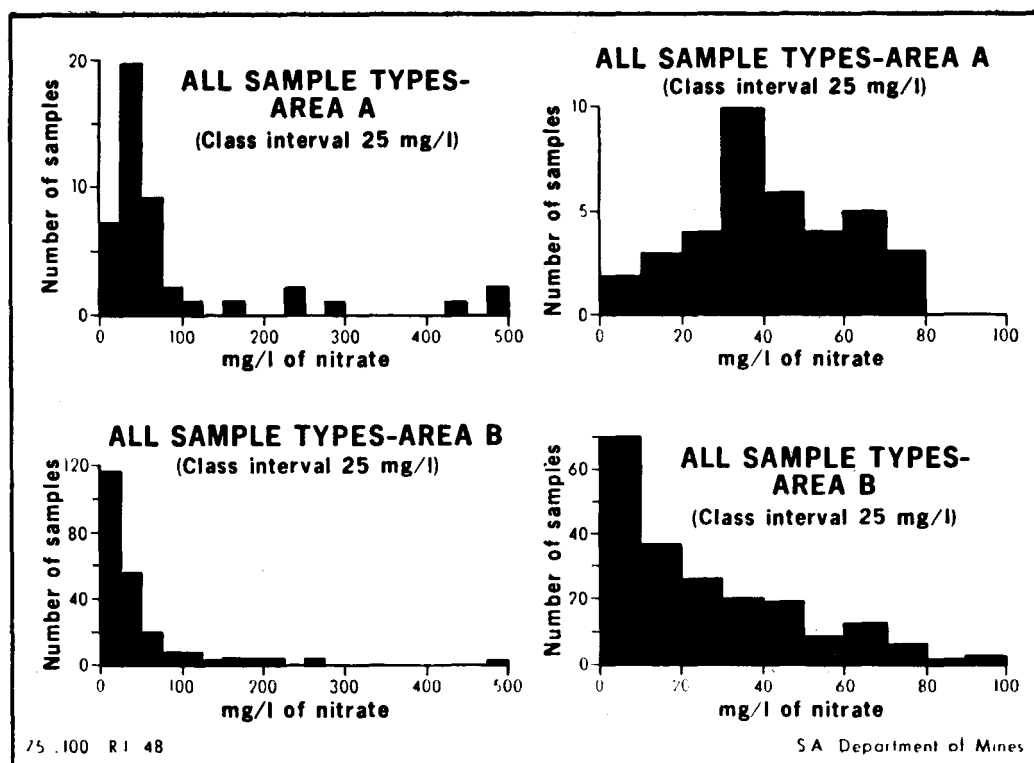


Figure 3.6 – Normalised distributions of sample nitrogen concentration.

flowlines consistent with observed major spring discharges were deduced. This was important to estimate the direction of movement of groundwater which was known to be polluted.

Karst features were studied in the field as much as time permitted.

Results

The nitrate ion was found to be the best indicator of pollution most of which is derived from organic materials (figures 3.5, 3.6). Bacteriological contamination is not common, except in wells which have nearby sources of pollution, and in wells which were not sampled vigorously enough and detected contamination of the water stored in the well, rather than in the aquifer.

Very few karst features were found to have moving water, and there was no evidence of dramatic spring flow increases or water turbidity following heavy rain.

Together with other field observations, this suggests that the scale of the karst features is small. Although the features are widespread, there is not ready interconnection between fissures and caverns, and regional groundwater flow is dominantly intergranular, or along small karst features. Hydraulic conductivities for the bulk aquifer are consistent with coarse gravels, supporting this view.

The karst features are very important on the local scale, as they have facilitated subsurface waste disposal at high rates (a cheese factory discharged 30-50 kl per day of waste into a cave for at least 25 years without difficulty).

Serious contamination upgradient from the Mount Gambier water supply was demonstrated, and action has been taken to provide alternative methods of waste disposal. Localized high levels of contamination were found in rural areas, from domestic and dairy waste disposal and areas where cattle congregate.

Cost

Over the period 1971-1973 the total cost of the operation was approximately \$ 150,000, most of which was incurred in drilling.

Recommendations

Further study of agricultural sources of pollution (such as livestock) was recommended to improve the understanding of intake concentrations in rural areas.

Alternative methods of disposal for domestic, industrial and agricultural wastes such as spray irrigation or connection to the partly established sewerage system were considered essential if water quality in the aquifer was not to deteriorate further.

Low intake concentrations in the Lake from which the town water supply is taken demonstrated that there were no major karstic connections to it. A study of the lake water balance was recommended to establish its relationship to the water table aquifer, and to an underlying confined aquifer.

It was demonstrated that the upper part of the karstic aquifer was seriously polluted, but that the lower part was almost free of harmful additions. A programme of testing the possibility of utilizing the lower part of the aquifer was suggested, with emphasis on estimating the importance of vertical leakage from the polluted upper zone if the development should take place.

Data

Analysis results in mg/l:

	Na	Mg	Ca	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Total
Typical polluted sample	85	109	44	20	135	10	255	300	828
Typical unpolluted sample	37	39	10	1	72	5	134	2	232

Reference

Waterhouse, J. D., 1977 – The hydrogeology of the Mount Gambier area. **Rep. Invest. Geol. Surv. S. Aust.** 48, 61pp.

TRACE ELEMENTS BEHAVIOUR IN A LIMESTONE AQUIFER

by J. M. MARSH * and J. W. LLOYD *

INTRODUCTION: The intention of this study has been to identify the occurrence and distribution of a range of trace elements in the groundwater of a Limestone aquifer and to establish the constraints imposed on their chemical behaviour by the aquifer environment. With this knowledge it has been possible to suggest trace element sources and to assess the aquifer's likely response to pollution.

An area of 125 km² of the Lincolnshire Limestone aquifer has been studied. In the west it is unconfined and partially exposed and is up to 40 m thick. It dips to the east at about 1° and becomes progressively more deeply buried, thinning to about 20 m. Fissure flow is predominant and recharge gains access via exposed areas and swallow holes. Most flow is from the recharge area to abstraction centres which are situated along a roughly north-south line which divides the area. There is little active flow to the east of these.

BASIC HYPOTHESIS: Previous studies have indicated marked chemical differences in the Limestone groundwater (Downing and Williams, 1969) and those in the east of the area have been interpreted in some detail (Lawrence et al. 1976). A detailed zonation of the groundwater of the whole area has been proposed on the basis of a detailed study (Marsh, 1977) and is illustrated on Figure 3.7.

An indication of the equilibrium concentration of trace elements in groundwater of a known composition can be obtained from thermodynamics. With a detailed knowledge of the groundwater chemistry, it was found that if equilibrium conditions are obtained in the aquifer, a general easterly decline in trace element concentration may be expected.

It was intended to test this hypothesis, as such a natural decline would cause a reduction in any artificial pollution and may be of considerable economic importance.

STUDY METHOD: Analyses of 12 elements in groundwater from 64 wells have been obtained using a coprecipitation – x-ray fluorescence method (Marsh and Lloyd, 1976). Coprecipitation was carried out in the field with the accurate measurement of pH, Eh (redox-potential) and temperature at the well site. All the standard precautions were taken to ensure the accuracy of these measurements.

RESULTS: The distribution of trace elements is shown on a map (Figure 3.7) and a generalised section (Figure 3.8). A subdued relationship to the previously defined chemical zonation is apparent. The horizontal scale of the section represents an order of chemical maturity of the groundwater and has been calculated from the sulphate concentration and the Eh. The trends represented are the 'best fits' through scatter plots of the concentrations.

The dominant trace element over most of the area is iron. It maintains a high value throughout Zones 1 and 2, which correspond approximately to the unconfined part of the aquifer but then declines to the east. Copper, zinc and nickel show similar behaviour but the concen-

* Hydrogeological Section, Department of Geological Sciences, University of Birmingham, England

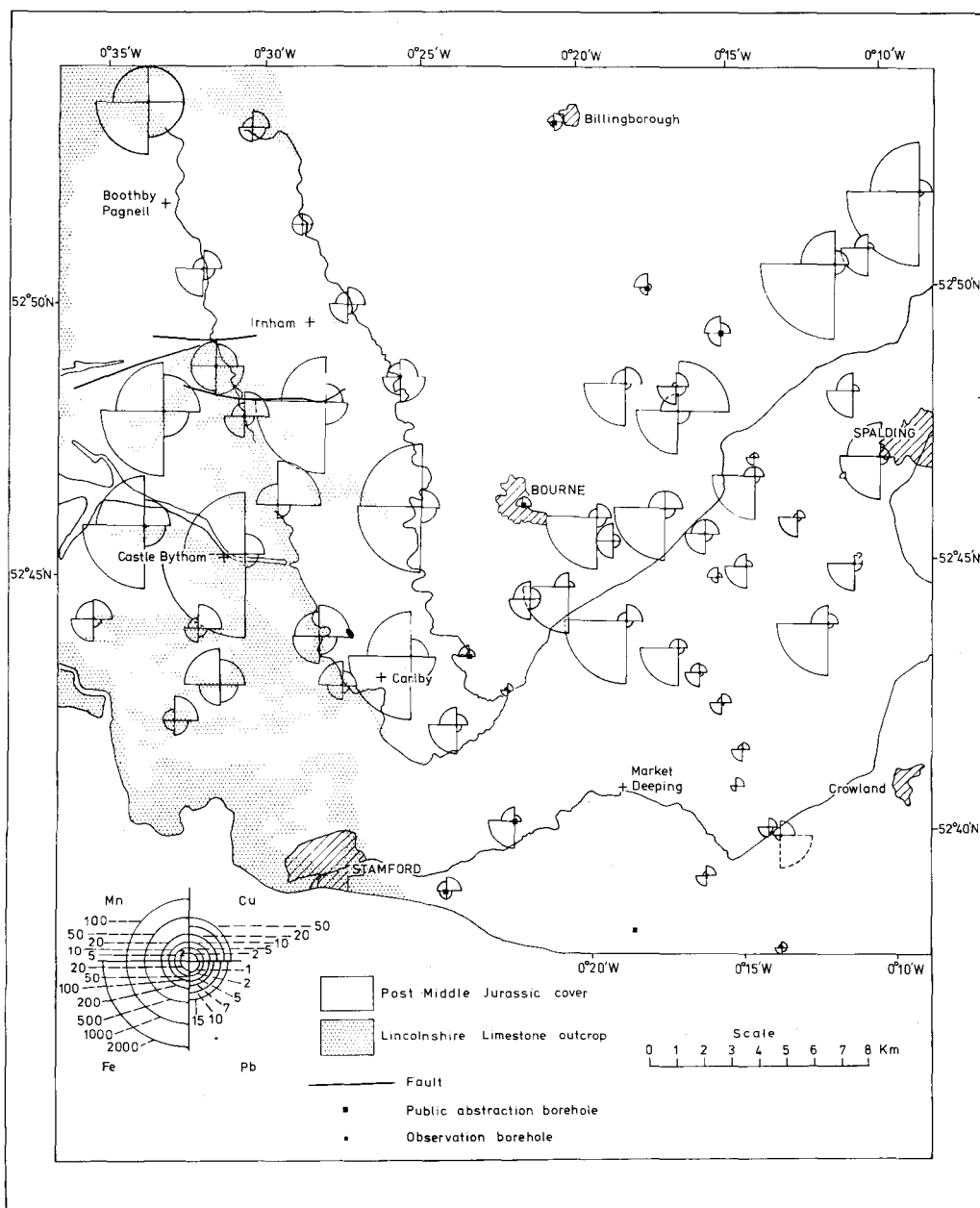


FIGURE 3.7 Trace element distribution in the central Lincolnshire Limestone

tration of the former two increases slightly in Zone 4. This is a zone in which young calcium bicarbonate type water interfaces with old sodium chloride type water (Lawrence et al, 1976). All the other elements measured decline in concentration to the east except aluminium and titanium which increase, also lanthanum concentrations decline in the west and increase in the east.

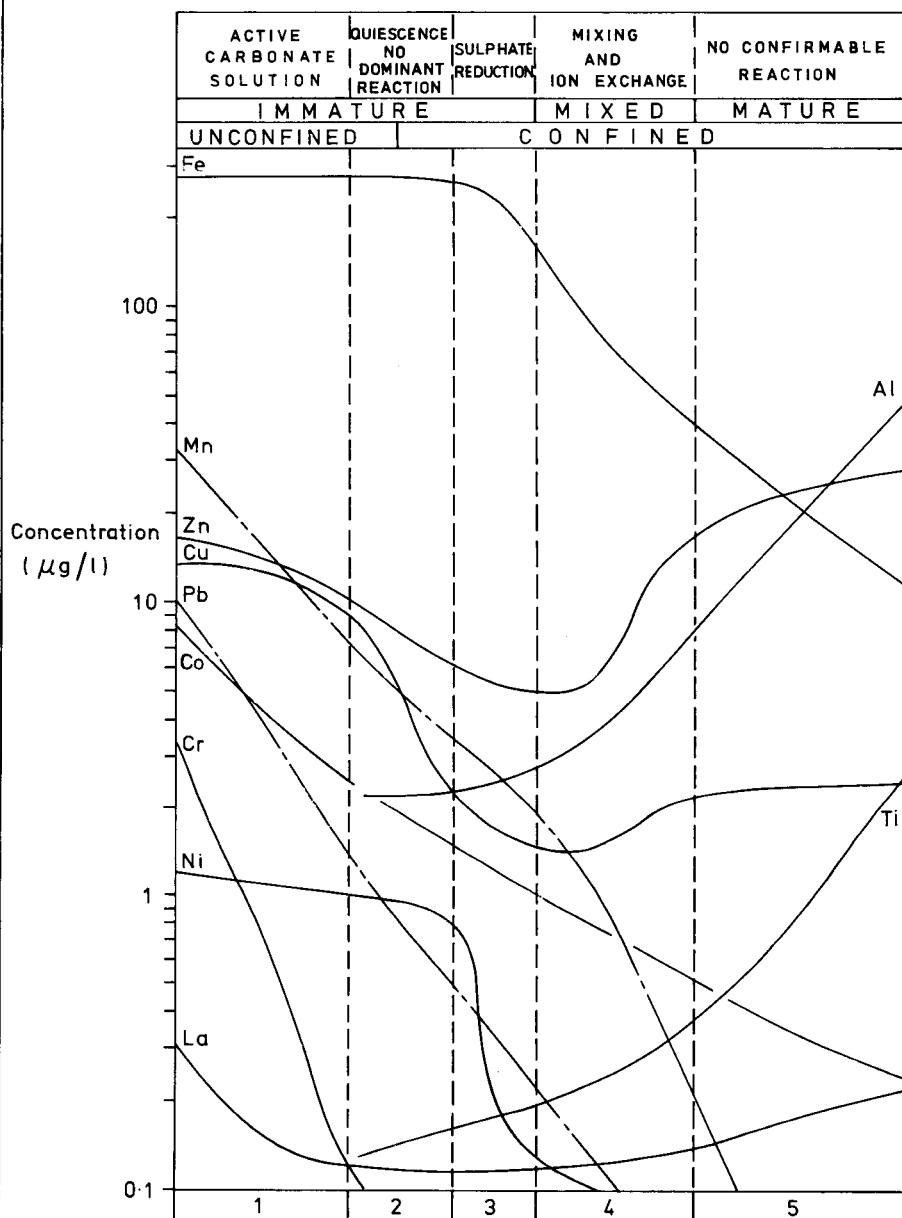


FIGURE 3.8 Generalised section of trace element concentrations

INTERPRETATION: Thermodynamic calculation indicates that a general easterly decline in trace element concentrations should occur, and this is what is observed. The interpretation is not so simple however, as in the majority of cases, the equilibrium concentration is much higher than that observed and all the trace elements, except for iron are undersaturated in solution. Limited data indicate that the initial concentrations are limited by the availability of soluble compounds of the trace elements. Their decline whilst remaining undersaturated cannot be related to their own chemistry but indicates that an external constraint is involved.

The chemical behaviour of iron differs from that predicted by thermodynamics but not in the same manner as other trace elements. In Zones 1 and 2, the unconfined area, the predicted iron concentration would be undetectable as in the ambient chemical environment, insoluble iron oxyhydroxide is the stable iron species. In fact iron attains its maximum concentration in this area with a decline occurring to the east where solution becomes theoretically favourable. As iron oxidation proceeds quickly, the existence of meta-stable soluble iron species can be discounted and it is concluded that the 'soluble' iron measured, must be in fact suspended oxyhydroxide of a very fine grain size. It is anticipated that the apparently stable iron concentration in the west is maintained by the establishment of a dynamic equilibrium between iron input to the water, and its oxidation and precipitation. Iron sulphide contained in the aquifer is an abundant source of iron and sulphate which is input to the groundwater due to oxidation by oxygenated groundwater. When the Eh declines after the onset of confined conditions, the oxidation, and consequently the iron supply ceases. The equilibrium described above is therefore disturbed and the suspended iron concentration declines.

Due to similar physical and chemical properties, many trace elements coprecipitate with iron hydroxide. The mechanism is too complex to describe here but trace element ions may be considered to become enmeshed in the iron precipitate. The iron solution → oxidation → precipitation ↓ sequence occurring in the unconfined zone is concluded to cause the concentrations of chromium, manganese, cobalt, nickel, copper, zinc, lanthanum and lead to be reduced due to coprecipitation.

After the cessation of this mechanism, further coprecipitation may be possible with iron sulphide. Sulphate reduction is the dominant reaction in Zone 3 and the sulphide products are unstable in the presence of iron; solid iron sulphide forms and with it may precipitate manganese, cobalt, nickel and lead. Copper and zinc apparently do not do this and their concentrations increase, as the solubility constraint is removed.

Aluminium and titanium differ in their occurrence as they are normally insoluble but become soluble at increased pH due to the formation of anionic species.

From the data available, it is concluded that in general the trace element concentration of the Limestone is sufficient to give rise to the observed aqueous concentrations, but in some wells external sources of iron, copper, zinc and lead are indicated by higher concentrations. The sources could be corrodable well casing or surface pollution.

CONCLUSIONS: It is concluded that the initial concentration of trace elements in the Lincolnshire Limestone groundwater is limited by their availability. All trace elements excepting iron do not achieve saturation, but concentrations are decreased in the unconfined zone by coprecipitation with iron. This continues until iron sulphide oxidation ceases, whereupon further coprecipitation with iron sulphide may be possible. In the east there are no external constraints on solubility and some trace element concentrations are seen to approach equilibrium.

RECOMMENDATIONS: The trace element behaviour described above indicates the likely response of the Limestone aquifer to the injection of a polluted water. After dispersion, trace elements would be largely removed from solution before reaching abstracting wells.

It is thus recommended that further studies of this nature be made.

COSTING

Filters 140 @ £ 10 per 100	£	14.00
Chemicals	£	10.00
Fieldwork - 200 man hours @ £ 1.25 per hr	£	250.00
Interpretation - 120 man hrs @ £ 2.50 per hr	£	300.00
Transport 125 km ² area 1000 m @ 12p/mile	£	120.00
XRF time 60 hrs @ £ 20	£	1,200.00
		<hr/>
	£	1,894.00
		<hr/>

+ Overheads

References:

- Downing, R. A. and Williams, B. P. F; 1969 – The ground-water hydrology of the Lincolnshire Limestone. Water Resources Board. Pub. Nr. 9 160 pp.
- Lawrence, A. R., Lloyd, J. W. and Marsh, J. M; 1976 – Hydrochemistry and groundwater mixing in part of the Lincolnshire Limestone Aquifer, England. Ground Water, 14, No. 5.
- Marsh, J. M; 1977 – The hydrochemistry of some British aquifers with special reference to trace elements. PhD Thesis, University of Birmingham, England.
- Marsh, J. M. and Lloyd, J. W; 1976 – Trace element determination in waters using field concentration techniques and x-ray fluorescence. Paper No. 23, Proc. Conf. Groundwater quality measurement, prediction and protection, W. R. C. Reading.

3.5 DISPOSAL OF LIQUID WASTES IN CAVERNOUS DOLOSTONES BENEATH SOUTHEASTERN FLORIDA

By F. W. MEYER ¹⁾

Urban expansion on the southeastern coast of Florida from Miami to West Palm Beach (fig. 3.9) has resulted in deterioration of estuarine waters by increasing amounts of liquid wastes. The chief problem has been the disposal of partially treated and untreated municipal waste water into fresh surface water and the ocean.

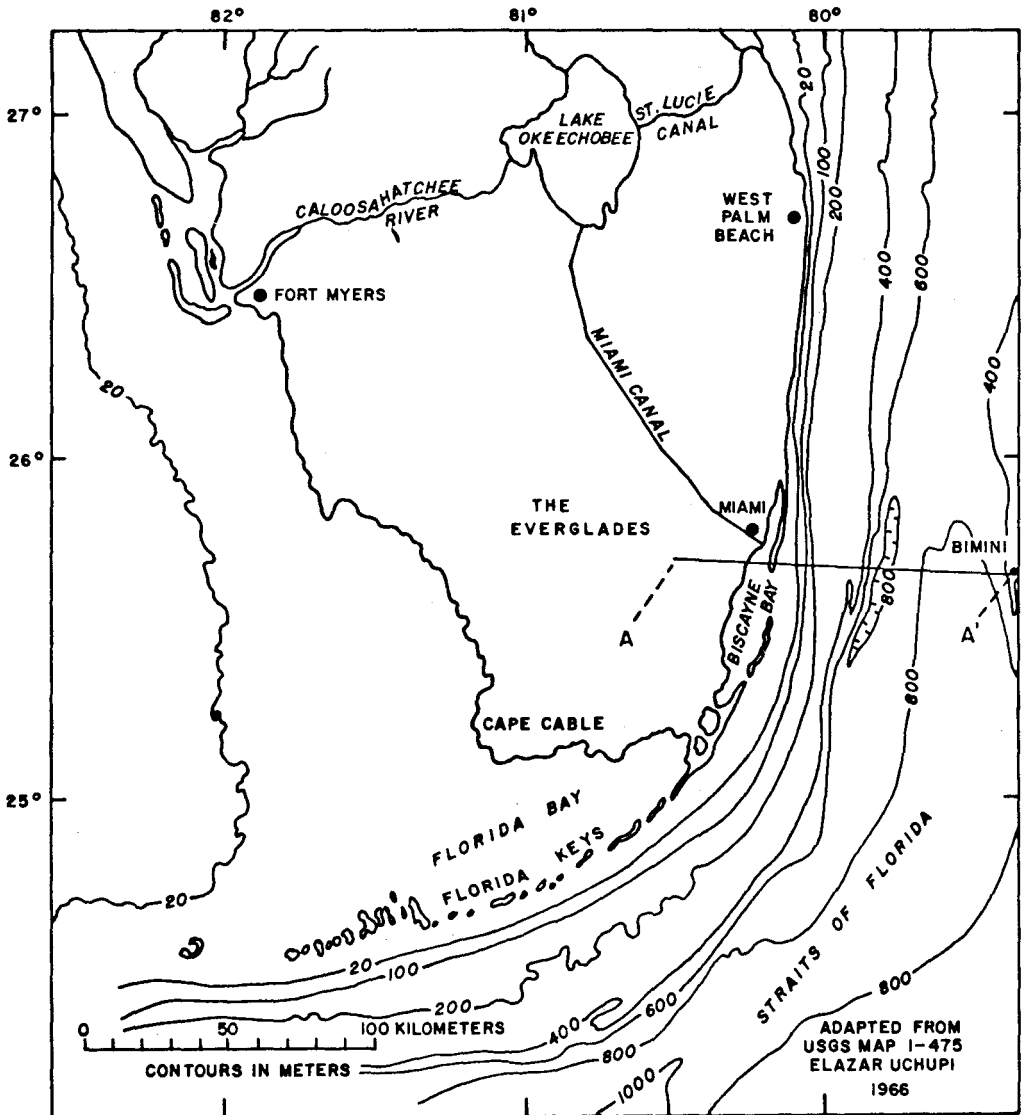


Figure 3.9 – Map of southern Florida and bathymetry in Straits of Florida.

¹⁾ Hydrologist, U. S. Geological Survey, Miami, Florida

Deep-well injection is being developed as an alternative means of disposal. In 1969 a test well was drilled near Miami to a depth of 1,000 meters to determine if hydrogeologic conditions were favorable for the successful injection and storage of effluent from a privately-owned waste water treatment plant (WWTP). Development of the concept was partly due to F. A. Kohout, of the U. S. Geological Survey, who in 1965 cited the widespread occurrence of lost-circulation zones (commonly called boulder zones) in wildcat oil wells in southern Florida, and the existence of a pronounced reversed geothermal gradient near the coast (fig. 3.10). Also, Kohout hypothesized a hydraulic connection between the lost-circulation zones and the sea in the Straits of Florida.

The test well at Miami encountered very transmissive zones (Vernon, 1970; Garcia, 1970), and in 1970 injection of secondary-treated effluent began at a rate of about 130 liters per second into seawater-filled cavities below a depth of about 900 meters (fig. 3.10). Since then, deep-well disposal systems have proliferated, and in 1979 about 134 million liters of liquid waste were injected daily into deep wells (table 1) in southeastern Florida.

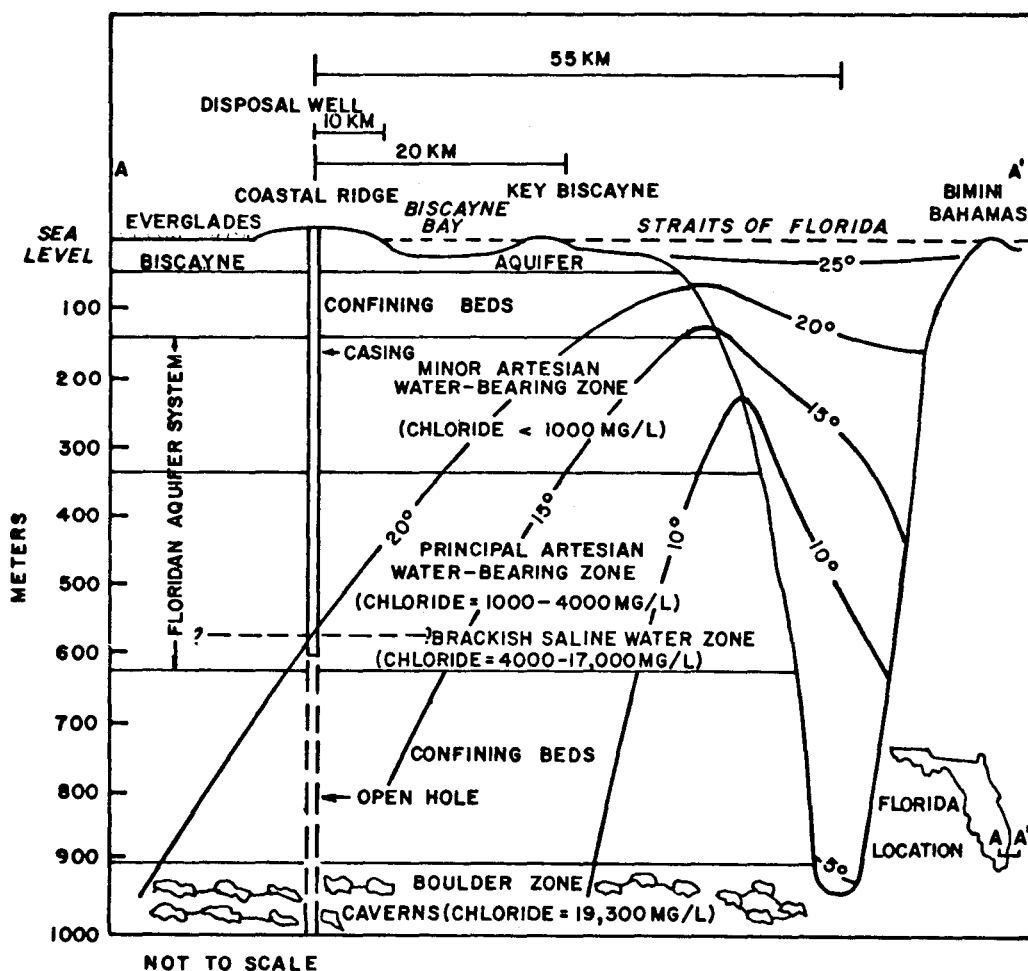


Figure 3.10 – Generalized hydrogeologic section from the Everglades to Bimini.

The injection zone, commonly called the Boulder zone, is chiefly solution-riddled dolostone with cavities ranging from a few centimeters to tens of meters in cross section (Puri and Winston, 1974). The rocks are of early Eocene and late Paleocene age. The name „Boulder zone“ was coined by oil well drillers to describe the large fragments of dolostone that often became dislodged from the wall of the borehole during drilling.

The top of the Boulder zone is highly irregular, and differences of 100 meters or more are common between closely spaced wells. Generally, however, the top of the zone occurs at depths ranging from 800 to 1,000 meters in southeastern Florida.

Table 1. — Status of deep-well injection systems in southeastern Florida

INJECTION SYSTEMS		INJECTION RATE (L/s)
1979		
Dade County		
Sunset Park WWTP		285
Kendale Lakes WWTP		155
Broward County		
Margate Utilities WWTP		265
Palm Beach County		
West Palm Beach WWTP		790
Quaker Oats, Belle Glades		45
Indian River County		
Hercules Inc., Vero Beach		10
TOTAL =		1550
PLANNED INJECTION SYSTEMS		INJECTION RATE (L/s)
1980-85		
Dade County		
MDWSA South District WWTP		4380
Broward County		
Fort Lauderdale, Port Everglades WWTP		1535
Southwest Broward WWTP		265
Margate WWTP (expansion)		265
Martin County		
Stuart WWTP		175
Palm Beach County		
Belle Glades Regional WWTP		440
Brevard County		
Melbourne WWTP		525
TOTAL =		7585

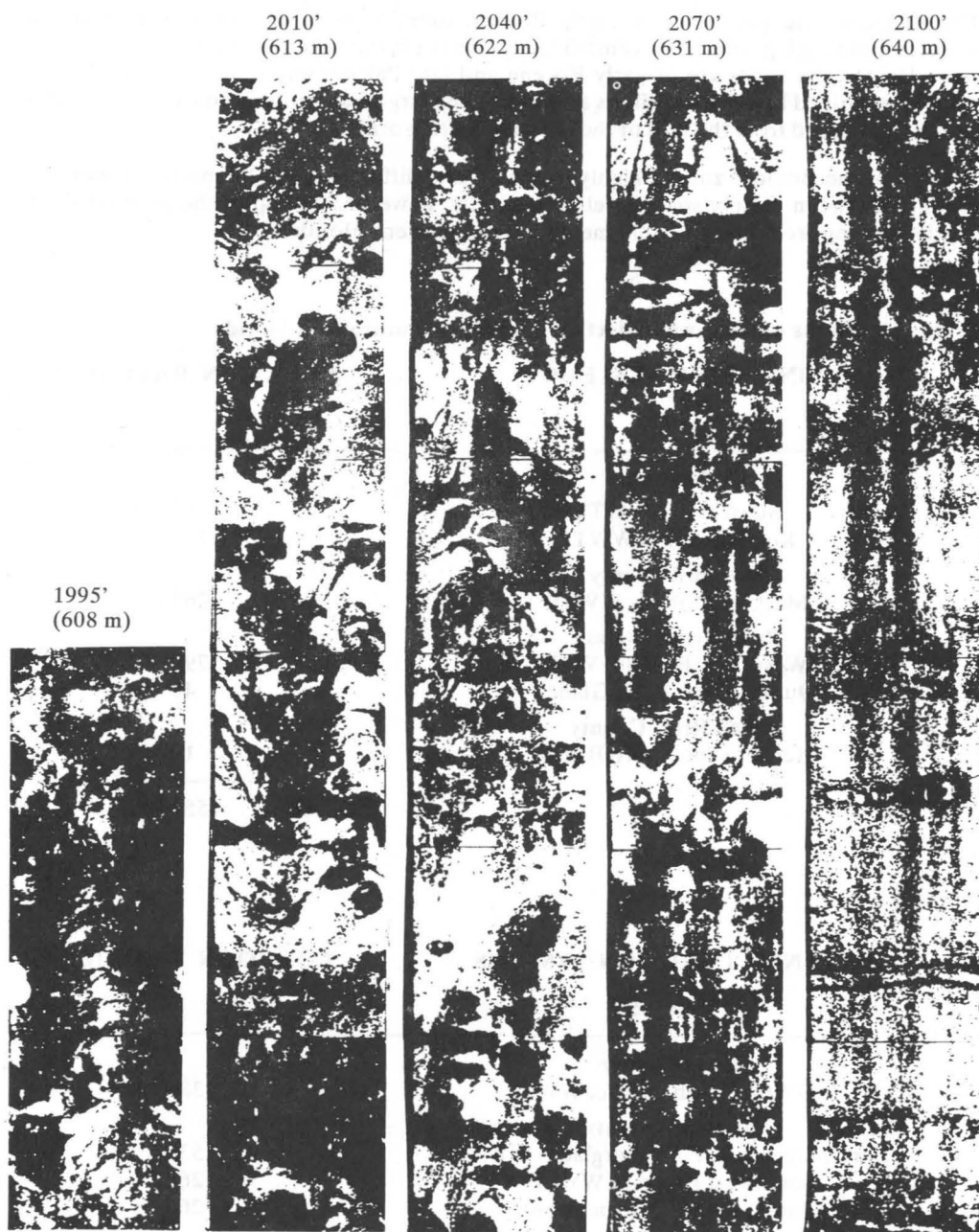


Figure 3.11 – Acoustic televiwer log of Hercules test well showing cavities and fractures. Indian River County; NE/4 NE/4 SEC25 T33s, R38E. Bit size 12 1/4" (31 cm). Sept. 22, 1978.

The Boulder zone is about 300 meters thick, and the base coincides with bedded anhydrite and gypsum in rocks of early Paleocene age. Overlying and confining the Boulder zone are alternating beds of limestone, chalk, and dolostone which separate the Boulder zone from the overlying brackish zones of the Floridan aquifer. Overlying the Floridan aquifer are sand

and clay beds of Miocene age that separate the saline artesian waters in the Floridan aquifer from the potable water in the unconfined Biscayne aquifer.

In 1973 a preliminary evaluation of the hydraulic characteristics of the Boulder zone, based on natural water-level fluctuations in a disposal well (Meyer, 1974), suggested that the hydraulic diffusivity is at least $2 \times 10^{10} \text{m}^2/\text{d}$; the transmissivity (based on only a few meters of penetration) is at least $3 \times 10^5 \text{m}^2/\text{d}$; and the storage coefficient is about 1.5×10^{-5} . Since then, performance tests of three injection wells (600 millimeters in diameter) which penetrate 200 to 300 meters of the Boulder zone at West Palm Beach, suggest that the transmissivity is 2 to 3 times that determined from the partially penetrating well.

The capability of the Boulder zone to accept high rates of liquid injection has been demonstrated and is generally an accepted fact. However, the capability of the overlying beds to completely confine the injected wastes to the Boulder zone remains to be demonstrated. Apparently the confining beds are of low permeability; but high-angle fractures, which could provide avenues for upward movement of the less dense waste fluids, have been revealed recently by an acoustic televiewer survey of boreholes (Zemanek and others, 1969). The fractures appear as sinusoidal black lines at about 619 meters (fig. 3.11). Cavities, or soft materials, usually show as black, or dark spots, while dense rock shows as white.

The potential for upward migration by buoyant forces has been recognized by regulatory agencies, and monitoring requirements have been established to assess the potential. The density of the waste water is about 1,000 grams per Liter (g/L), and the density of the native fluid (seawater) is about 1,025 g/L. The native fluid is displaced by the injected waste; therefore, the buoyancy is directly related to the thickness of the waste lens and the density difference. Monitoring for upward migration is accomplished by sampling wells in and above the confining strata.

Also of concern is the possibility that waste injection may rule out the possibility of using the colder water (approximately 16°C) in the Boulder zone for heat-exchange purposes. The colder water represents a significant source of energy if used for cooling. Currently under consideration are projects which would use the colder water for air conditioning and thermally related power production.

Selected References

- Garcia, Bengochea, J. I., 1970 – Engineering report on drilling and testing of deep disposal well for Peninsula Utilities Corporation, Coral Gables, Florida: Black, Crow, and Eidsness, Inc., Gainesville, Florida, mimeographed report on project no. 498-70-53, February 1970, 102 p.
- Kohout, F. A., 1965 – A hypothesis concerning cyclic flow of salt water related to geothermal heating in the Floridan aquifer: New York Academy of Sciences Transactions, Series II, v. 28, no. 2, p. 249-271.
- Kohout, F. A., – 1967 – Ground-water flow and the geothermal regime of the Floridian Plateau: Gulf Coast Association Geological Societies Transactions, v. XVII, p. 339-354.
- Meyer, F. W., 1971 – Saline artesian water as a supplement: American Water Works Association Journal, v. 63, no. 2 p. 65-71.
- Meyer, F. W., – 1974 – Evaluation of hydraulic characteristics of a deep artesian aquifer from natural water-level fluctuations, Miami, Florida: Florida Bureau of Geology Report of Investigations, no. 75, 32 p.

Puri, H. S., and Winston, G. O., 1974 – Geologic framework of the high transmissivity zones in south Florida: Florida Bureau of Geology Special Publications no. 20, 101 p.

Uchupi, Elazar, 1966 (1967) – Map showing relation of land and submarine topography, De Soto Canyon to Grand Bahama Bank: U. S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series I-475, scale 1 : 1,000,000.

Vecchioli, John, McKenzie, D. J., Pascale, C. A., and Wilson, W. E., 1979 – Active waste-injection systems in Florida, 1976: U. S. Geological Survey Open-File Report 79-1296, 33 p.

Vernon, R. O., 1970 – The beneficial uses of zones of high transmissivities in the Florida subsurface for water storage and waste disposal: Florida Bureau of Geology Information Circular no. 70, 39 p.

Zemanek, John, Caldwekk, R. L., Glenn, E. E., Holcomb, S. V., Norton, L. J., and Straus, A. J., 1969 – A new logging concept for fracture location and other types of borehole inspection: Journal of Petroleum Technology (June 1969), p. 762-774.

3.6

ALTERATIONS IN THE CHEMISTRY OF AN INDUSTRIAL WASTE LIQUID INJECTED INTO LIMESTONE NEAR PENSACOLA, FLORIDA

by JOHN VECCHIOLI ¹⁾, G. G. EHRLICH ²⁾, E. M. GODSY ²⁾, and C. A. PASCALE ³⁾

Introduction

An industrial waste liquid containing organonitrile compounds and nitrate ions has been injected since June 1975 into the lower limestone of the Floridan aquifer at a site near Pensacola, Florida (fig. 3.12). The U. S. Geological Survey, as part of its nationwide research program to study the effects of injection of waste liquids on the subsurface environment, investigated the chemical changes that occurred to the waste liquid during its residence and movement in the limestone host rock. Data from inorganic and organic chemicals, dissolved gas, and microbiological analyses of liquid backflowed from the injection well and of liquid sampled from a nearby monitor well indicated that the injected waste liquid undergoes substantial chemical changes in the subsurface. The chemical changes observed are documented and interpreted in relation to the biochemical processes operating within the injection zone in a paper by Ehrlich, Godsy, Pascale, and Vecchioli (1979). This article summarizes the more salient features of the investigation reported in the aforementioned paper, which was published in *Ground Water*, v. 17, no. 6.

The investigation was supported by the Florida Department of Environmental Regulation and the American Cyanamid Company, owner and operator of the injection facilities.

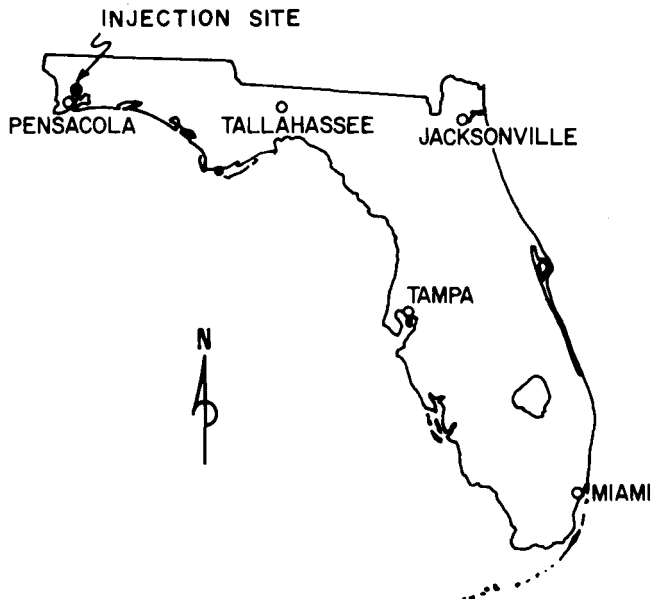


Figure 3.12 – Location of injection site in northwest Florida.

- ¹⁾ U. S. Geological Survey, Tallahassee, Florida 32303
- ²⁾ U. S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025
- ³⁾ U. S. Geological Survey, Atlanta, Georgia 30309

Hydrogeology

The hydrogeology in the area of the injection site is shown in figure 3.13. The injection zone is within the lower limestone of the Floridan aquifer, which at the site is composed mostly of dense, hard limestone of late Eocene age. Small solution openings in the limestone provide the principal porosity through which groundwater flow occurs. The lower limestone has a transmissivity of $135 \text{ m}^2/\text{d}$ and a storage coefficient of 2.6×10^{-4} . Caliper logging and flow-meter testing in the injection wells suggest that nearly all of the flow takes place within the top 18 meters of the lower limestone. Water in the lower limestone of the Floridan aquifer is tightly confined by the overlying Bucatunna Clay Member of the Byram Formation of early Oligocene age (fig. 3.13).

In the area of the injection site, the lower limestone of the Floridan aquifer contains saline water of the sodium chloride type. Dissolved-solids concentration of water obtained by artesian flow from the primary injection well was 12,700 mg/L and from the standby injection well was 12,000 mg/L. Water in the upper limestone of the Floridan aquifer and in the surficial sand-and-gravel aquifer is fresh.

Chemical Changes

Changes in the chemistry of the injected waste liquid were studied in two ways. First, the primary injection well was allowed to backflow for about 72 hours from November 14-17, 1977, at a rate of 11.4 to 12.6 L/sec. Samples of the backflow were collected periodically and chemical analyses of these samples were compared with analyses of the waste liquid injected a short time before the start of backflow. The backflow test provided information on chemical changes occurring to the waste liquid soon after injection. Longer-term changes were determined by evaluating analyses of liquid collected from the deep-test monitor well, 312 meters from the primary injection well.

The altered waste liquid recovered at the end of the backflow test was calculated to have penetrated 14 meters into the formation and to have had an aquifer residence time of 107 hours. Calculations were based on assumptions of homogeneous permeability and porosity in the aquifer, no density separation, and plug flow. Substantial changes occurred to the waste liquid, as evidenced by the data in table 1. Differences in the concentration of nitrogen species in the backflow relative to their concentration in the injected waste liquid are particularly evident. Organic-N and $\text{NO}_3\text{-N}$ concentrations decreased with increasing aquifer residence time while concentrations of $\text{NH}_4^+\text{-N}$, $\text{NO}_2\text{-N}$, $\text{N}_2\text{O-N}$, and N_2 increased. The loss of nitrate with appearance of nitrous oxide and elemental nitrogen is characteristic of bacterial nitrate respiration, and, indeed, the bacterial flora of the backflow was dominated by denitrifiers. The decrease in organic nitrogen is accounted for largely by the increase in ammonium, but some organic-N likely was lost due to bacterial uptake for biosynthesis.

With respect to the longer-term alterations, the degree of mixing of the waste liquid with the native groundwater at the deep-test monitor well, 312 meters away, was evaluated on the basis of sodium thiocyanate and chloride-ion concentration changes. Sodium thiocyanate (NaSCN) present in the waste, but not in the native groundwater, appeared to persist unchanged during travel through the formation; and increases in NaSCN concentrations at the monitor well compared closely with decreases in Chloride concentration changes. By November 1977, nearly 900 days after injection began, the NaSCN concentration appeared to be approaching the waste-liquid median concentration of 83 mg/L. On the basis of the NaSCN and chloride concentrations, the liquid sampled from the monitor well at this time was nearly undiluted, but chemically altered, waste liquid.

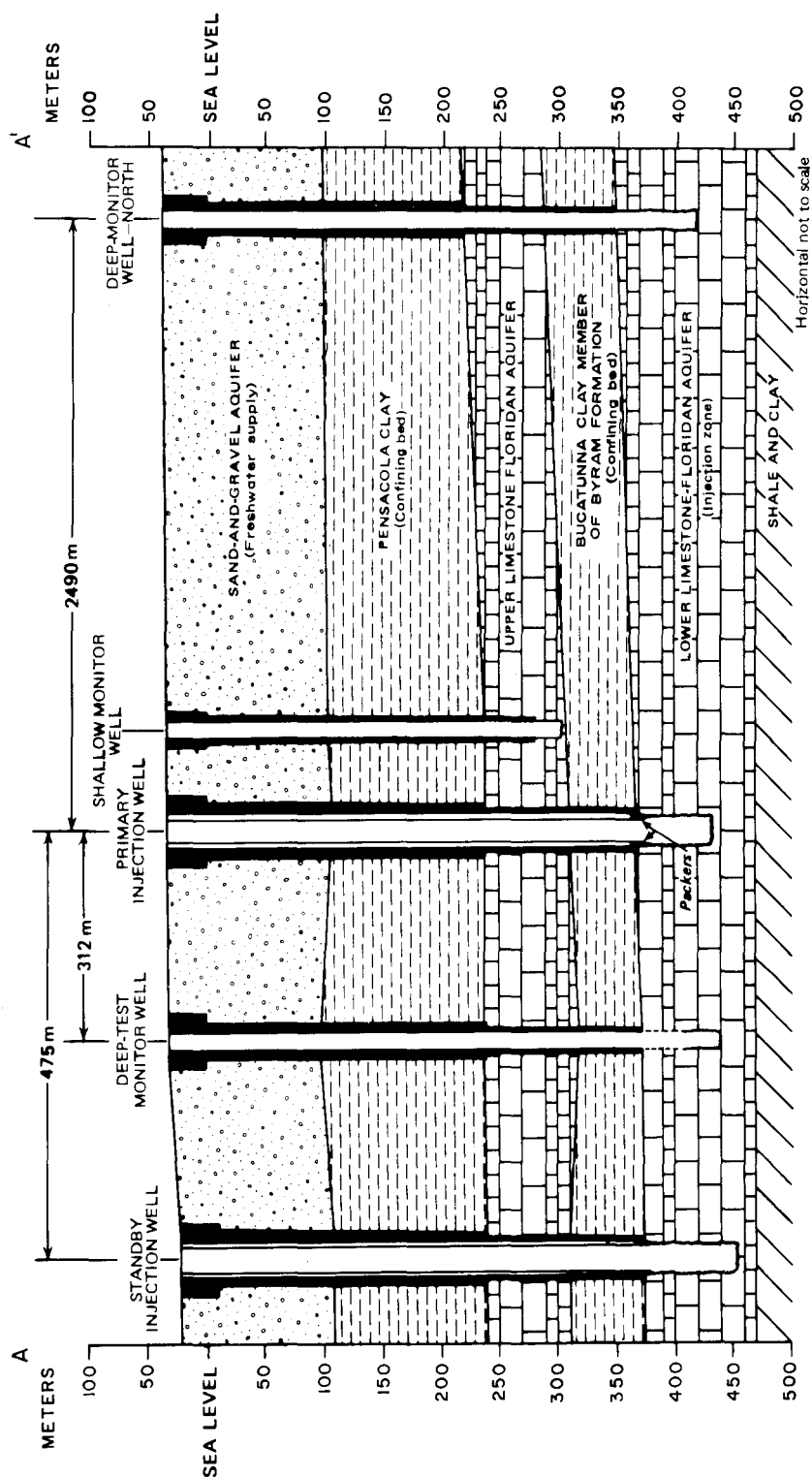


Figure 3.13 – Local hydrogeologic section showing primary injection well and monitor wells and their relation to aquifers and confining beds (modified from Ground Water, 1979, v. 17, no. 6, p. 564. Original article by G. G. Ehrlich, E. M. Godsy, C. A. Pascale, and John Vecchioli.)

Nitrate, present in the waste liquid at a median concentration of nearly 400 mg/L NO_3^- -N, was not detected at the monitor well. Instead, a November 15, 1977 sample showed N_2 dissolved gas concentration of 145 mg/L, and no N_2O -N or NO_2^- -N. Nitrous oxide and nitrite are transient intermediate species in denitrification and their absence together with the absence of nitrate indicates that the denitrification process is completed within a distance less than the 312 meters from the injection well.

Table 1. Concentration of Selected Chemical Components in Backflow, November 14-17, 1977, and in Waste Liquid Injected Before Backflow (Data in milligrams per liter, except as indicated.) (Analyses by U. S. Geological Survey.)

Sample type	Waste liquid			Backflow		
Date of sampling	13 ¹	14 ²	14	15	16	17
Elapsed time (hours) of backflow	—	—	1	16.0	40.0	64.5
Aquifer residence time (hours)	—	—	18	39	73	107
pH	6.7	6.8	8.1	8.2	8.0	7.9
Alkalinity	25	29	257	410	543	641
Bicarbonate (HCO_3^-)	—	35	313	500	662	781
Chemical oxygen demand (COD)	1624	—	—	1400	1300	1200
Dissolved organic carbon (DOC)	290 ³	330	430	400	—	320
Organic nitrogen (N)	197	190	160	120	120	100
Ammonium (NH_4^+ -N)	30.5	38	70	84	95	100
Nitrate (NO_3^- -N)	235	210	161	133	102	87
Nitrite (NO_2^- -N)	0.5	1.3	8.8	10	10	9.3
Nitrogen (N_2 -N)	—	—	24	—	28	43
Nitrous oxide (N_2O -N)	—	—	27	—	46	59
Total nitrogen (N)	463	—	451	—	404	402
Sulfate (SO_4^{2-})	—	—	1200	1300	—	1500
Cyanide (CN^-)	7.5	—	8	5.5	—	3
Sodium thiocyanate (NaSCN)	57	44	35	55	—	41
Methyl alcohol (CH_3OH)	—	5.2	—	5.6	—	5.3
Acetone	—	1.6	—	1.4	—	1.5
Acrylonitrile	26	31	—	16	—	8.3

¹ Composite 24-hour sample of treated waste liquid collected on 11-13-77.

² Sample of waste liquid collected on 11-14-77 shortly before backflow commenced.

³ Value is TOC concentration.

(Reprinted from Ground Water, 1979, v. 17, no. 6, p. 566. Original article by G. G. Ehrlich, E. M. Godsy, C. A. Pascale, and John Vecchioli.)

Other notable long-term chemical changes in the injected waste liquid were a reduction of organic-N concentration from an input median concentration of 220 mg/L to about 20 mg/L and a corresponding increase in NH_4^+ -N, from an input median concentration of 18 mg/L to about 40 mg/L. An 80 percent reduction in COD accompanied the nitrogen-species transformations. Alkalinity, pH, and bicarbonate concentration all increased with time at the monitor well, reflecting the mineralization of the organic compounds. Acrylonitrile, volatile fatty acids, and low molecular weight alcohols have not been detected at the monitor well.

The NaSCN concentration changes at the monitor well were used to determine the dispersivity of the upper 18 meters of the lower limestone. A dispersivity of 10 meters was calculated, applying the method described by Ren Jen Sun (Reeder and others, 1976, p. 56-70).

Conclusions

Extensive chemical changes occurred in an industrial waste liquid containing organonitrile compounds after subsurface injection into a limestone aquifer. The major transformations involved reduction of nitrate to elemental nitrogen and the concomitant oxidation of organic constituents to carbon dioxide and ammonia. These reactions are mediated by bacteria and occur immediately after injection. The bacterial waste stabilization process which occurs in the injection zone near the primary injection well behaves in the same way as the engineered waste stabilization system known as an anaerobic filter. Thus the injection of this waste liquid into the limestone aquifer in effect results in treatment as well as storage of the waste liquid.

References

- Ehrlich, G. G., Godsy, E. M., Pascale, C. A. and Vecchioli, John – Chemical changes in an industrial waste liquid during post-injection movement in a limestone aquifer, Pensacola, Florida: *Ground Water* v. 17, no. 6, p. 562-73.
- Reeder, H. O., Wood, W. W., Ehrlich, G. G., and Sun, Ren Jen, 1976 – Artificial recharge through a well in fissured carbonate rock, west St. Paul, Minnesota: U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 2004, 80 p.

3.7

CONNECTION BETWEEN THERMAL SPRINGS IN BUDAPEST AND MINING ACTIVITY

by L. ALFÖLDI

(Research Center for Water Resources Development
Budapest, Hungary)

Problems and Hydrogeologic Framework

The karst water table in the upper Triassic dolomites and limestones, (Carnian and Ladinian stages), lowered 15 to 20 meters regionally around the towns of Tatabanya and Dorog, Hungary, in response to groundwater intrusions and the subsequent dewatering of mines. The water-level decline is reflected in the cessation of flow of most of the lukewarm springs, which originate along the tectonic lines bordering the Buda-Philis Mountains. Continued development of the mines will produce an additional 80 to 100 meter water-level decline in the cone of depression. The problem arises from the effect of this concentrated dewatering on the thermal springs in Budapest and in particular the Budapest spa.

At the base of the mountains, deep karstic reservoirs, covered by 800 to 1,500 meters of impermeable sediments, are the source of two hydrodynamically connected flow systems. The northern, fast flowing, lukewarm system is less mineralized and regionally separate from the southern, chemically concentrated, slow moving, warm water system. Both flow systems receive recharge by infiltration derived from the bordering mountains and reach a common discharge zone along deep forced paths (figure 3.14)

Methods of Study

To save the expense of a drilling investigation, the indirect and complex method of evaluating each of the associated components of the total karstic reservoir was chosen.

The petrology, mineralogy, and geochemistry of the area were investigated. The water was examined for water quality, isotopes present, age, pressure, and geothermal conditions. The water balance was also described. A geological recovery study employed the following methods: (a) geothermal and hydrodynamic recovery measurements, (b) water sampling of production wells, (c) watertable measurements at observation wells, (d) remote sensing interpretation, (e) spring flow measurements, and (f) surface runoff measurements.

Three geologists, three technicians, and two workers conducted the extensive investigation for one year. Thermal logs were run in 16 wells. Water age information was gained from 15 wells. Total chemical analysis on 40 rock samples and chemical analyses of water from 50 wells was performed. Previous data, including 2000 coal drill holes, 500 water supply wells, 20 wells for thermal water, and 12-year data lines from 50 observation wells were evaluated along with geological and geophysical maps.

Results

Under natural conditions, several flow systems existed in the karstic rocks of the northern Transdanubian Mountain Range and in the adjacent covered carbonate rocks. As a result of dewatering, these natural flow systems of Budapest have been radically altered in the last

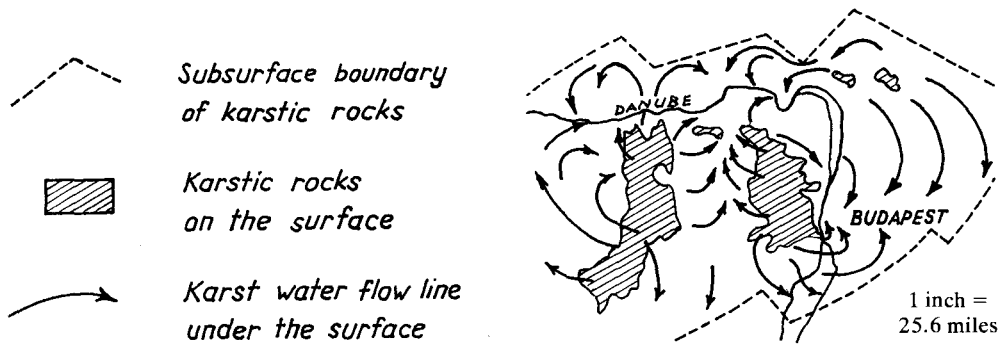


Figure 3.14 The Budapest subsurface thermal water flow system.

few decades and most of the springs have gone dry. The fast flowing, lukewarm system is especially influenced by the decline in the karst water table; while the slow moving thermal branch has been left intact. Only the upper 300 to 500 meters of the 3,000 meter thick, fissured carbonate rocks are karstified, while the lower zones have abundant fissures. Structural movements, erosion, and the subsequent covering of the karstic rocks by impermeable layers caused vertically and spacially isolated forced water flow paths to be formed. The spatial distribution of the flow system was calculated using measurements of water pressure, water age, water chemistry and water and thermal balance, along with investigations of the surrounding geothermal and structural circumstances (figures 3.14 and 3.15 a). The difference in water head and the reduction in the volumetric weight of water by geothermal heating produces the driving energy of the flow system. The functioning of the system by quasi-continuous infiltration classifies it as „a geothermal water flow system with hydraulic control.“

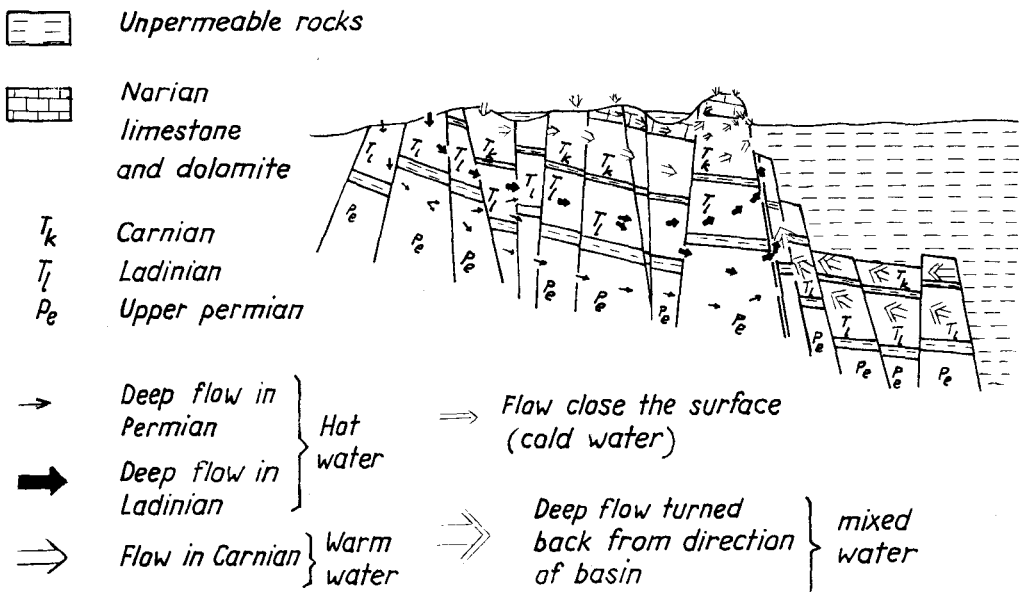


Figure 3.15 A) General Hydrogeological cross-section through Budapest

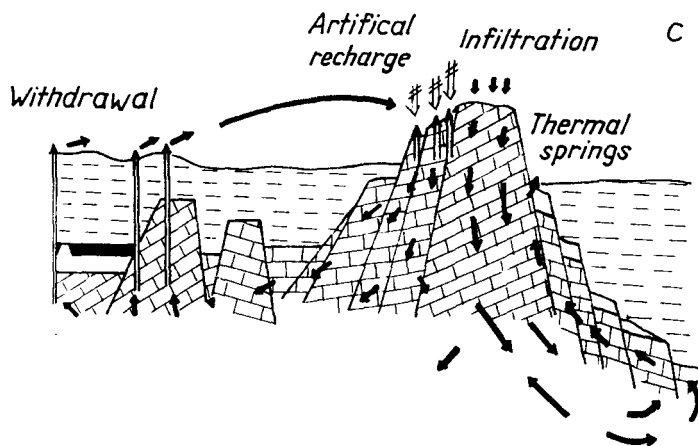


Figure 3.15 B) Recommended artificial recharge diagram.

Recommendations

Thermal water production could be maintained in the vicinity of mine dewatering if the water-level decline in the cone of depression were to be retarded by favourable geological circumstances. Artificial recharge of some or all of the withdrawn water would also conserve the functioning of the thermal system (fig. 3.15 b).

When the hydrogeologic model of the area was perfected, recommendations were made to occasionally perform mathematical simulations. Estimates were made of total water and thermal source water. After the catchment and recharge areas were delineated, the following was recommended to change the dewatering practices of the area. The total amount of water discharged by thermal water production and mine dewatering should not exceed the amount of natural recharge. An artificial recharge plan and enlargement of the existing observation network is recommended, with the assumption that observation wells could be used for artificial recharge, if needed.

3.8

CONNECTION BETWEEN LAKE SPRING OF HEVIZ AND MINING ACTIVITY

by T. BÜCKER

(Research Center for Water Resources Development,
Budapest, Hungary)

Problems and Hydrogeologic Framework

Mining activity near Nyirad has lowered the water-table about 80 meters between 1951 and 1975. Future mining will lower the water-table a projected additional 80 meters. This paper examines the possible effects of mine dewatering on the lake of Heviz, which is valuable for therapeutic purposes. The mines and the lake are located at the western foot of the Transdanubian Mountain Range, where carbonate rocks have been sloped along the bordering tectonic lines (figure 3.16 a). The karstified dolomite is covered with 60 to 80 meters of Upper Pannonien sediments.

It is thought that the recharge of the lake spring of Heviz originates from Balcony and Keszthelyi Mountains, where its subsurface flow is to the west, along paths determined by impermeable rocks. It then flows back to the east along tectonic lines where it mixes with the confined water of the Upper Pannonian aquifer until it reaches the lake of Heviz (figure 3.16 c). If the cone of depression from mine dewatering interferes with the catchment area of the lake spring of Heviz, the discharge of the spring will be reduced. Therefore, the most important task of the study was to delineate the flow directions of recharge to the spring.

Methods of Study

A complex study of the subsurface catchment area was undertaken, including geological, hydrological, chemical, geothermal and water age investigations. Geophysical measurements were made and data from more than 2,000 bore holes and 5 bore holes drilled around the lake were studied to investigate the geology of the area. Thermal logs were run in 25 bore holes. Analyses of water chemistry and age were made at 50 wells. Divers investigated the cave of the spring in the lake of Heviz. Records of water pumped from mines and of water levels were examined and the water budget of the area prepared. The total cost of the study, in addition to the thermal logs, chemical and water age analyses and 725 meters of drilling, required the following personal: 1 year for a measuring team, 1/2 year for a geophysical team and 5 months for four engineers and technicians.

Results

1. The thickness of the Neogene sediments on the carbonate basement varies from 10 meters to 5,000 to 6,000 meters. The structure of the carbonate basement is characterized by a compression feature.
2. The water table map prepared from well data and the geothermal logs both confirmed the flow directions initially supposed. The water flow from Zalaegerszeg to Heviz is possible with the aid of „thermal lift“. The analyses of water age also support the flow directions (figure 3.16 c).
3. The mixing of water of different ages was confirmed by the range in age of water near the lake of Heviz of between 1,500 and 14,000 years.

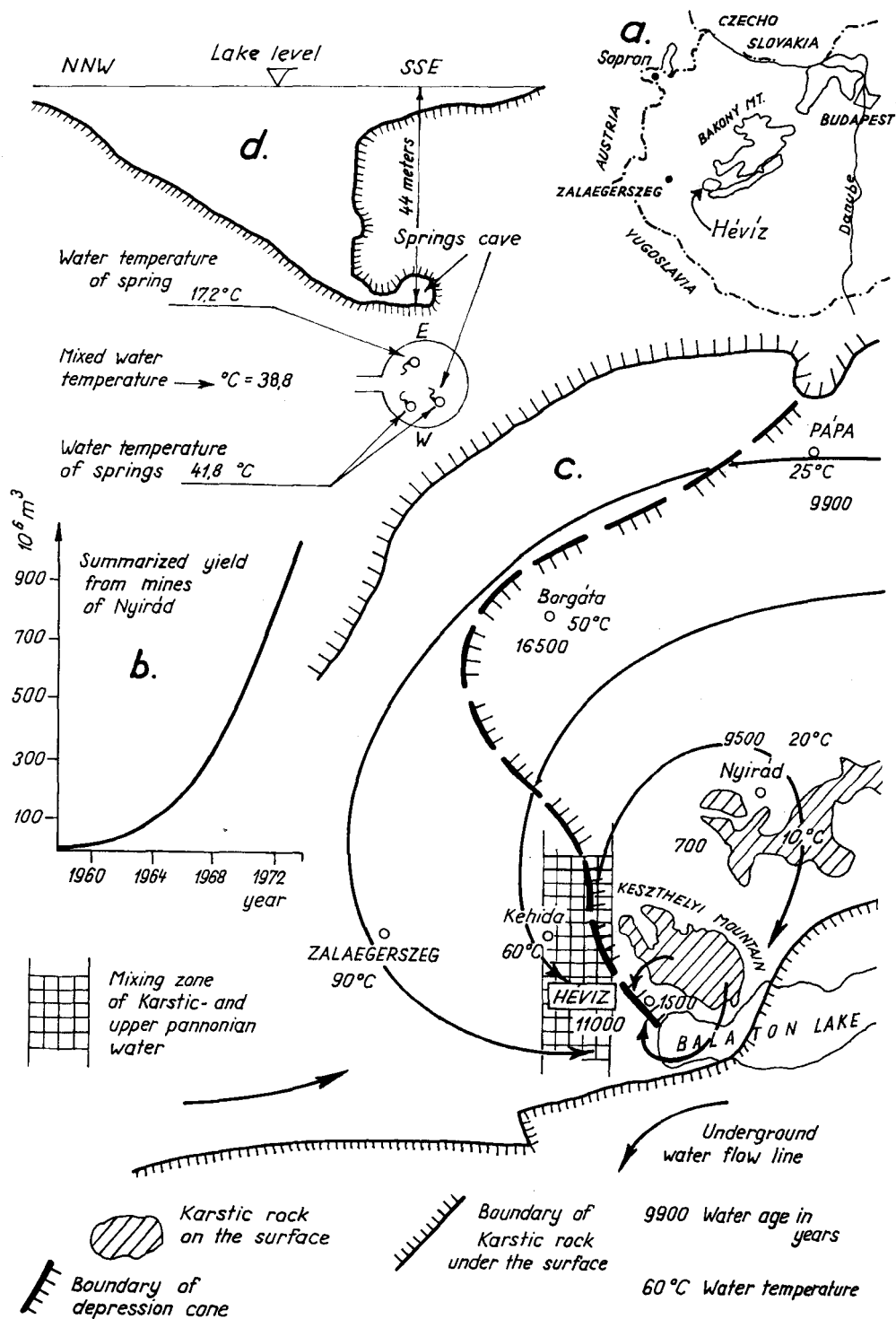


Figure 3.16

Distribution graph of lake spring of Hévíz

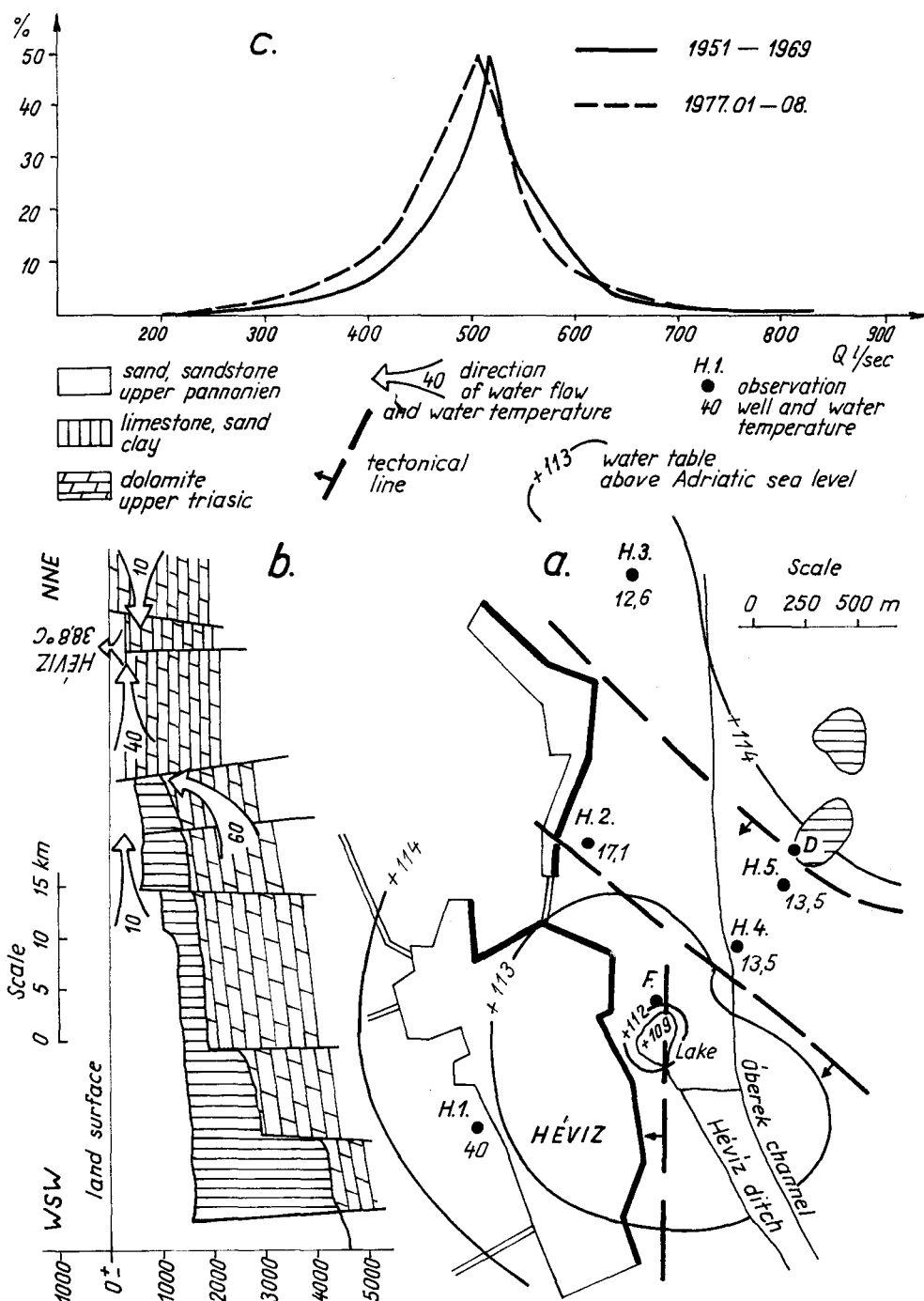


Figure 3.17

4. Four mean types of water were distinguished on the basis of chemical analyses.
5. The spring cave of Heviz was discovered with the help of divers. The water temperature is 17.2°C in the eastern part of the cave and hot springs of 41.8°C have their source in the western part (figure 3.16 d).
6. The water table map indicates that the lake is the discharge point of the western hot and eastern cold karst water reservoirs (figures 3.17 a, b). The total yield of the lake spring has been resolved into components. Karstic water from Keszthelyi and Bakony Mountains comprises 80 % of the spring and 20 % is confined water from the Upper Pannonien aquifer.
7. The mean discharge of the lake was 517 liters/sec. for the period record 1951 to 1969. The discharge has decreased since 1970 and the distribution curve of the water has shifted toward the confined water (figure 3.17 c).
8. Mine dewatering has affected the discharge of the lake spring of Heviz (figure 3.16 b, c). The following changes in the total water balance have occurred in the past 20 years: discharge of stored karst water has increased by 23 m³/minute, spring discharge decreased by 82 m³/minute, water originating from the Upper Pannonien aquifer increased by 45 m³/minute. The pressure head in the vicinity of the lake has decreased by 20 %, which has decreased the discharge of the spring by 10 %.
9. Recent pumping test analyses indicate that the transmissibility of the karstic rocks is about 1,100 m²/day and the porosity is about 3 %.

Recommendations

The study established a minimum discharge for the lake spring of Heviz which is necessary to maintain the present biological, geothermal, and therapeutic conditions of the lake. The necessary defensive measures have also been outlined, which include modification of present mine dewatering techniques and artificial recharge on the catchment area of the spring to maintain the present head of water in the aquifer.

3.9

THE DISTINCTIVE FEATURES OF PREDICTING TOTAL WATER DISCHARGE TO DEEP-LEVEL MINES IN FISSURED AND KARST ROCKS (EXEMPLIFIED BY ONE OF THE NORTHERN URALS MINERAL DEPOSITS)

by V. D. BABUSHKIN, Z. P. LEBEDYANSKAYA and
I. I. PLOTNIKOV
(USSR)

In fissured and karst rocks, the zone of groundwater occurrence (full saturation) is commonly subdivided into three zones: a) interconnected karst, where subsurface conditions of intensive water withdrawal commonly form regional cones of depression; b) local karst, where karstification of rock occurs in local area, and therefore cones of depression developed with limited dimensions; and c) fissure water, where the permeability of rocks is mainly caused by jointing due to the significant decrease in karstification of rocks with depth.

When a cone of depression is within the subzone of interconnected karst, hydrogeological predictions can be made by using analogue simulation as shown by Babushkin et al, 1972; 1975, i. e. in the same manner as in granular rocks, but when simulating the hydrogeological conditions in the subzone of local karst it is necessary to combine the use of analogue simulation with statistical probability methods. The problems associated with the local karst subzone are exemplified by studies concerning mineral deposits of a karst basin in the Northern Urals.

The basin under consideration is a gentle depression elongated in a meridional direction with a width of 13-15 kilometers and length of several tens of kilometers. Mineral deposits of the basin are confined to the syncline, composed of sedimentary and volcanic rocks of Silurian and Devonian ages dipping to the east 20-25 degrees. The carbonate rocks, increasing from west to east, attain a thickness of 1000-1300 meters. In the west and east, limestones are in contact with tuffaceous-extrusive and terrigenous sedimentary rocks. A block structure of fissured and karst rock (figure 3.18) is formed from the basic monoclinical structure by numerous thrusts and faults. The limestone deposits are greatly karstified both over area and at depth; with numerous sinkholes (25-30 per square kilometer) dispersed over its surface.

The principal source of groundwater is from precipitation being absorbed by numerous karst features, channel absorption of surface water, and groundwater flow from non karstified areas surrounding the karst basin. The total water inundation to the mines amounts to 10-15 thousand cubic meters per hour.

The mines have been protected from inundation by a complex of drainage structures and by isolation of river-beds from underlying water-bearing rocks with ferroconcrete lining.

In order to study the hydrogeological situation that has resulted from mining and to predict further changes upon development of deep levels in the subzone of local karst, a new procedure has been applied, which consists of the combined use of analogue simulation and statistical probability methods. To characterize the change in flow properties of water-bearing rocks, single wells have been tested by zonal injections and recharge combined with hydro-metry techniques. The data obtained has been used for a correlative analysis with coefficients of rock karstification K_k and coefficients of permeability K_p . The equation of regression for one of the local karst subzone areas is:

$$\log K_p = 0.65 \log K_k + 0.34$$

with a correlation factor of 0.75 and K_k equals the number of karst caverns per meter of drilled core.

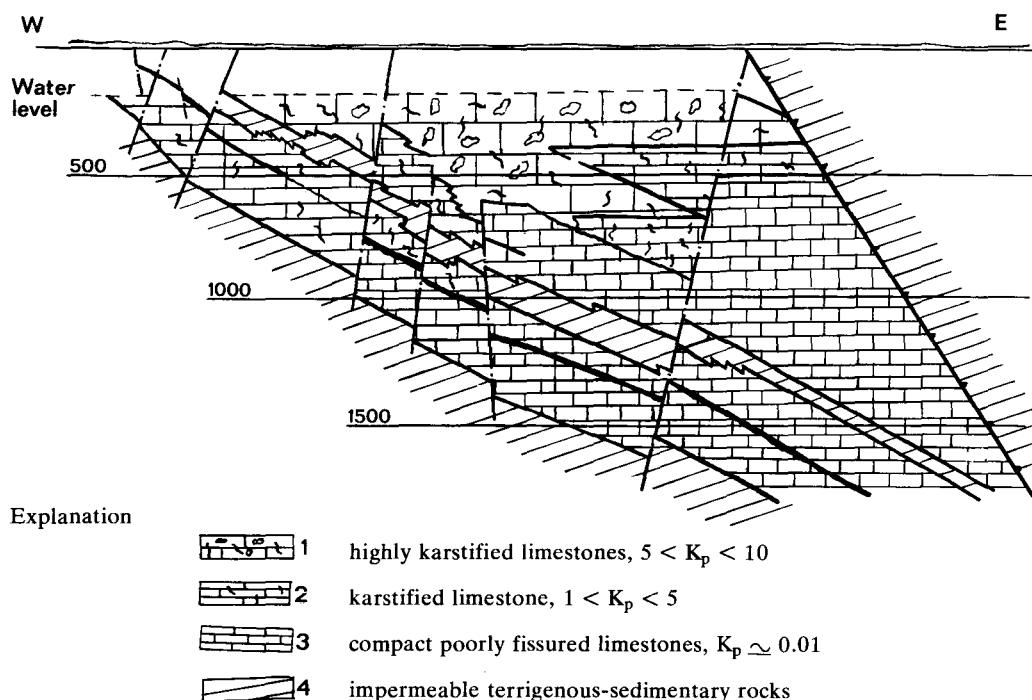


Fig. 3.18 A longitudinal hydrogeological profile of the basin: 1 – highly karstified limestones, $5 < K_p < 10$; 2 – karstified limestones, $1 < K_p < 5$; 3 – compact poorly fissured limestones, $K_p \approx 0.01$; 4 – impermeable terrigenous-sedimentary rocks

This enabled the various core descriptions of test wells to be used for characterizing the flow properties of rocks.

Based on the established relationships, a statistical structural – hydrogeological model has been constructed, reflecting the boundary conditions of groundwater flow, the change in flow properties of rocks over area and at depth, and makes it possible to characterize the transmissivity of an aquifer depending on the position of the water-table. Data was put in the analog model and corrected with allowance for zones of higher permeability (interconnected karst) and water resistant barriers (large fault zones) established earlier. Figure 3.19 represents this analogue model which has been used to predict water discharge into deep-level mines. This is described in detail by Babushkin et al (1976) and Plotnikov (1976).

The investigations, carried out with this procedure, have allowed us to solve a number of important practical problems for the purpose of further development of the deposits. For instance, for one of the Northern Urals mineral deposits it was found that deep layers can be practically mined by operating a drainage system with a capacity of 600 m³/hour and pumping wells (approximately 12) with a total withdrawal of approximately 500 m³/hour. Thus the drainage system can intercept the large flow in the subzone of interconnected karst, and a sparse system of pumping wells will provide drainage for the flow of local karst. The suggested drainage system allows the discharge to mines at a depth of 900 meters to be decreased to 200-300 m³/hour.

The hydrogeological prediction, made by the above procedure in other mineral deposits of the Northern Urals, has provided for practical drainage projections and has resulted in comparatively small water discharges to other deep-level mines.

References

- Babushkin, V. D., Lebedyanskaya, Z. P., Levi, L. Z., et al, 1972 – Prediction of water inflow to mines and intakes of ground water in fissured and karst rocks. Nedra Publ., Moscow, 196 p. (in Russian).
- Babushkin, V. D., Zhebrak, V. A., Lebedyanskaya, Z. P., et al, 1975 – Hydrogeological investigations of fissured and karst rocks by the methods of analogue simulation and mathematical statistics. VSE-GINGEO Publ., Moscow, 72 p. (in Russian).
- Babushkin, V. D., Zhebrak, V. A., Lebedyanskaya, Z. P., Plotnikov, I. I., 1976 – Combined probability statistic methods and analogue simulation in hydrogeological prediction for mineral deposits. *Gidrogeologia in Inzhenernaya Geologia*, No. 5, VIEMS Publ., Moscow, pp. 1-15 (in Russian).
- Plotnikov, I. I., 1976 – Prediction of the hydrogeological conditions of mineral deposits development in karst rock masses by probability methods. *Sovetskaya Geologia*, No. 4, pp. 98-108 (in Russian).

3.10

ETUDE EN VUE DE REDUIRE LES VENUES D'EAU AU FRONT DE TAILLE D'UNE DESCENDERIE DE MINE DEVELOPEE DANS UN KARST NOYE *

par H. Paloc
(Montpellier)

Cadre hydrogéologique — Type de karst

La zone où a été effectuée l'étude est constituée par une série calcaire et dolomitique située à la partie orientale de la région des Grandes Causses, au contact du socle cristallin. Cette série est compartimentée par des failles méridiennes qui déterminent des panneaux d'autant plus épais que l'on s'éloigne, vers l'Ouest, de la bordure du socle. A la surface de ces panneaux le réseau hydrographique, représenté par quelques rares vallées de type cañon, est encore en grande partie fonctionnel même en période d'étiage: dans la zone concernée par l'étude, ces vallées ne sont pas assez profondes pour atteindre le socle et, entre celui-ci les écoulements de surface, les calcaires et dolomies, fissurés et karstifiés, constituent un karst noyé d'épaisseur variable. A l'occasion de travaux miniers, l'exécution d'une descenderie qui devait atteindre une profondeur de plusieurs dizaines de mètres au-dessous du niveau de l'eau souterraine s'accompagna de venues d'eau au front de taille dès sa pénétration dans la zone noyée. Un débit important dut dès lors être constamment évacué au moyen de pompes qui devaient être déplacées au fur et à mesure de l'avancement du front de taille, débit dont la valeur oscillait autour de 3 000 à 3 500 m³/jour.

Il s'agissait de chercher à s'affranchir de la gêne représentée par cette eau, tant pour l'avancement des travaux miniers que pour les troubles qu'elle entraînait dans la rivière où elle était refoulée, en raison de la quantité importante en produits solides dont elle s'était chargée au front de taille.

Hypothèse de base des études et travaux

L'existence d'une karstification profonde, développée très en-dessous des niveaux actuels d'écoulement des vallées ayant déjà été mise en évidence dans cette région, il apparut que si un réseau karstique pouvait être recoupé par forage à une cote inférieure à celles projetées pour les travaux miniers, on pourrait alors espérer rabattre suffisamment la nappe pour diminuer notablement, et si possible supprimer, les arrivées d'eau au front de taille; en outre, en prélevant l'eau dans un ouvrage conçu à cet effet, on pourrait ne rejeter que de l'eau claire.

Justification du choix de la méthode d'étude

Le tracé de la descenderie ne se trouvant pas directement sous un talweg et, dès lors, des travaux effectués à partir de la surface exigeant des longueurs de foration trop importantes — et, par voie de conséquence, des coûts d'exhaure prohibitifs — c'est à partir de la descenderie, en utilisant les nombreux albraques qu'elle comportait de part et d'autre de son tracé, qu'il fut décidé d'exécuter d'abord des sondages de reconnaissance, puis un forage d'essai et enfin un pompage à fort débit si les paramètres hydrauliques du terrain le permettaient.

* Etude effectuée par le BRGM pour le compte de la Société minière et métallurgique de PENARROYA.

Description des études et travaux

On a effectué les opérations suivantes:

- Etude comparée du régime et des caractéristiques physico-chimiques des écoulements de surface et des eaux souterraines pour déceler et chiffrer d'éventuelles relations.
- Reconstitution des historiques de pluies, débits, niveaux sur les divers points de l'environnement de la mine où une telle reconstitution se révélait possible.
- Exécution de 5 sondages (P1 à P5) d'un premier forage d'essai (F1), puis d'un deuxième forage (F2) abandonné avant achèvement (Cf. tableau en page 235). Ces ouvrages ont recoupé effectivement, comme on le souhaitait, des vides de dimensions diverses mais restant toujours assez modestes, n'excédant jamais quelques centimètres. L'objectif du forage F2 était, quant à lui, d'atteindre le mur de l'aquifère karstique au contact duquel les vides les plus importants devaient, en principe, être localisés.

Résultats

- L'exécution du premier forage (F1) a permis – grâce à un pompage de 1 500 m³/j environ – de réduire de près de la moitié le débit jaillissant au front de taille de la descenderie.
- Le deuxième forage (F2) qui devait permettre d'améliorer ce résultat dut être arrêté avant d'avoir atteint l'objectif fixé en raison de difficultés de foration en galerie. Par ailleurs, le Maître d'oeuvre ayant décidé de stopper le creusement de la descenderie, les pompes d'exhaure furent abandonnées et la nappe du karst se reconstitua.
- Enfin, on doit mentionner que divers conduits karstiques ont été recoupés par la descenderie: on a observé dans chaque cas une augmentation instantanée du débit correspondant à la vidange rapide du conduit; on retrouvait ensuite les conditions initiales de débit, une légère diminution étant toutefois perceptible. On a constaté que la vidange s'effectuait en régime transitoire: le débit exhauré restant toujours supérieur au débit des apports au système aquifère, il était ainsi permis d'envisager la vidange complète, à court terme, du compartiment exploité.

Coût des opérations

En ce qui concerne les travaux de forage, 5 sondages au marteau fond de trou (diamètre 106 à 135 mm) représentant une longueur totale de 267 m et 2 forages au tricône (diamètre 171 à 251 mm) représentant une longueur totale de 205 m ont été effectués.

Recommandations

A moins de pouvoir s'affranchir tout à fait des contraintes que représente l'exécution d'ouvrages de captage en galerie, il peut être très économique, et en tout cas bien plus commode, de rechercher à partir des points bas de la surface topographique un site favorable à l'exécution des ouvrages d'exhaure, même si ces derniers se trouvent en condition quelque peu périphérique par rapport au secteur à dénoyer: tout dépend à cet égard du type d'aquifère karstique auquel on a affaire et il importe d'accorder la plus grande attention à ce diagnostic.

Tableau des données quantitatives
PRINCIPALES DONNEES HYDRAULIQUES RECUEILLIES SUR LES FORAGES
EXECUTES DANS LA DESCENDERIE

N°	Pro- fondeur	Z orifice (arrondi) (l)	Test de production		Débit max d'explo- itation en m³/h (2)	Moyennes calculées			Observations
			Débit en m³/h	Rabat- tement en m		T	S	$\frac{T}{S}$	
P1	70 m	+ 532	—	—	piézo				—
P2	47 m	+ 485	6	1,4	piézo				Influencé par pom- page sur F1 distant de 125 m
P3	50 m	+ 473	—	—	piézo				Influencé par pom- page sur F1 distant de 85 m
P4	50 m	+ 472	14	3,5	piézo	10 m²/h	1.10 ⁻⁵	10 ⁻⁶ m²/h	Influencé par pom- page sur F1 distant de 0,6 m
P5 (=F3)	50 m	+ 442	6,5	7,25	40				—
F1	69 m	+ 472	1) 26,7 2) 46 3) 64	14,07 2 13,24 3 27,42	60				Une acidification avec 1 t de ClH, à 20°/21° Beaumé a amélioré le débit de 15 %
F2	136 m	+ 454	1) 2,4 2) 5,4 3) 8	1 1,75 2 4,75 3 5,75	50				—

N. B.

- (1) Le niveau initial de la nappe dans l'aquifère avant travaux s'établissait en moyenne, dans le secteur du tracé de la descenderie, aux environs de la cote + 600.
- (2) Les débits maximaux d'exploitation n'ont ent fait été permis qu'en début d'exploitation respective de chaque ouvrage en raison de l'abaissement régulier de la nappe (5,3 mètres/mois en moyenne): ils étaient même pratiquement nuls à l'arrêt d'avancement des travaux, le front de taille de la descenderie étant alors à la cote + 407 et la totalité du débit d'exhaure (220 m³/h) provenant alors de ce point.

Référence bibliographique

Rapports inédits BRGM n° 73 SGN 125 LRO et 74 SGN 293 LRO.

3.11

PECULIARITIES OF THE METHODS OF FORECASTING GENERAL INFLOWS TO MINES IN FISSURED AND KARSTIFIED ROCK MASSES USING ANALOG MODELLING

**by V. D. Babushkin, G. N. Kashkovsky, Z. P. Lebedyanskaya
(USSR)**

Research was conducted in the Northern Urals bauxite area, the NUBA. The NUBA is situated on the eastern slope of the Northern Urals and is bounded by carbonate rock masses in a band 3-15 kilometers wide and 65-70 kilometers long. Rocks are intensively dislocated and limestones are extremely karstified.

For the most part, rivers in the NUBA are isolated from the aquifers. Large, 4-5 thousand m³/hour capacity drainage units are employed to intensify drainage. Their total withdrawal reaches 15-20 thousand m³/hour.

Periods of quasi-stationary regime were used to establish a more precise transmissivity for the rock masses. Piezometric maps plotted for these periods were used in the calculations to solve the inverse problems. Transmissivity maps of the southern NUBA water-bearing formations (figure 3.20 a) showed specific area of transmissivity differences and elongated zones of extreme filtration anisotropies, which agrees with the general geotectonic structure of the study area.

The transmissivity maps were also used to calculate the water yield of the drainage zone rock. It was calculated under conditions of a clearly unsteady filtration regime established from several years operation of a powerful drainage unit. The plotted map (figure 3.20 b) shows a strict regularity as the water yield changes from 0.5 percent to 4 percent.

Characteristically, a high water yield corresponds to zones of greater transmissivity of the water-bearing formations.

A regional map of the water bearing formation with the filtration parameters plotted permitted for estimation of the necessary capacity of the drainage units and the forecasting of water inflows into mines for the next 8-15 years.

Mineral resources to a depth of 1000 meters are predicted to be developed in southern NUBA. Thus, estimations were made concerning the hydrogeological conditions, and the expected inflows to the mining systems, as well as the expected discharges to the drainage unit located to the south of the deposit.

The modelled region is bounded by a river to the south, by nearly impermeable rocks to the east and west, and by a watershed divide produced by a drainage unit to the north. A water reservoir is also situated to the east, and a part of the river to the west.

On the model, the aquifers are represented by two networks which join at places of contact. Statistically calculated transmissivity of the rock masses was introduced into the model.

Forecasting the average inflows into the projected mines has been made successively for the mining horizons at 400, 500, 700, and 900 meters. The residual head is assumed to be 100 meters above the developed horizons, according to working observations data.

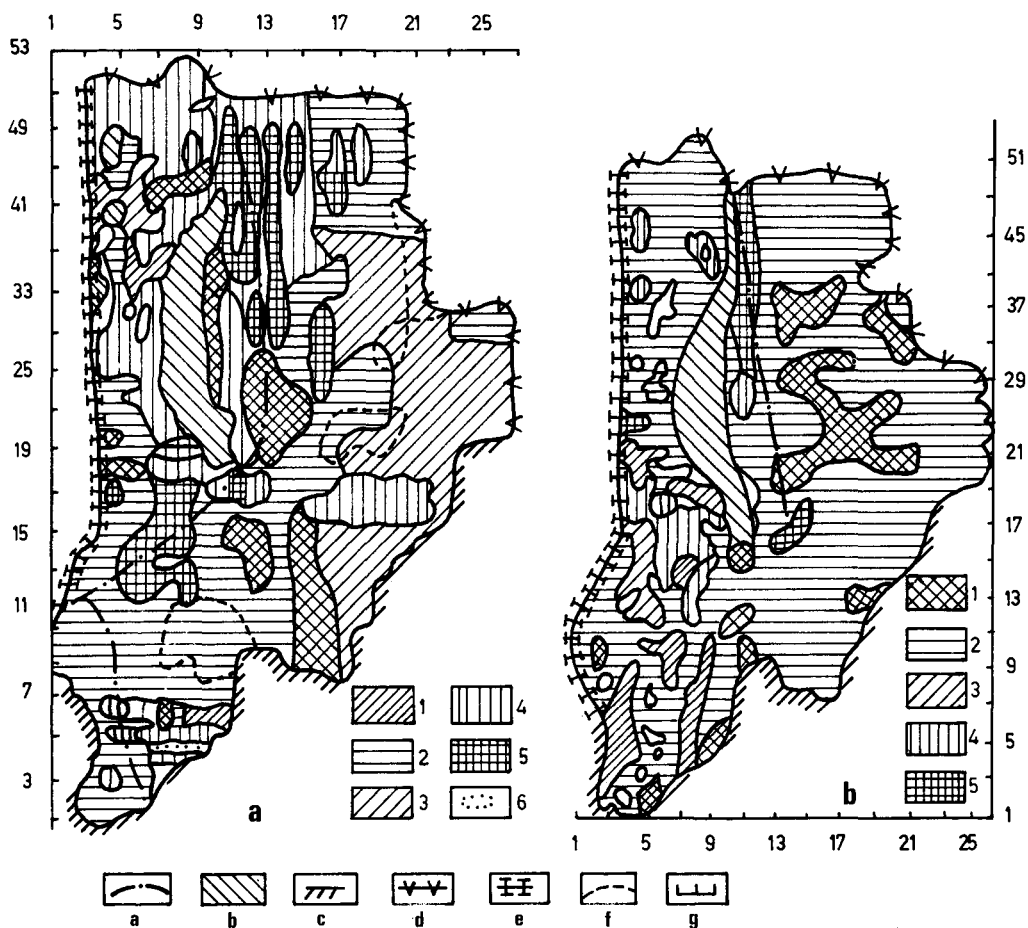


Figure 3.20 Schematic maps of water conductivity, anisotropy and water yield of the rocks in the northern part of the NUBA.

a – water conductivity of the rocks in m^2/day :

1) 0-200; 2) 200-1 000; 3) 1 000-2 500; 4) 2 500-10 000; 5) > 10 000; 6) anisotropic zones

b – water yield of the formations, per cent (%)

1) 1; 2) 1-2; 3) 2-3; 4) 3-4; 5) > 4

a) tectonic distortions; b) water-proof formations; c) water-resisting boundaries; d) boundary conditions of the first type; e) boundary conditions of the second type; f) boundary conditions of the third type; g) electric resistors network efficiencies.

KARST OF THE SOUTH-WESTERN BAIKAL REGION**by E. V. PINNEKER, AND B. I. PISSARSKY****(Institute of the Earth's Crust, Irkutsk, USSR)**

Within the south-western Baikal territory, including the Sludyanka mining region, karst processes occur in deeply metamorphosed carbonate rocks of the Archeozoic age (marbles and calciphyres). The regional and vertical extent of karstification is reflected in characteristic geomorphic karst forms (Pissarsky, 1963).

Surface forms of karst are weakly developed and are represented by small caverns, sinkholes, and recesses at places of groundwater discharge. Karst holes and large caves have not yet been developed. Underground forms (fissures, cavities, slits, and pockets) associated with tectonic distortions near the contact zones of carbonate and non-karstic rocks are found in mines 120-150 meters in depth. Karst occurs at significant depths in individual tectonic zones as evidenced by the sinking of drilling equipment and corroded core from drill holes at intervals of 280-300 m. The presence of underground water is indicated by the loss of surface run-off and blind creeks in carbonaceous areas; as well as large karst springs which discharge up to 1 m³/sec in the Sludyanka, Pokhabikha and Talaya river basins. However, deep underground mine data show an absence of karst manifestations in carbonate rock indicating that it is actually impenetrable to water. Karst confined to local tectonic zones in deeply metamorphosed carbonate rock appears anisotropic, in extent and in filtration properties.

Crossing elongated tectonic zones widened by karstic processes comprise an interconnective system of canals which provides essential karst water resources. Because of this system, underground mine stripping along tectonic zones induces karst water inundation achieving magnitudes of some thousands of cubic meters per hour. As the result of an inundation, the two lower horizons of the Sludyanka phlogopite deposit were flooded. Though difficult to prove in the initial investigation, the Sludyanka River, which flows above the mining works, was suggested as the source of the karst water in the deposit. A tracer study, using a sodium chloride indicator later demonstrated subsurface movement of water from the Sludyanka River to the Pokhabikha River.

A 3 kilometer drainage conduit was placed and successfully dried the upper horizon. The amount of water flowing through the adit reached 3 000 m³/hour. Upon completion of the mining works, the adit served as an artificial karst waterfall into Lake Baikal and provided for stationary regime observations.

The complexity of the regional karstification and the subsurface flow system provided the opportunity to perform an international experiment to establish a method of study of groundwater in karst areas and to test radiometric devices in the south-western Baikal region (Working Meeting, Group 8.1 of the Commission on Planetary Geophysics from the Academy of Sciences of Socialist Countries). Such countries as Bulgaria, the German Democratic Republic, Poland, the USSR and Czechoslovakia took part in the experiment.

The karst region in the Sludyanka and Pokhabikha river basins, on the south-western coast of Lake Baikal, was chosen as a location for a field investigations. Tracer studies were performed with different radioactive indicators (gold -198, iodine - 131, strontium -89) introduced at sites of intensive surface water loss with subsequent recordings of isotopes, via various radiometric devices, where karst water surfaced. As a control uranium was traced,

and testing was performed by means of a fluorometer constructed at the Institute of Hydrogeology and Engineering Geology (Pinneker et al., 1979).

The experiment resulted in a qualitative confirmation of underground water transportation from the Sludyanka to Pokhabikha River in a karst fault zone. It also proved the capture of the underground karst flow from the Sludyanka River by the drainage adit placed in the phlogopite deposit. Recorded rates of groundwater flow reached 28 to 40 km/hour.

References

- Astrakhantsev V. I., Ivanov V. N., Ryba O. L.-Hydrological conditions of the territory of the south-baikalian deposits of useful minerals. — Proc. of VSGI, Sib. Branch, USSR Ac. Sci., issue 9. — Irkutsk, 1962 (in Russian).
- Pinneker E. V., Pissarsky B. I., Blokhin Yu. I.-Preliminary results of the Intern. Symposium on testing of radiometric devices and methods of study of ground waters in karst areas. — In: Underground run-off in Siberia and adjacent areas. — Novosibirsk, Nauka, 1979 (in Russian).
- Pissarsky, B. I., — Some regularities of karst development in carbonate rocks of south-western Baikal region. — Mathmat. Cof. of Junior Collaborators. Inst. of the Earth's Crust. Sib. Branch, USSR Ac. Sci., Irkutsk, 1963.

3.13

CREUSEMENT DE TUNNELS AUTOROUTIERS DANS LE MASSIF CALCAIRE DU GRAN SASSO (APENNIN CENTRAL)

par A. Monjoie,
(Liège)

Cadre hydrogéologique

Le massif du Gran Sasso, dont les sommets culminent entre 2.400 et 2.900 m et sont séparés par un fossé médian: Campo Pericoli et Campo Imperatore, représente un remarquable château d'eau alimentant de nombreuses conduites d'eau potable et plusieurs centrales hydroélectriques. Le creusement des tunnels implique la connaissance des eaux souterraines non seulement pour les études de génie civil mais encore pour connaître l'impact des travaux sur les installations existantes et sur l'environnement.

Hypothèses de base des études et des travaux

De la structure géologique très complexe du massif résulte le schéma hydrogéologique constitué de cinq blocs (fig. 3.21): un bassin aquifère important occupe le massif central de la chaîne (bloc C). Il est limité au S par la remontée des couches du bloc B et au Nord par le bloc D. L'écoulement majeur se fait en direction de l'Est (Rio Tavo, Rio Tirino). Un déversement latéral vers le N est possible à travers le bloc D tectonisé qui peut contenir une nappe mais qui semble plutôt le siège de circulations entre les blocs C et E.

Au N du bassin, le bloc E, constitué de calcaires reposant sur des marnes, représente un important réservoir aquifère. Au S, les nappes inférieures du Jurassique sont drainées vers le S par les ravins et les cônes de piedmont. Le bloc A, bien alimenté, ne contient pas de nappe à niveau piézométrique élevé en raison de l'absence de niveau imperméable vers l'aval.

Les problèmes à résoudre étaient:

1. l'évolution de la perméabilité des formations calcaires en profondeur dans les zones tectonisées et dans les massifs entre failles,
2. le rôle hydrogéologique de la tectonique **transverse**,
3. les communications possibles entre l'aquifère central de la chaîne et les sources situées au Nord auxquelles s'alimentent les principales installations hydroélectriques et captages d'eau,
4. l'existence et l'ampleur d'un karst profond dont on pouvait observer les phénomènes en surface à une dizaine de km à l'Ouest.

Justification du choix de la méthode d'étude

Dans un premier temps, on a étudié les relations entre les sources principales du massif et l'importance de leurs bassins d'alimentation de façon à déterminer les axes d'écoulement préférentiels des eaux souterraines et leur itinéraire entre les différents blocs tectoniques.

Ensuite, en fonction des structures géologiques et hydrogéologiques, on a prospecté par **sondages** les caractéristiques in situ des aquifères et des barrières hydrogéologiques éventuelles.

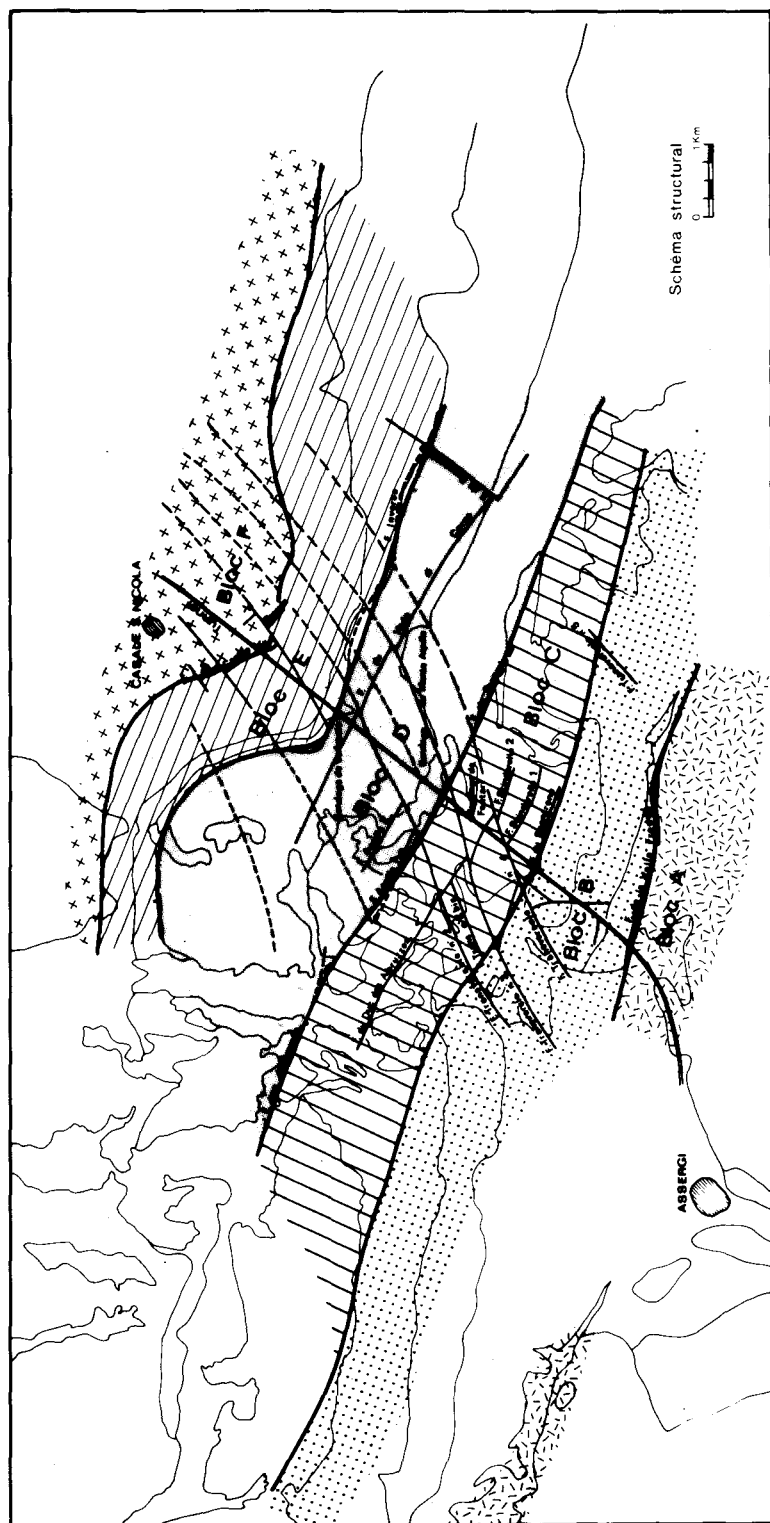


Figure 3.21

Description des études et travaux

1. Après un lever géologique détaillé, on a jaugé de façon continue toutes les sources importantes en vue d'établir le bilan des eaux et de calculer les transferts entre les différents blocs tectoniques.
2. Trois sondages profonds atteignant respectivement 1350 m, 1000 m, et 1600 m de profondeur, ont été réalisés pour étudier in situ les caractéristiques des différents terrains et des zones faillées. Ils ont donné lieu à une campagne complète de diagraphies, tests d'injection haute pression et pompages pour déterminer la perméabilité des terrains en place.
3. Une campagne de traçage à la fluorescéine, de datation des eaux et d'analyses chimiques répétées dans le temps.
4. L'examen et l'étude détaillée des venues d'eau au cours du creusement des tunnels.

Résultats

- 1) Le massif du Gran Sasso constitue en fait une cuvette synclinale allongée dans la direction E-W, contenant au-dessus de la cote 1600, sous le Campo Imperatore, un vaste réservoir aquifère à forte capacité d'emmagasinement (environ 10 %) et dont la partie intérieure très karstique permet une circulation rapide de l'eau (K de l'ordre de 10^{-4} m/s) (fig. 3.22). Le volume d'eau infiltré par an correspond à un débit moyen de $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Le volume stocké à l'étiage représente environ 20 millions de m^3 . Environ la moitié des réserves d'eau souterraine s'écoule vers l'Est en direction de l'ennoyage de la structure. L'autre moitié se déverse vers le Nord avec une répartition variable d'Ouest en Est sui-

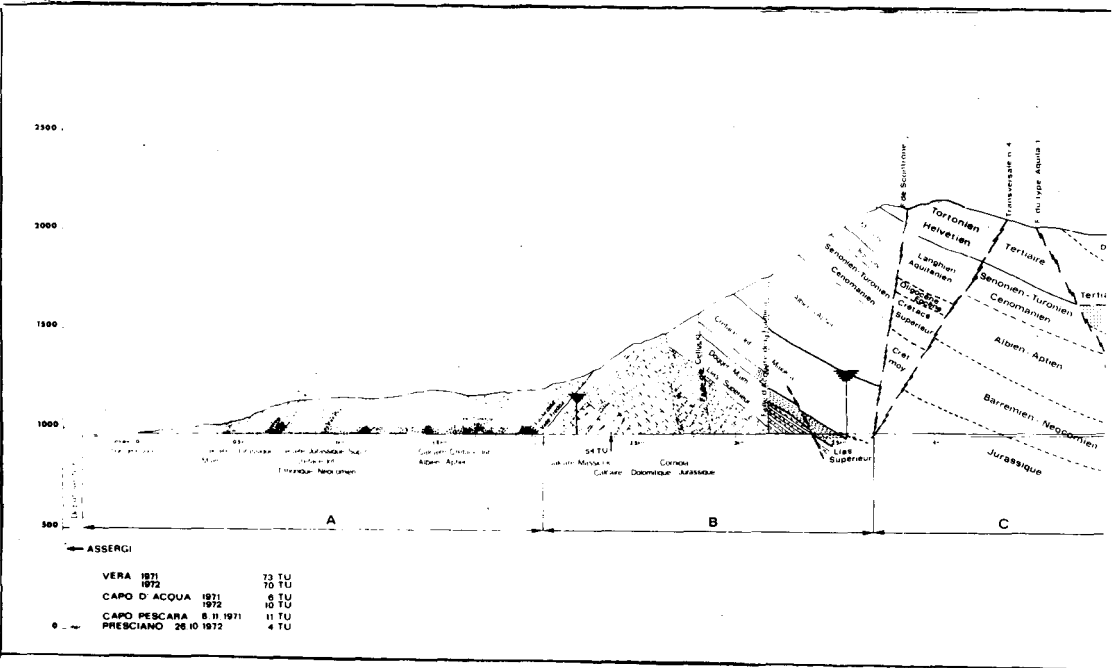


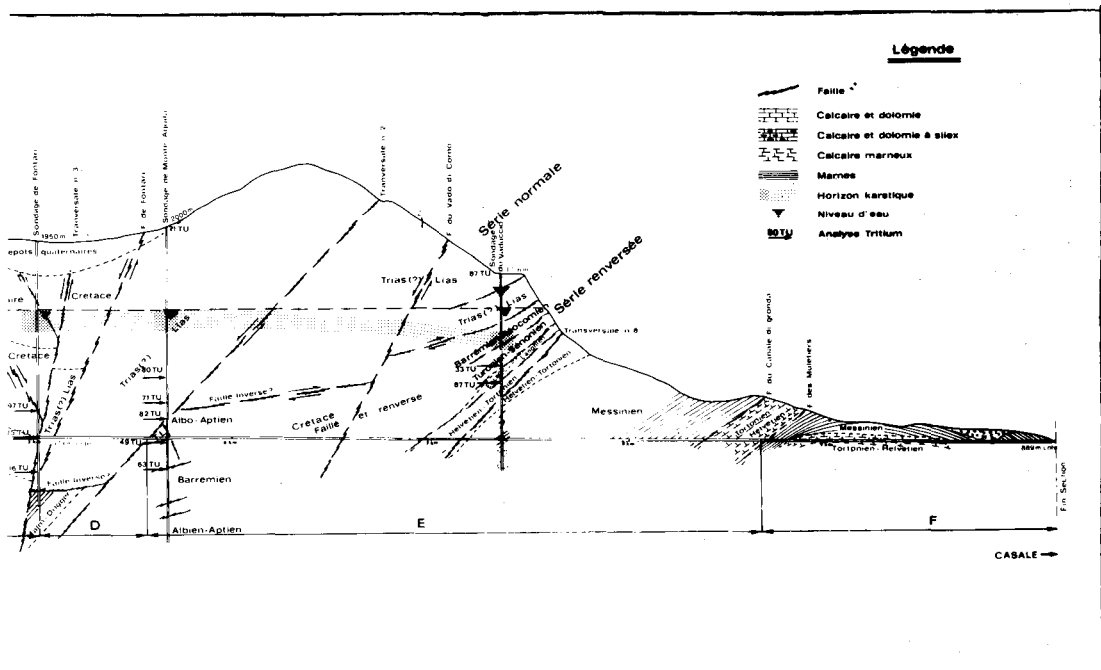
Figure 3.22

vant le rejet des failles transversales. Vers le Sud, le déversement est négligeable dans le secteur envisagé car le niveau karstique bute contre les calcaires marneux de l'Eocène-Oligocène et ce n'est qu'à l'Est que les failles transversales abaissent suffisamment le niveau imperméable pour qu'un déversement ait lieu vers les sources inférieures du versant méridional.

2) Sous le niveau karstifié:

- dans le bloc C, le massif calcaire est pratiquement imperméable sauf suivant les failles aquifères longitudinales et leurs épontes, dont la perméabilité est élevée (10^{-5} à 10^{-6} m/s) mais où, à défaut d'exutoire, le mouvement de l'eau est pratiquement nul. Par contre, les failles transversales et leurs épontes sont imperméables et produisent un compartimentage des nappes sises dans les grandes failles longitudinales,
- dans le bloc D, si les dolomies non tectonisées sont pratiquement imperméables, les nombreuses failles conduisent à une perméabilité d'ensemble notable, atteignant 10^{-6} à 10^{-5} m/s dans les accidents majeurs,
- dans le bloc E, les calcaires sont très peu perméables sauf au droit d'accidents majeurs et à la partie supérieure du versant Nord (débit de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}$).

- 3) Au pied du versant méridional, la nappe du Jurassique très perméable dans la zone tectonisée proche de la faille de Valle Fredda (K de l'ordre de 10^{-4} m/s) fournit, après rabattement, un débit continu de 500 l/s. Il s'agit d'une nappe isolée dont la zone d'alimentation est limitée mais qui est suralimentée à l'Est par la nappe du Campo Imperatore.



Coût des opérations

Il a comporté l'étude hydrogéologique avec installation des stations de jaugeage (une douzaine) et des mesures continues durant 5 ans, la réalisation des trois forages profonds totalisant environ 4000 m y compris les tests in situ, les diagraphies, les essais par traceurs, les datations et les analyses chimiques.

Recommandations

Les résultats hydrogéologiques permettent de choisir les techniques de creusement et de traitement des terrains en fonction de leur incidence sur l'exécution de tunnels et sur le régime hydrogéologique régional.

Les données actuelles permettent d'établir un modèle de comportement hydrogéologique de l'ensemble du massif et d'étudier l'influence des tunnels en fonction de leurs modalités d'exécution.

Tableau des données quantitatives

	perméabilité équivalente	porosité
horizons karstifiés	10^{-4} m/s	20 à 50 %
zones faillées	10^{-5} à 10^{-6} m/s	10 à 25 %
calcaires fissurés	10^{-7} à 10^{-8} m/s	5 %

Références bibliographiques

Monjoie, A. 1975 – Hydrogéologie du Massif du Gran Sasso (Apennin central), Université de Liège, Collection des publications, n° 53 de la Fac. des Sc. App., pp. 1 à 60, 17 fig., 8 tabl. 3 pl., hors texte.

Calembert, L., Catalano, P. G., Conato, V., Lambrecht, L., Monjoie, A., – Comptes-rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences de Paris,

t. 274: Observations sur le massif du Gran Sasso (Apennin central – Italie), 2013-2015,

t. 274: Le sondage de Fontari dans le massif du Gran Sasso (Apennin central – Italie), 3065-3068, 2 fig.,

t. 279: Le sondage de Vaduccio II dans le massif du Gran Sasso (Apennin central – Italie), 1237-1240.

3.14

RELOCATION OF AN ENDANGERED NATURAL GAS PIPELINE ACROSS AN ACTIVE KARST VALLEY

By

Robert A. Fambrough and Lois A. Dildine
(USA)

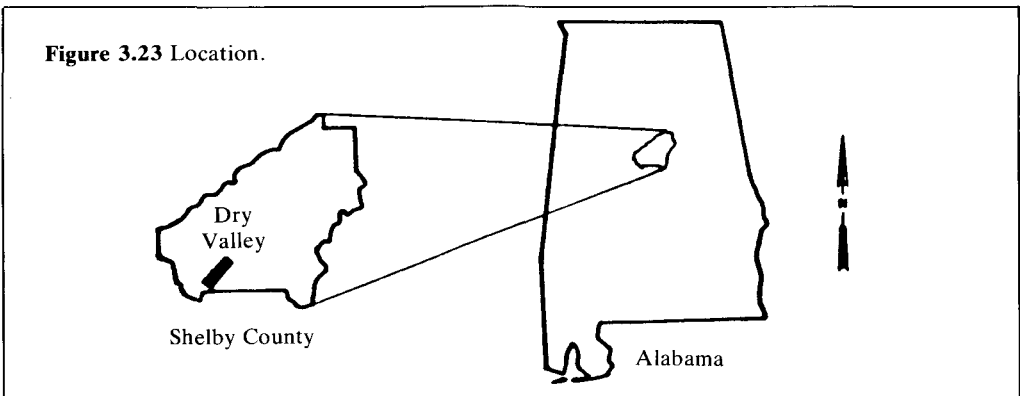
Dry Valley, Shelby County, Alabama (fig. 3.23) is situated in the Valley and Ridge physiographic province of the southern Appalachians. On the southeast flank of the Camp Branch anticline, Cambrian and Ordovician limestones and dolomites are exposed in parallel bands which trend northeast and dip 20° to 40° southeast. Erosion of these carbonates has developed a karst valley. An especially high quality limestone, the Newala, is mined commercially for lime and aggregate to a depth of 150 meters (500 feet) below land surface, and mine dewatering has accelerated sinkhole occurrence in the valley. A ten inch natural gas pipeline which traverses the valley is endangered due to this increased subsidence activity.

The objectives of the study were to evaluate the hydrogeologic conditions, determine whether the pipeline is in actual danger, and to recommend actions to reduce the hazard. Two immediate correction possibilities were the support of the present pipeline or its relocation to a less active route.

Definition of the geology and hydrology in relation to sinkhole occurrence was accomplished by surface geologic reconnaissance, seismic geophysical survey, test drilling, and air-photo interpretation. Outcrops along roads, railroads, stream beds, sinkholes, and other available locations were utilized to map stratigraphic units and geologic structures. A total of 203 seismic refraction profiles were executed using a single trace signal enhancement seismograph to determine thickness of overburden. Test drilling was performed in 105 locations with a four inch auger rig to verify depth to bedrock. Aerial photographs were studied to locate sinkholes, surface water features, lineaments, and structural trends. Published data was used to evaluate groundwater characteristics, geology and subsidence occurrence.

Sinkhole development in the area is influenced by a number of factors. These include:

1. Continued pumping of groundwater from underground mining operations has created a cone of depression producing higher groundwater velocities. The moving groundwater is thus able to transport unconsolidated material downward, creating voids which may collapse to form sinkholes. Depression of the water table also reduces the bouyant support in the residuum.



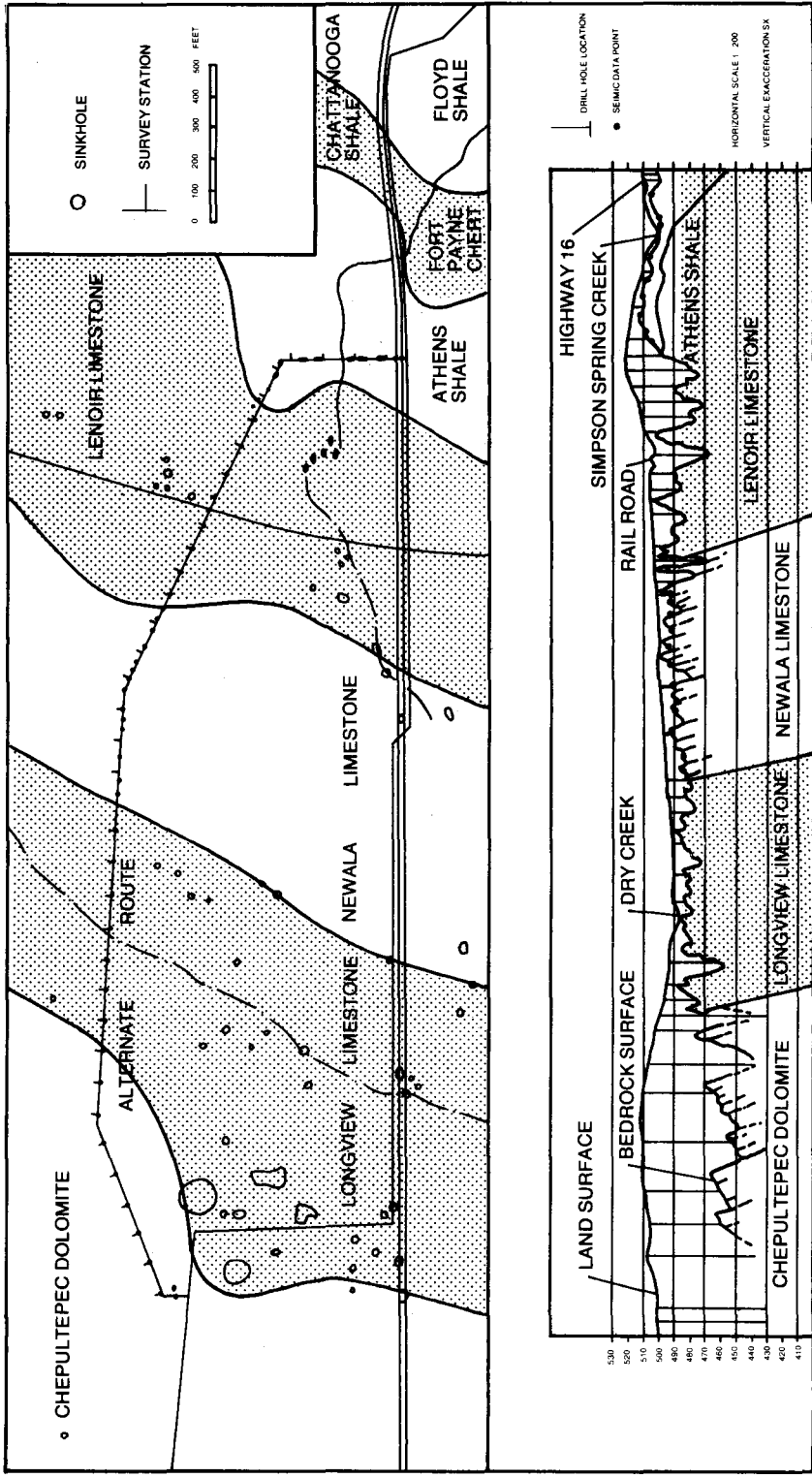


Figure 3.24

2. A northwest trending bedrock fracture system passes directly through the area of maximum sinkhole development in the Longview limestone. This fracture system allows rapid movement of groundwater in a direction essentially perpendicular to the strike of the beds thereby enhancing the rate of sinkhole development.
3. Surface drainage in the area has been altered by construction, cultivation, and timber removal allowing runoff to move more rapidly into the area of maximum sinkhole development. This water then ponds and moves along radial fractures into existing sinkholes, enlarging them laterally.

A geologic map (fig. 3.24) showing the present pipeline, the proposed alternate pipeline route, and subsidence features was prepared. In the lower portion of the figure is a cross section along the alternate pipeline route constructed from seismic profiles, test drilling, and outcrops.

Investigations indicate that the occurrence of sinkholes along this route being minimal, the alternate route is the most conservative and therefore the safest option across Dry Valley. The area of maximum sinkhole development is avoided and the fracture system is crossed only once instead of twice as in the present location of the pipeline. Surface drainage along most of the route is relatively undisturbed. The route is situated 275 meters (900 feet) or more from County Highway 16, its bridges and culverts, thus eliminating the possibility of the pipeline being damaged should one of these structures fail due to sinkhole collapse. Shallow bedrock outcrops could provide direct pipeline support along part of the alternate route. The present pipeline passes over approximately 500 meters (1600 feet) of the Longview limestone which has demonstrated a greater tendency than the other units to form sinkholes. The alternate route traverses the Chepultepec dolomite, a more stable formation and would cross only 250 meters (800 feet) of the Longview limestone. Although the position of the alternate route poses a lesser subsidence potential than the present pipeline route, there are protective recommendations. Due to the depth of the unconsolidated material and sinkhole occurrence in close proximity, the pipeline should be supported to bedrock across the Chepultepec-Longview contact, the Newala-Lenoir contact, and the railroad. Pipeline supports of another nature, such as constructing supports with pipe in the residuum, should be used in other areas of thick overburden. Open sinkholes in the vicinity of the alternate route should be filled with crushed rock grading upward from boulders to finer material.

Monitoring of the general area for early detection of future sinkhole development, particularly during periods of heavy rainfall will be necessary. Pipeline relocation and construction along the alternate route will be monitored to (1) enable more details to be added to the geologic cross sections, (2) provide additional data related to possible future subsidence, and (3) recommend additional support construction. The existing pipeline will be filled with an inert substance so as not to preclude the possibility of future use in an emergency.

References

- Butts, Ch., 1950 – Description of the Montevallo and Columbiana quadrangles (Alabama): U. S. Geol. Survey Atlas Folio 226.
- Newton, J. G., 1976 – Early detection and correction of sinkhole problems in Alabama, with a preliminary evaluation of remote sensing applications: Alabama Highway Dept. Rept. 76, 83 p.
- Warren, W. M., 1976 – Sinkhole occurrence in western Shelby County, Alabama: Alabama Geol. Survey Circ. 101, 45 p.

3.15

SINKHOLE COLLAPSE DUE TO GROUNDWATER PUMPAGE FOR FREEZE PROTECTION IRRIGATION NEAR DOVER, FLORIDA, JANUARY 1977

by
Larry E. Hall ^a
Susan J. Metcalfe ^b

Introduction

During the period of January 17 to 22, 1977, central Florida experienced freezing weather with lows to -3.9°C. To prevent freeze damage, the strawberry growers in the Dover area of eastern Hillsborough County irrigated their crops with warm groundwater withdrawn from the Floridan aquifer. The stress placed on the aquifer resulted in a large decline in water levels and in numerous small collapses or sinkholes.

Location and Land Use

The seven square mile study area, shown in figure 3.25, is centered around the rural community of Dover, Florida, where land use is predominantly agricultural. Products and crops include citrus, strawberries, vegetables, chickens, tropical fish, and cattle.

Geology and Hydrology

The study area is a part of the Gulf Coastal Plain, and is underlain by Tertiary and Quaternary deposits which dip to the south and southwest. These sedimentary rocks are largely limestones and are covered with sand of Pleistocene age. Economic deposits of phosphate occur in the area.

The stratigraphy is described in detail by Carr and Alverson (1959), and Applin and Applin (1944). In general terms, the geologic section consists of 3-6 m of surficial sands; 7-15 m of clay, phosphate, clayey sand, and clayey limestones underlain by more than a thousand meters of various limestones and dolomites. The upper 300 m of the carbonate section contains the Floridan aquifer, which is a very productive artesian aquifer that supplies the water needs of the area.

Carr and Alverson (1959) reported very deep sand-filled sinkholes in the study area. One of their test holes, drilled to a depth of 150 m, penetrated through sand to about 30 m below the expected top of limestone. Cathcart (1963) noted the presence of a karst topography and stated that the age of sinkhole formation ranges from late Miocene to the present.

A consultant's report prepared for the City of Tampa (Watson and Company, 1973) states that there are several sinkholes within the proposed wellfield and that two new sinkholes formed during aquifer test pumping. One test well had to be abandoned when it penetrated a sand column to a depth of 94 m, about 79 m below the expected top of limestone.

Menke, et. al. (1961) also noted the presence of sand filled sinkholes in the study area. The authors of this paper have observed possible cavity fill during the construction of a well at

^a Hydrogeologist, Stauffer Chemical Company, 1391, S. 49th St., Richmond, California 94804

^b Hydrogeologist, Seaburn & Robertson, Inc., Post Office Box 23184, Tampa, Florida 33623

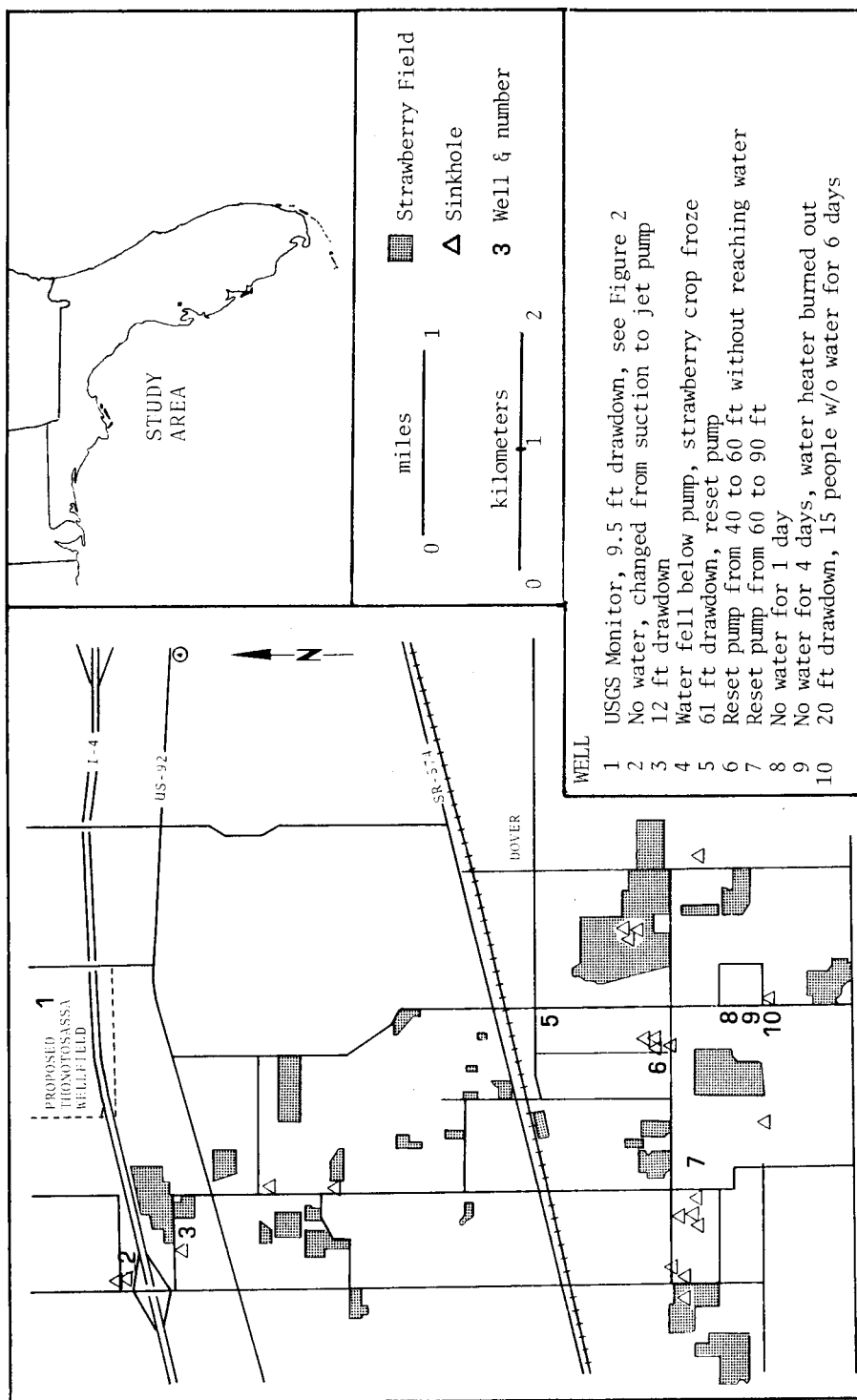


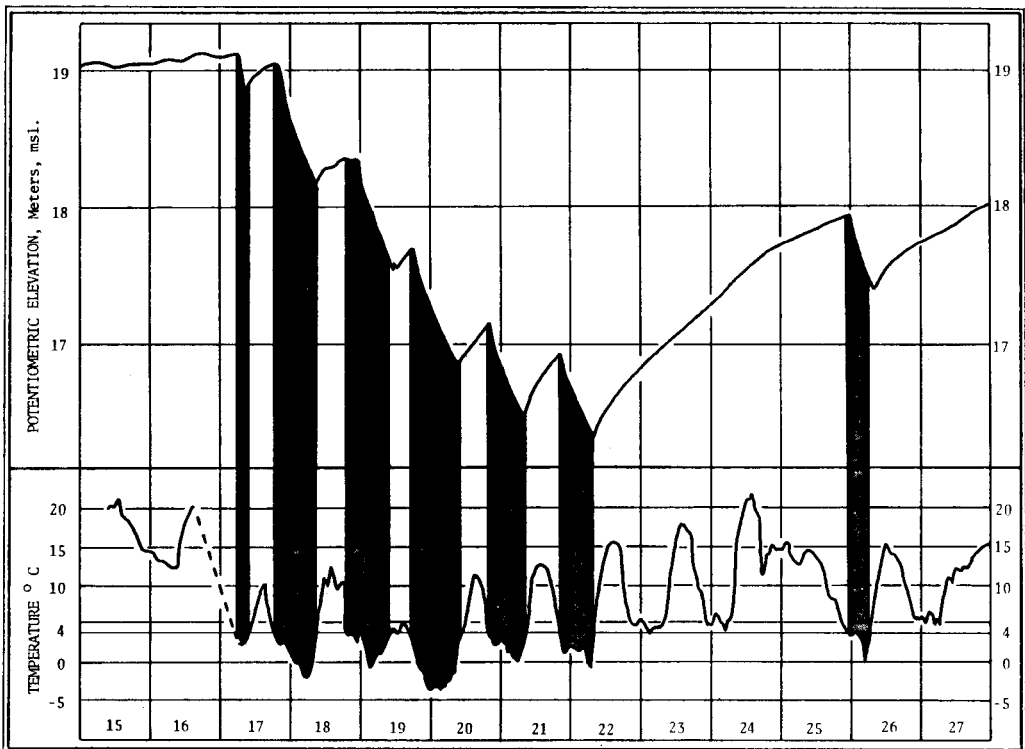
Figure 3.25 Location Map of Strawberry Fields, Sinkholes, and Wells Inventoried January, 1977, near Dover, Florida.

the Dover-Turkey Creek fire station. The well penetrated an interval of chert with loose sand and black sand size phosphate at a depth of 57 to 62 m. This sandy unit is overlain by 31 m of limestone and the underlying limestone is continuous to the total depth of 91 m.

Effects of Freeze Protection Irrigation

Strawberry farming is a very important element in the economy of the study area. The plants are set out in the fall and berries are harvested during the following Spring. Although the Florida winters are mild, there are a few nights when frost or freezing conditions may exist. In order to protect the crop, the farmers spray irrigate their fields with warm (23°C) groundwater withdrawn from the Floridan aquifer. Ice forms during certain wind and temperature conditions and coats the plants. However, by constantly applying groundwater, the temperature of the continually forming ice stays at 0°C and the plants do not freeze.

New record low temperatures were established for the Tampa area on January 18, 19, and 20, 1977, when minimum temperatures averaged -1.7°C, -2.8°C, and -3.3°C respectively. The strawberry farmers began to pump groundwater with the onset of the record cold weather. Figure 3.26 shows the hydrograph of Tampa Well 15 in the proposed Thonotosassa wellfield and the thermograph from the weather station located at Riverview, 16 km south of the study area. It can be easily seen that the drawdown portion of each pumping cycle occurred



Source: United States Geological Survey

Figure 3.26 Comparison of the Hydrograph of Tampa Well 15 in the Proposed Thonotosassa Wellfield and the Thermograph from the Riverview Water Treatment Plant Weather Station, January 15-27, 1977.

when the temperature dropped below 4°C and continued until the temperature rose above 4°C. The pumpage stress placed on the Floridan aquifer resulted in a total drawdown of 2.9 m as shown by the hydrograph in figure 3.26. Other drawdowns of 3.7, 12.2, and about 18, were also reported (figure 3.25).

Residents affected by large drawdowns were forced to modify or repair pumping equipment in order to obtain water for domestic use. Several residents reported that during the cold weather their private wells would not pump water; however, as the weather warmed the wells returned to service as water levels recovered.

Sinkhole Occurrence

Newspapers and Hillsborough County officials received numerous complaints about the sudden appearance of sinkholes during the period of cold weather. Sinkholes caused major structural damage to one house, the loss of the citrus trees, and two cases of road damage. Sinkholes occurred near a fish farm pond, at a chicken farm, and in a drainage canal. Three sinkholes collapsed when vehicles were driven over them; two strawberry farms' reported sinkholes (fig. 3.25).

The authors made field inspections and interviewed many of the property owners. A total of 22 sinkholes were catalogued. The actual number of sinkholes was probably somewhat higher; others may have occurred undetected in idle fields and remote areas.

Conclusion

The sudden withdrawal of large quantities of groundwater for freeze protection created at least 22 sinkholes, some of which resulted in property damage. The large drawdown of the Floridan aquifer also caused inconvenience and minor property damage to nearby residents. Because short term test pumping of a proposed wellfield in the study area also created two small sinkholes, it is not surprising that a larger regional drawdown produced a greater number of sinkholes. Considering the growth of the strawberry farming industry and the proposed development of large scale wellfields in the area by the City of Tampa and Hillsborough County, the generation of sinkholes by groundwater withdrawals in this area merits further study.

References

- Applin and Applin, 1944 – Regional Subsurface Stratigraphy and Structure of Florida and Southern Georgia, A.A.P.G. Bull. Vol. 28, No. 12.
- Carr and Alverson, 1959 – Stratigraphy of Middle Tertiary Rocks in Part of West Central Florida, U.S.G.S. Bull. 1092.
- Cathcart, 1963 – Economic Geology of the Keysville Quadrangle, Florida, U.S.G.S. Bull. 1128.
- Menke, Meredith, and Wetterhall, 1961 – Water Resources of Hillsborough County, Florida, Fla. Geol. Survey, Rpt. Inv. 25.
- Watson and Company, 1973 – Long-Range Study of the City of Tampa Water System.

3.16

SALT KARST OF THE CHESHIRE BASIN, ENGLAND

by Frank T. Howell
(Institute of Science and Technology, University
of Manchester, G.B.)

Many ground subsidences are present in the Salt Karst districts of the Cheshire Basin which is some 80 km by 50 km in extent in Northwest England and contains over 2500 m of Permian and Triassic sediments including two Triassic rocksalt beds in the order of 190 m and 400 m thick (Fig. 3.27). The rocksalt beds do not outcrop and are hidden beneath the superficial sand, clays and peats of Glacial and Post-Glacial age (Drift deposits) as well as a body of collapsed Triassic marl (Fig. 3.28). The upper zone of each rocksalt bed is therefore attenuated and this corroded and cavernous zone is permeable and permits the circulation of groundwaters which range from freshwater and undersaturated brines to very dense (1.2 gm/cc) saturated brines. The brines in the cavernous zone are called 'wild brines'.

At depths in the order of 180 m below surface the rocksalts and marls generally become intact and impermeable. The contrasting conditions are referred to as 'wet' and 'dry' rockhead respectively.

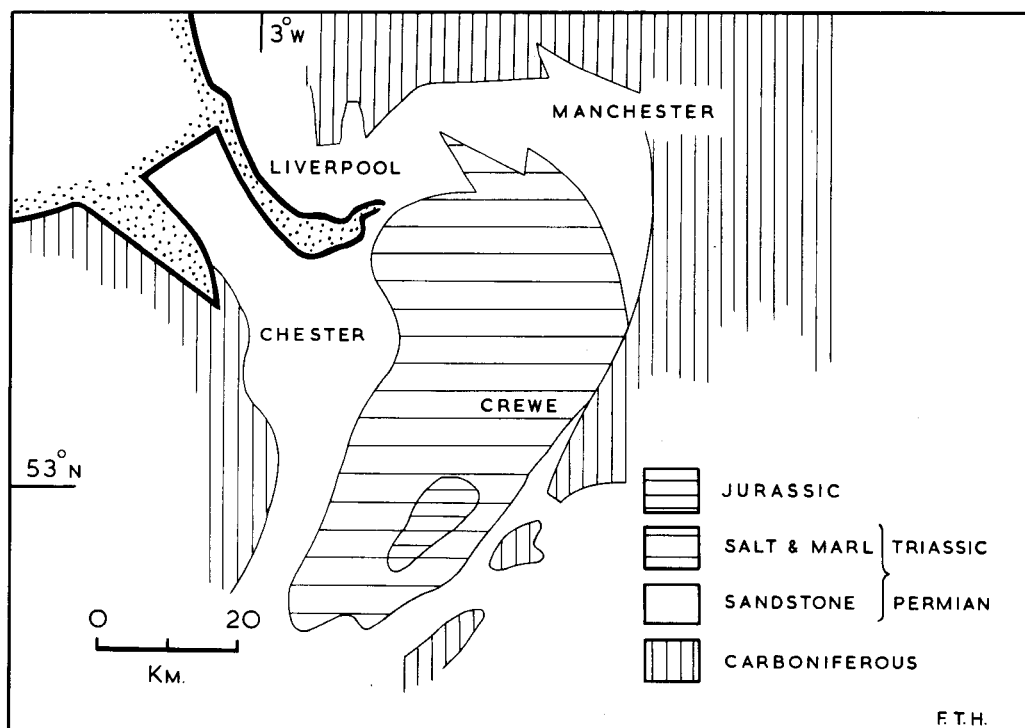


Figure 3.27

GEOLOGICAL SKETCH MAP,
CHESHIRE BASIN, ENGLAND.

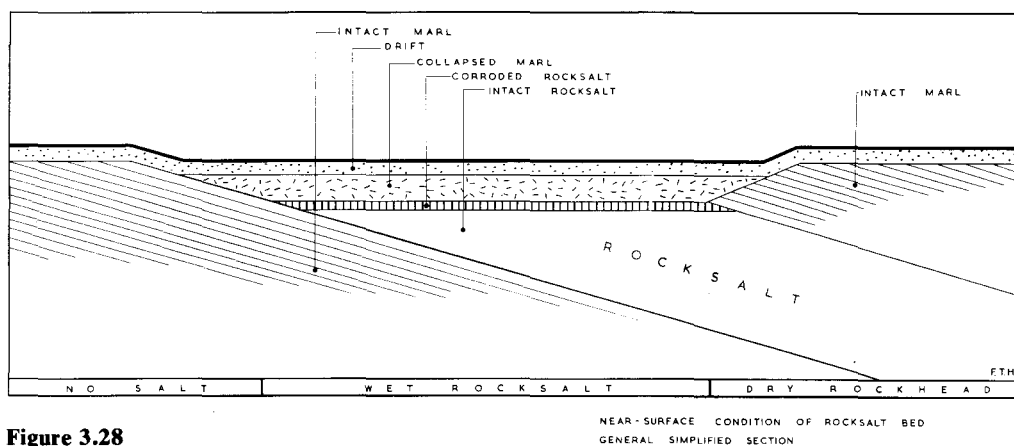


Figure 3.28

Commercial abstraction of the salt and brines has continued since Roman times and in 1968 some 2.2 million m³ of saturated wild brine was pumped from the wet rockhead and 17.7 million m³ of brine was formed by controlled solution of the dry rockhead. Mined rocksalt exceeded 1 million tons. No subsidences are currently attributed to salt mining and controlled solution in the dry rockhead has not caused subsidences.

The major subsidences which occur in the saltfield are related to the loss of support when rocksalt is dissolved by undersaturated groundwaters (Calvert, 1915, Collins, 1971, Sherlock, 1921). Thus subsidences are confined to the wet rockhead areas of the saltfield. Freshwaters can float with a sharp interface (less than 10 m) on the dense saturated brines. The solution of the rocksalt itself produces a dense brine and unless the circulations of the groundwater are vigorous the dense brine becomes saturated and forms a protective envelope around the rocksalt. Thus further solution is inhibited. This density layering of groundwater fluids appears to be a fundamental factor in the development of rocksalt solution and apparently has no counterpart in limestone solution where the density contrast of the groundwaters is less marked.

The subsidence features which develop at the ground surface represent a series of landforms at differing stages of maturity, and range from juvenile craters 10 m to 200 m in diameter, linear hollows 60 m wide, 5 km long and 12 m deep to mature regional depressions 2.5 km² in area (Howell, Jenkins, 1976). The distribution of these features appears to reflect the selective etching of the concealed upper surface of the saltbeds by aggressive groundwaters and reflects the interaction between hydrogeology and variations in the geological nature of the saltbeds.

The presence of saturated brines in extensively corroded wet rockhead salt zones suggests that a major change in the hydrogeological cycle occurred at some occasion. The O^{16}/O^{18} ratio (Crook et al., 1973) of wet rockhead brines shows that they have climatic affinities with the freshwater in the Triassic sandstone aquifers of the Cheshire Basin where 192 million m³ of water were raised in 1969, and these freshwaters and brines are believed to represent hydraulic intrusion below wetbase glaciers at the end of the Pleistocene glaciation when tunnel valleys were being cut in the bedrock surfaces.

These O^{16}/O^{18} ratios in the wet rockhead brines contrast with 'hot climate' ratios of intercrystalline connate brines from the dry rockhead. In the sandstone aquifers as much as 400 m of freshwater rests upon brines. The presence of dry rockhead in the saltfield at depths much

shallower than the brines in the aquifer is considered to be the consequence of the protective influence of the developing saturated brines which were resistant to displacement by the intruding glacial freshwaters. It is postulated that the final retreat of the glaciers would permit a rebound of the saturated brines into the cavernous wet rockhead.

The subsidence features which evolved during the Glaciations became partially unfilled with post-Glacial sediments as a period of hydrogeological stability developed.

However, the industrial revolution abruptly disturbed this equilibrium as the protective interface of saturated brine was displaced from the wet rockhead by widespread brine pumping from wells, bores and shafts and a new suite of subsidences was compounded upon the older subsidences. These newer subsidences have been a matter of very practical concern to surface users as lakes (meres) developed, agricultural drainage became impaired and structural damage to roads, railways, canals and buildings ensued. It is considered that the rate of subsidences in the future will be influenced not only by natural perturbations of the saturated brines enveloping the rocksalt beds, but also by any man-made disturbances in the hydrogeological system. Clearly any decline in wildbrine pumping rates would reduce the rate of subsidence development but some man-made disturbances may occur and natural regional variations, even if they are of a gentle nature, may persist. Thus further developments of Salt Karst are expected and active research is progressing to not only understand the mechanism of subsidences, but also into their prediction and control.

References

- Calvert A. F., 1915 – Salt in Cheshire. London
- Collins J. F. H., 1971 – Salt: A policy for the control of salt extraction in Cheshire. Cheshire County Council.
- Crook, J., Howell, F. T., Sedgwick R. D., 1973 – Variations in Stable Oxygen Isotopes from Groundwater in the Cheshire Basin. Water and Water Engineering June pp. 220-221.
- Howell, F. T., Jenkins, P. L. 1976 – Some aspects of the subsidences in the rocksalt districts of Cheshire, England. I.A.H.S. International Symposium, Anaheim, U.S.A. Publication 121 pp. 507-519.
- Sherlock, R. L., 1921 – Rocksalt and Brine. Memoir Geological Survey Great Britain Mineral Resources Report No. 18.

INTEGRATION OF HELIUM AND TRITIUM SURVEYING FOR MAPPING OF THE POTENTIAL DEVELOPMENT OF KARST

by V. S. Kovalevsky and V. L. Zlobina
(Water Problems Institute USSR Academy of Sciences, Moscow)

Extensive groundwater withdrawals considerably alter aquifer balances. The lowering of the piezometric surface below river and groundwater levels causes an influx of invading waters into exploited aquifers. In carbonate rock aquifers, this results in active development of karstic processes and sinkholes where karst had not been previously detected or in areas of buried karst. The intensity of karstification depends on the volume of river and groundwater flow and the routes of the most intense movement of water. Forecasting possible karst development in space and time is dependent on the success of establishing mixed water origins and the correlative components.

In the water recharge area of the Moscow artesian basin, helium and tritium surveys were used to distinguish between the similar mixed river, unconfined and confined groundwaters. It has been established that the concentration of helium in groundwater increases with depth (Kunin and others, 1974). Thus, anomalously high helium concentrations within the study aquifer indicates an influx of water from lower aquifers via faults, fissures, lithological „windows“, or leakage through semipermeable layers influenced by exploitation. Anomalously low concentrations of helium indicate an intensive influx of surface and unconfined ground waters.

Tritium concentrations, on the other hand, decrease with depth and toward groundwater discharge areas; so that high concentrations indicate surface water influx as well as average groundwater ages (V. V. Romanov and other, 1975).

For mapping the helium concentration distribution, all the existing wells in the area were tested. Tritium concentrations were determined only where abnormal helium values were found, to determine any correlation between the elements' concentrations.

The developed Middle Carboniferous aquifer, 40-150 meters thick in the study area, is overlain by Quaternary, Jurassic, and Upper Carboniferous sediments. Values of helium concentrations showed a wide range in variations registering from 5×10^{-5} ml/l to 90×10^{-5} ml/l. Tritium concentrations found in the same aquifer varied from 7.8 to 104 tritium units. The maximum tritium value observed in the groundwater approaches the concentrations found in river water, thus indicating the great extent to which river water steadily recharges the aquifer.

A correlation was found between the concentrations of helium and tritium. It is demonstrated by the equation

$$y = Ax^2 + Bx + C$$

where $A = 0.014$, $B = 1.74$ and $C = 55$ (figure 3.29).

Irregular distributions of helium concentrations in the aquifer were noted due to the complex relationships of the mixing river, unconfined and confined groundwaters; thus, a computer was employed to map the surface trends to determine the helium field distribution tendencies. The surface trends were approximated by polygons of the 6th and 7th order, as described by G. M. Velikina, 1976.

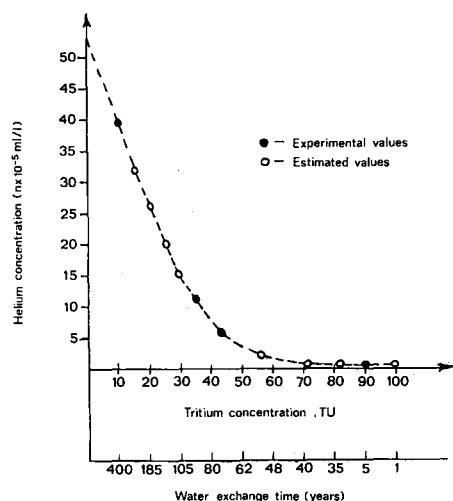


Figure 3.29 Relation between helium and tritium concentration and groundwater exchange rate

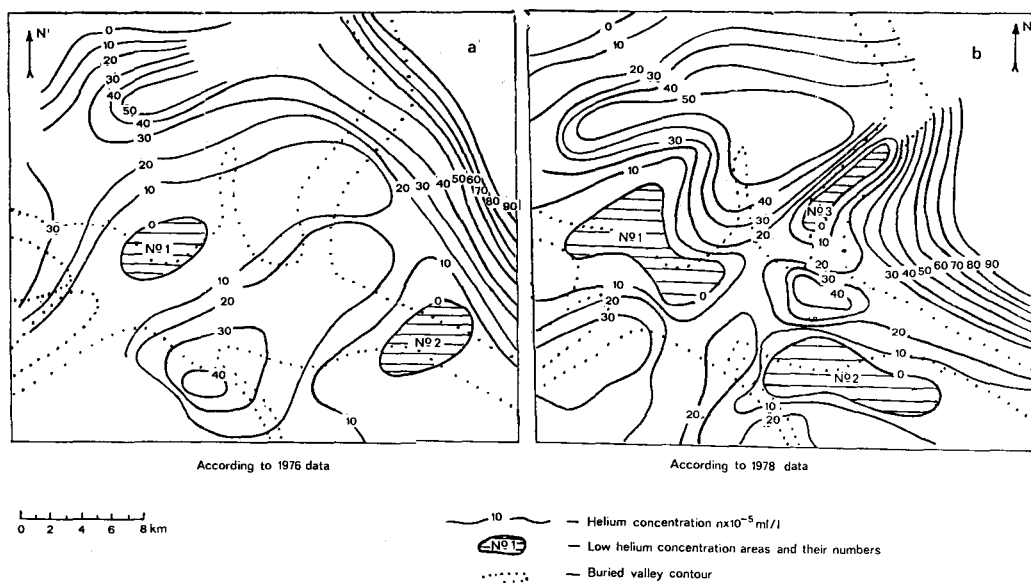


Figure 3.30 Helium concentration distribution in a Middle Carboniferous aquifer

The plotted map (figure 3.30 a) clearly shows the helium anomalies extending from the newly formed recharge areas (rivers) to the centers of the cones of depression. Repeated mapping resulted in the broadening of these anomalies and the appearance of a new one (figure 3.30 b, No. 3). This indicates continued development of the water mixing process and the potential for development of karst with time.

V. V. Romanov and I. K. Morkovkina (1975), determined tritium concentrations and its effects on helium concentrations, which permitted the plotting of groundwater ages as an indirect indicator of karst development.

It should be noted that in the area of the most distinct anomaly, No. 1, sink holes have already appeared, which confirms the effectiveness of the method used. Understanding the regularities of karst development under human influence allows for planning preventive measures to control the process and possibly eliminate the effects.

References

- Kunin, V. N., Ereemeev, A. N., Kovalevsky, V. S., and Yanitsky, I. N., 1974 – Studies of artesian water movement using natural and technogenic helium. Congrès de Montpellier, France, T. K., 1, Communications.
- Romanov, V. V., and Morkovkina, I. K., 1975 – The use of natural tritium for ground water studies. In: Radioisotope methods in hydrogeological studies (in Russian).
- Velikina, G. M., Ogilvy, N. A., and Krass, M. S., 1976 – Modelling of hydrogeological conditions of a territory on the basis of physical and geological fields by polygons. Water Resources, No. 1.

3.18

KARST INDUCED SUBSIDENCE IN THE CHATTANOOGA-ROSSVILLE AREA, HAMILTON COUNTY, TENNESSEE AND WALKER COUNTY, GEORGIA

by Robert L. Wilson *

Headlines in the **Chattanooga Times** for July 8, 1978, read „Sinkholes from Industrial Wells Pose Problem“. Recently the Chattanooga City Commission was informed that serious subsidence problems from sinkholes could arise if the city did not move to regulate the pumping of water from industrial wells in the area. Active subsidence had occurred at several locations in this area and the purpose of this study was to determine the nature, cause and extent of the problem.

The Chattanooga, Tennessee-Rossville, Georgia area, in the extreme edge of southeast Tennessee and northwest Georgia (fig. 3.31) is situated in the intensely folded and thrust-faulted Valley and Ridge Province of the Southern Appalachians. This marginal fold belt is composed of Cambrian through lower Mississippian limestone and dolomite overlain by sandstone and shale units whose composite thickness is over 6000 feet (1829 meters). These rocks were folded, fractured, uplifted, and subjected to erosional processes that produced a series of northeast trending ridges and valleys. The geology is exposed as parallel bands of rocks which trend northeast and are parallel to a series of imbricate thrust faults.

The Tennessee River which is the principal control of drainage in the area flows in a westerly direction along the northern boundary of the study area, then turns to flow southerly adjacent to a portion of the western boundary.

Unconsolidated alluvium found along the streams in the area is principally composed of clay, silt, and scattered rock fragments averaging approximately 3 to 6 feet in thickness (1-2 meters) and thus does not constitute an important source of groundwater.

The residuum which generally lies on top of the limestone and dolomite bedrock in the area may range from a few feet to over 150 feet (46 meters) in thickness. Over the limestone, the residuum is composed of clay, usually of very low permeability, and hence has a low water yield; however, over the dolomites of the Knox Group, it contains large angular rock or chert fragments and normally will yield water sufficient for domestic purposes. The most productive water zone appears to be at the contact of the residuum and the underlying bedrock.

The amount of water available from wells in limestone or dolomite is dependent upon the number and size of solution cavities and other openings encountered in drillings that are saturated with water. In the Chattanooga area these cavities are abundant in the first 250 feet (76 meters). In a survey of the area the average depth of 250 domestic wells inventoried was 140 feet (43 meters). Solution cavities are common in the limestone beds underlying the flood plains of the major streams in the Chattanooga, Tennessee area. Wells drilled close to large rivers or streams often obtain quantities in excess of 1000 gallons per minute (gpm). In some places, solution channels are interconnected with surface streams and under certain hydrologic conditions, river water flows directly into the aquifer supplying the wells.

A program of study was instigated to (1) provide the City of Chattanooga with detailed information on geology and hydrology, (2) delineate existing subsidence in the Chattanooga-

* UT Chattanooga
Chattanooga, Tennessee USA

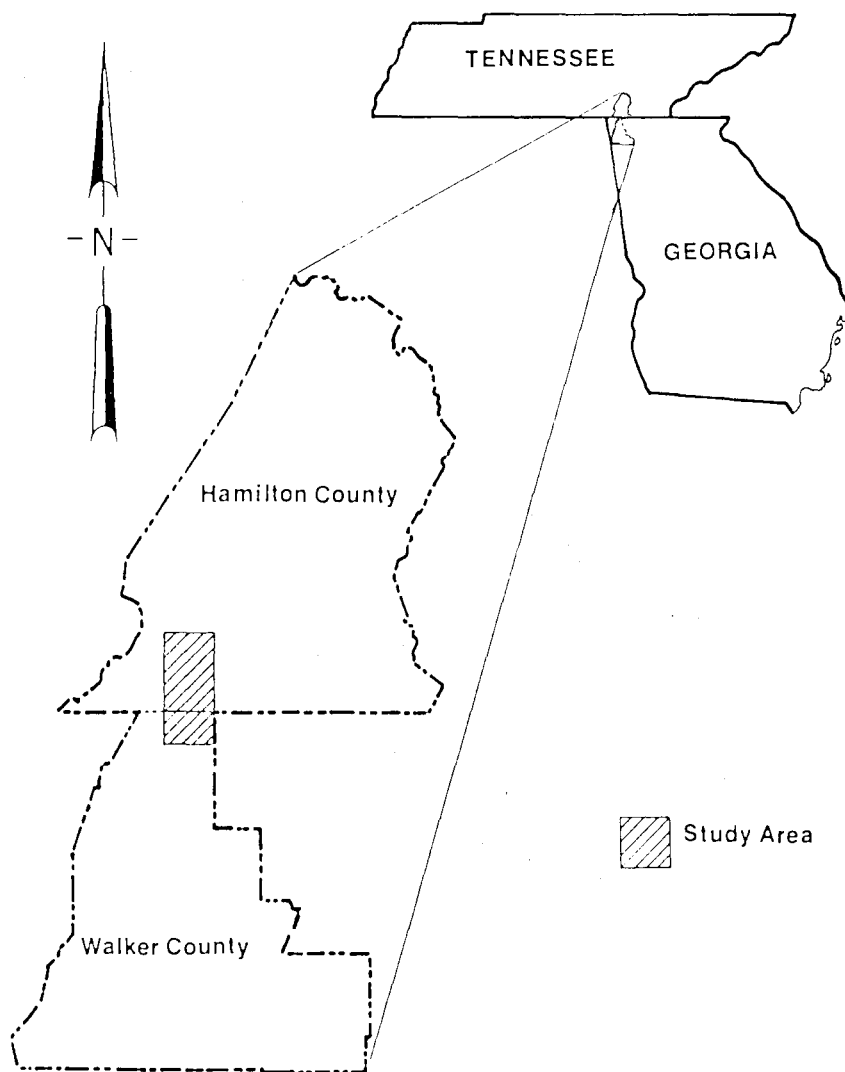


Figure 3.31 Location of Study Area

Rossville area, and (3) define potential areas of future subsidence. A geologic map was prepared along with an inventory of all subsidence features and wells. Data on groundwater withdrawals, precipitation, and stream flow characteristics and their relation to the development of sinkholes was obtained.

To determine the extent of groundwater fluctuations in the area, information was obtained from three monitor wells which were drilled and from an existing well at one location. Located within 3000 feet (1211 meters) of existing industrial wells, all four wells were instrumented with Stevens Type F recorders for water table observation to relate water level fluctuation to pumpage. Hydrographs for observation wells showed fluctuations in water levels up to 50 feet (15 meters). Sharp peaks in the hydrographs indicated that the pumping was so intense on occasion that the water table never fully stabilized until the next stage of drawdown or recovery (Figure 3.32).

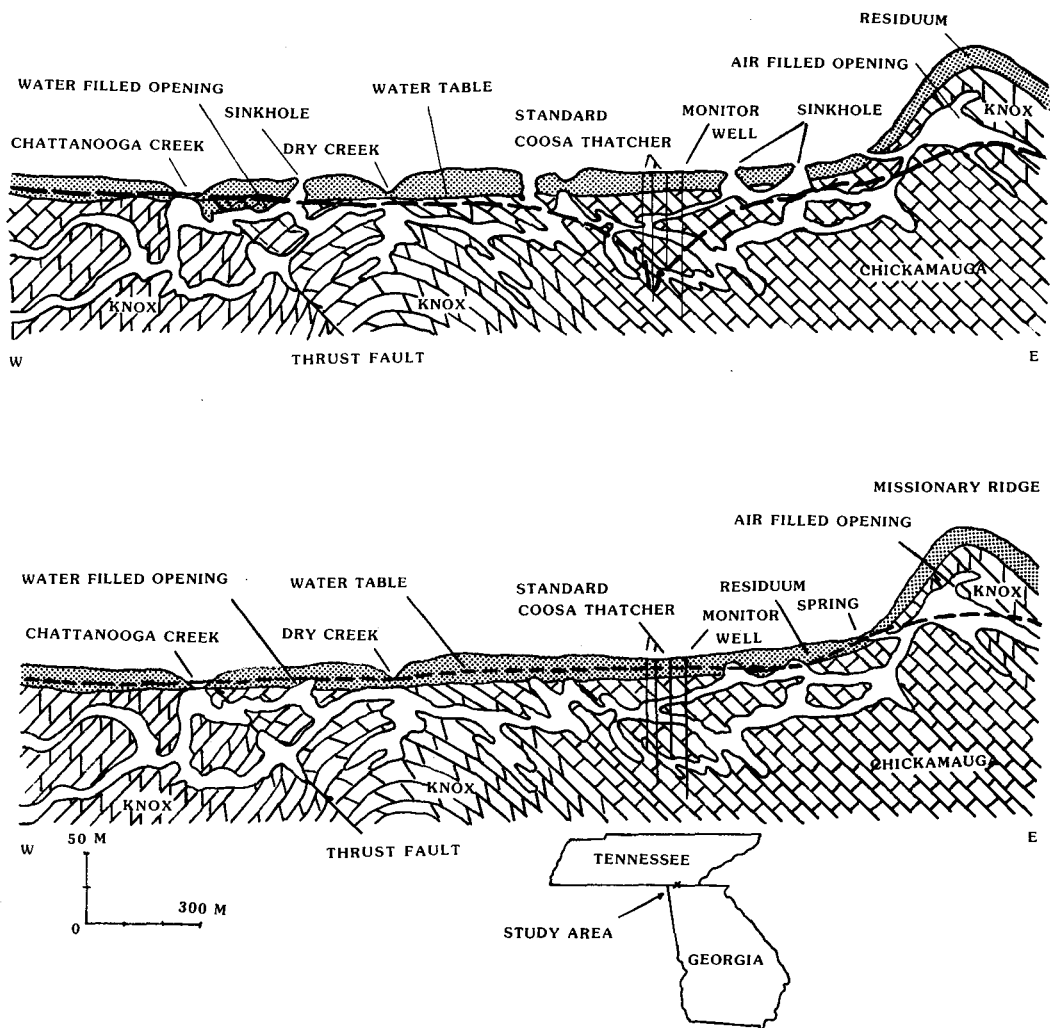


Figure 3.32 Schematic cross section of Chattanooga-Rossville area with geologic and hydrologic conditions after and before pumping.

As a result of this study it was possible to delineate certain low lying areas covered by unconsolidated material and underlain by soluble limestone. If, in the same area, large industrial wells exist, the heavy pumping will induce large ground water fluctuations which increase the potential for induced sinkhole development and collapse.

The total cost of this study was \$ 33,000. The major portion, \$12,000, went for the drilling of the monitoring wells.

As a direct result of the study the Chattanooga City Commission has adopted a series of regulations to license, meter, and monitor all large industrial wells. In this way the city of Chattanooga can determine and regulate the amount of groundwater fluctuation in the areas which tend to exhibit a high potential for collapse.

FLOOD HAZARDS IN KARST TERRAIN: LESSONS FROM THE HURRICANE AGNES STORM

by Elizabeth L. White and William B. White

(Materials Research Laboratory
The Pennsylvania State University
University Park, Pennsylvania 16802)

Frequently in the Appalachian karst the major streams remain on the surface while the tributaries are diverted to underground routes, with the water reappearing in the surface drainage through large limestone springs.

Given this situations, we can consider what happens to a flood pulse moving through a carbonate terrain. The rapid influx of water into the surface drainage system is modified in two ways. The sheetflow is, in part, diverted to the subsurface through the internal runoff. Tributaries arising on nonkarstic borderlands around the limestone region are also diverted to the subsurface through swallow holes. The net result is a muting or damping of the flood pulse. This occurs because the residence time of the water in the subsurface drainage system is longer than the residence time of water in the surface stream network. The typical response time of a well-developed karstic conduit drainage system is a few days to several weeks.

The flood damping resulting from the karstic portion of a drainage basin is reflected in the flood hydrograph which tends to have a lower peak value and a somewhat more drawn out recession limb than hydrographs for an equivalent drainage basin without the karstic component. This, of course, assumes that the return of the subsurface water to the surface drainage through springs occurs upstream from the gauge point where the flood is being observed.

The phenomenon effect is one of temporary storage of a portion of the flood runoff in the normally dry caverns in the underlying conduit system (White and Reich, 1970).

Extreme Value Floods

Now consider what happens when an exceptionally high rainfall produces a long return period flood that reaches a carbonate drainage basin. The underground drainage system, has a finite storage and water-carrying capacity. The extreme flood completely fills the subsurface storage system and the swallow holes back up. Surface streams which are normally diverted to the underground return to surface routes whether there is any surface channel or not.

In a well-developed karst area, if the surface stream is underground during normal floods, the old channel downstream from the swallow hole might become completely degraded, grown over, and all trace of channel can be lost. In a developed or urbanized area the presence of the abandoned water course might not be recognized and various structures — houses, buildings, or streets — might be constructed directly over the route of the old drainage channel. When the rare event of an extreme flood happens, the spillover water has no available channel and must carve a new route directly through whatever might have been constructed in its path. There is thus the peculiar situation what while a moderate flood might be less severe in a karstic basin, a large flood might do more damage than in a nonkarstic basin.

The Agnes Flood

Hurricane Agnes swept through Central Pennsylvania on June 22-24, 1972. The storm followed a west-to-east path across Centre County, Pennsylvania, stopped over Scranton and then retracted its route giving an unprecedented 250 mm of rainfall in a 24-hour period. Depending on whether the actual flood was used in the calculation or not, the flood runoff in Central Pennsylvania corresponded to either a 130-year flood or a 1000-year flood.

The Pleasant Gap Washout

The case in point is the small town of Pleasant Gap, Centre County, Pennsylvania, population ~2000 (Figure 3.33). A 7.2 km² catchment area exists on Nittany Mountain to the south in an upland drainage basin underlain by upper Silurian shales and sandstones. The runoff from the upland catchment flows northward as Gap Run and sinks, under normal conditions, in a large swallow hole at the contact with the upper Ordovician Champlainian limestones near the eastern edge of the village. The water rises in a series of springs at the head of Logan

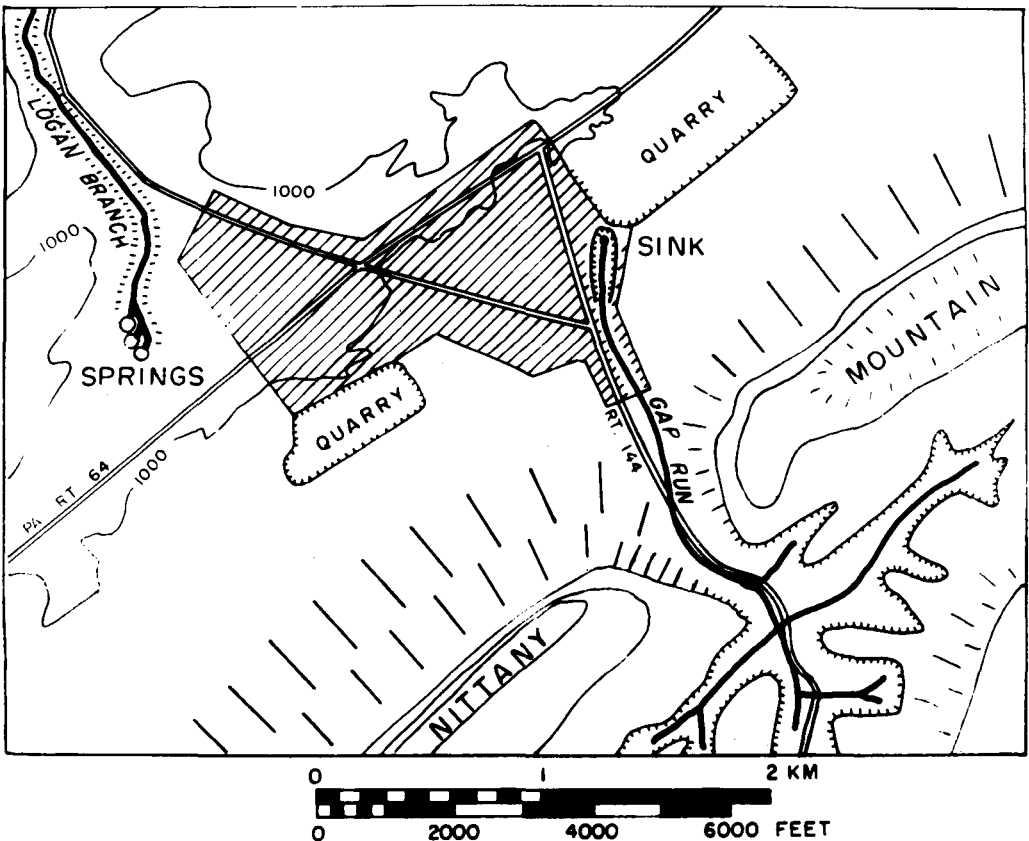


Fig. 3.33 Sketch map of the Pleasant Gap Area, Centre County, Pennsylvania, showing the relation of sinking stream and springs to the village. The cavernous limestone extends southwest to northeast as a band parallel to Highway 64. Southeast of the limestone outcrop, the region is underlain by Upper Ordovician and lower Silurian shales and sandstones. The northwest part of the area is underlain by relatively less cavernous middle Ordovician dolomites.

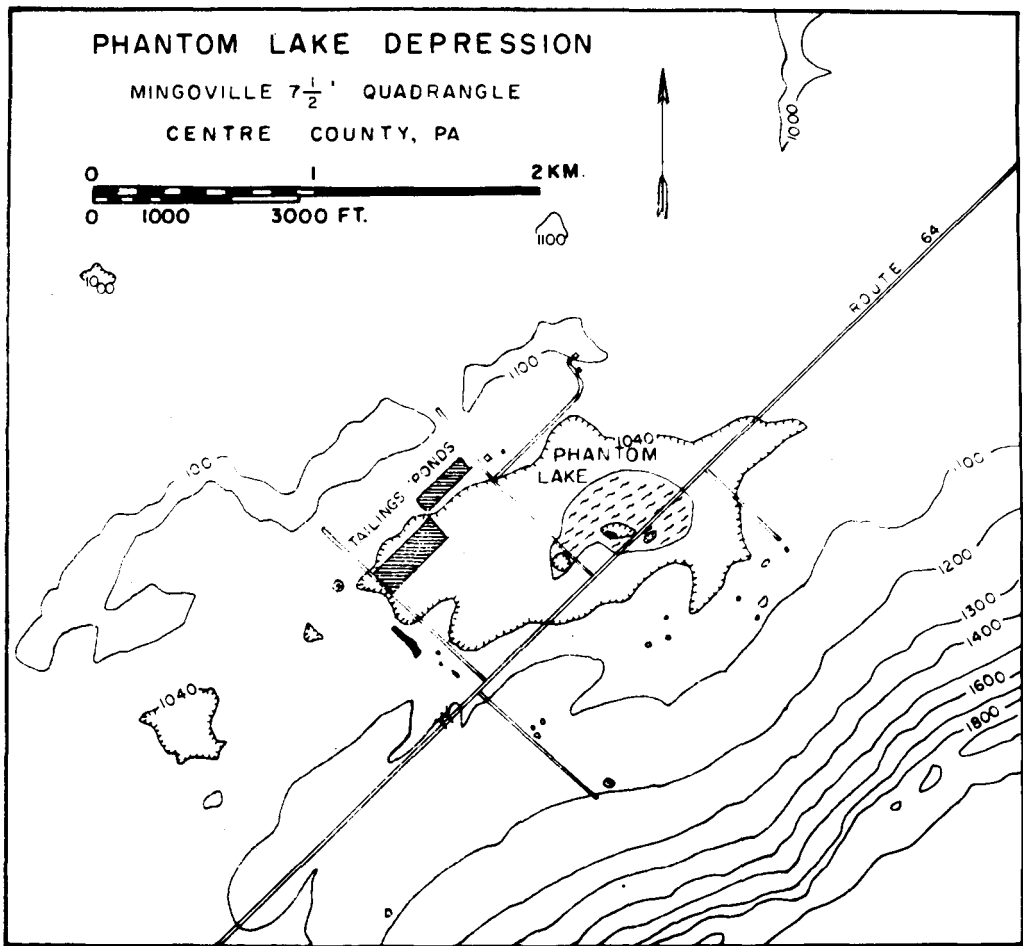


Fig. 3.34 Map of Phantom Lake showing the perimeter of the closed depression and the area that flooded during the Hurricane Agnes storm. From U.S. Geological Survey Mingoville Quadrangle.

Branch near the northwestern corner of the village. There is no trace of surface channel downstream from the swallow hole and much of the village is built in the topographic low, demarked by the 1000 foot contour on Figure 3.33, that slopes down to Logan Branch. A portion of Pennsylvania Highway 64 crosses the topographic low with no bridge or culvert. Baseball fields, buildings, and other structures have been placed directly along the route.

The runoff from the Hurricane Agnes rainfall came down the gap, completely overwhelmed the swallow hole, and spilled over onto the surface. It created a short-term overland flow from the swallow hole, through various buildings, utilizing some of the village streets, then eventually made its way to the head of Logan Branch. The spillover did a considerable amount of damage. Parts of streets were washed out, foundations were damaged, and various garages and outbuildings that had been placed directly in the path of the flood were washed away or severely damaged. The flood spilled over Highway 64, closing it for some time, and did some damage to the roadbed.

Phantom Lake

The capture of the internal runoff from an extreme value flood into the subsurface drainage has another effect. The groundwater levels in the conduit system rise abruptly. The drain channels of sinkholes reverse their flow and water flushes up to the surface, filling the closed-depressions and transforming them into small lakes. Figure 3.34 shows this aspect of the Agnes flood. About 6 km to the northeast of Pleasant Gap is a large, rather shallow, closed depression approximately 3 km in diameter. It is a broad rolling area of farmland. In the lowest parts of the depression are a number of sinkholes 10 to 20 meters in diameter. During the Hurricane Agnes storm rapid runoff from Nittany Mountain brought up groundwater levels and water backflooded up through the sinkholes. The water in the depression rose until a lake was created nearly 1 km in diameter with a depth of 10 to 20 meters. The lake covered Highway 64 to a depth of 1-2 meters and forced the closing of the Highway for a number of days. There was extensive damage to farm crops and the edge of the lake lapped several farm buildings scattered around outside the perimeter of Phantom Lake.

Water levels remained high for some weeks and there was water standing in the bottoms of some of the sinkholes for as long as a month after the flood.

Conclusions

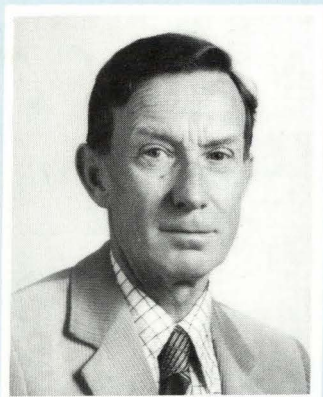
Remedial action for the two situations illustrated here lies in recognizing the circumstances. The concept of a floodplain has to be modified somewhat. Land use planners should recognize the existence of major swallow holes. Ground downslope from the swallow holes should be treated as a floodprone area in spite of the self-evident observation that these areas might have no surface streams.

It is necessary to recognize closed depression features, which might or might not show up adequately on topographic maps. The smallest mapped closed depressions are those whose depth is greater than one contour interval, which on most topographic maps in the United States is 20 feet (6 meters), and there is good field evidence for broad shallow swales or sinkholes with overall depths less than a single contour interval. Such areas should also be identified as part of land planning or zoning and their potential for flooding (as well as risks of subsidence) evaluated.

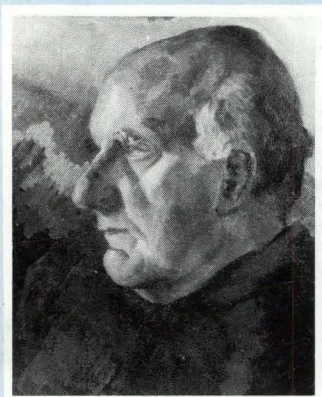
These land-use risks are well-known in karst regions. The significance of these events in Central Pennsylvania is that the terrain is a very subdued karst. The hazards are not in evidence in years of normal precipitation. It is only during exceptionally large storms that the exceptional hazards of the karst make their presence known in a dramatic fashion.

Reference

White, Elizabeth, L. and Brian M. Reich, (1970) – Behavior of annual floods in limestone basins in Pennsylvania. *J. Hydrol.* **10**, 193-198.



A. Burger



L. Dubertret (†)

For many years the International Association of Hydrogeologists maintains a commission which concerns itself with the hydrogeology of karstic terrains. In this commission hydrogeologists of many countries pursue the aim with their work to summarize precisely the worldwide results of the theoretical and practical research in this field as well as their practical application and to bring them within the reach of a great interested group of geologists and water economists.

The first volume with the theme hydrogeology of karstic terrains was published in 1975 and was out-of-print within a short time. The consecutive volume with the first case histories published with the financial assistance of the UNESCO is submitted herewith to the public; it comprises three chapters.

Chapter 1: 21 sections dealing with the evaluation of water resources.

Chapter 2: 21 sections dealing with the winning and utilisation of water of water containing karstic terrains.

Chapter 3: 19 sections dealing with environmental problems in karstic terrains.

The text partly written in English and partly in French is adequately illustrated with numerous pictures. An access to the international and regional literature is made possible, as authors are quoted in the different sections.

ISBN 3-922705-05-7

Verlag Heinz Heise GmbH, P.O.B. 2746, D-3000 Hannover 1 (West-Germany)