

Nouvelle solution analytique pour l'étude de l'interaction hydraulique entre les tunnels alpins et les eaux souterraines

JEAN-CHRISTOPHE MARÉCHAL^{1,2} et PIERRE PERROCHET³

Mots clés. – Eau souterraine, Tunnel, Alpes, Haute montagne, Solution analytique, Modélisation

Résumé. – La solution analytique dite du « puits artésien » développée par Jacob et Lohman [1952] est appliquée au contexte des tunnels profonds en haute montagne pour modéliser la décroissance en fonction du temps du débit des venues d'eau. La comparaison de la solution avec un modèle numérique démontre sa validité durant les premiers instants après le percement du tunnel. Ensuite, les conditions aux limites supposées dans la résolution du cas analytique – milieu infini – ne sont plus conformes à la réalité. Les simulations numériques effectuées montrent que la durée de validité de la solution de Jacob et Lohman est notamment inversement proportionnelle à la diffusivité hydraulique du massif. Les résultats de ces simulations permettent de scinder la décroissance du débit des venues d'eau en deux phases distinctes : la première phase correspond à la période de validité de la formule de Jacob et Lohman. Elle est caractérisée par l'extension d'un cône de rabattement autour de l'ouvrage après percement. Durant la seconde phase, le cône de rabattement atteint les limites physiques de l'aquifère (latérales et supérieure) et les débits décroissent plus rapidement suite à la décroissance des potentiels hydrauliques aux limites. Sous réserve du peu de données disponibles, ce type de comportement a été mis en évidence dans les Alpes aux tunnels du Simplon et du Mont-Blanc. Dans la seconde partie de l'article, un abaque paramétrique est présenté, permettant d'évaluer, après le percement d'un tunnel, le temps nécessaire pour qu'un rabattement donné soit atteint en un point défini du massif. Bien que négligeant les effets de limites mis en évidence dans la première partie de l'article, cet abaque permet néanmoins de mettre en évidence la grande inertie, à cette échelle d'observation, des aquifères en massifs montagneux. Il peut être appliqué à la détermination du temps nécessaire pour que l'effet hydraulique du tunnel soit mesurable en surface et dès lors étendu au dimensionnement des campagnes de surveillance des sources lors du percement d'un ouvrage souterrain. Cet abaque démontre l'influence de la géométrie du tunnel (rayon, profondeur) et des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère (diffusivité, hauteur de la nappe) sur la durée nécessaire des campagnes de surveillance. Celles-ci devraient être ajustées au cas par cas en fonction du contexte de l'ouvrage souterrain.

New analytical solution for the study of hydraulic interaction between Alpine tunnels and groundwater

Key words. – Groundwater, Tunnel, Alps, High mountain, Analytical solution, Modelling

Abstract. – The present paper addresses two major problems encountered during tunnel drilling and related to the hydraulic interaction with surrounding groundwater bodies. The first one is the prediction of water discharge into the tunnel, as a function of the geometric and hydrogeological data. The second problem is related to the assessment of the draining effects on surface waters (springs, lakes, wetlands). Surface monitoring campaigns are costly and evaluating their duration is a sensitive question. Both problems are tightly related and depend on aquifer dynamics. It is shown that in a geological context with steeply dipping structures, nearly vertical, inducing series of aquifers and aquicludes such as in the Alps, the drainage of the aquifer by the tunnel can be modelled by the analytical solution of Jacob and Lohman [1952] for artesian wells. First developed for horizontal, confined unsteady flow towards a vertical well with constant drawdown, it is adapted here to a horizontal tunnel by a rotation of $\pi/2$. The main difference between this solution and more classical Theis' solutions is that a constant drawdown condition replaces the constant discharge rate condition. Hence, a relation is obtained for the time-dependent discharge rate $Q(t)$ detected at the tunnel after drilling, as a function of aquifer transmissivity (T), storage coefficient (S), initial drawdown (s_0) and tunnel radius (r_0). This analytical solution is compared to a finite-elements model simulating a draining tunnel in a simplified 2D vertical cross-section. The comparisons show that the decay of the tunnel discharge can be divided into two periods. During the first period, radial drawdown develops around the tunnel and there is excellent match between analytical and numerical results. Tunnel discharge results from the decompression of rock and water (storage effects) as a response to the sudden initial drawdown at the tunnel location. During the second period, the drawdown cone reaches the aquifer limits (lateral and upper) and numerical discharge rates decrease faster than analytical rates because of hydraulic heads decline at the aquifer limits. In the Alps, such trends were observed for the discharge rates into the Simplon and Mont-Blanc tunnels, and the analytical solution of Jacob and Lohman [1952] was applied to the first discharge period to evaluate aquifer transmissivity and

¹ Laboratoire de Géologie (GEOLEP), Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 1015 Lausanne, Suisse.

² BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), Service EAU, Unité RMD, 1039 rue de Pinville, F-34000 Montpellier, France – Adresse de correspondance : BRGM – NGRI Indo-French Centre for Groundwater Research, NGRI, Uppal Road, 500 007 Hyderabad, India, Tel : + 91 40 715 80 90, Fax : + 91 40 717 15 64, marechal@satyam.net.in

³ Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland, Tel : + 41 32 718 25 77, Fax : + 41 32 718 26 03, pierre.perrochet@unine.ch

Manuscrit déposé le 26 avril 2002 ; accepté après révision le 16 mai 2003.

storage coefficients. As indicated by the simulations, and corroborated by field observations, the analytical solution is only valid during a first period after tunnel opening, the duration of which scaling with the inverse of the aquifer diffusivity (T/S). In the second part of the paper, dimensionless type-curves are presented to enable rapid evaluation of the time where a given drawdown is observed at a given distance from the tunnel. Accounting for tunnel geometry (radius and depth) and aquifer parameters (T and S), these curves could for instance help in practice to determine when surface waters would start to be affected by a draining tunnel underneath. Although neglecting the boundary effects discussed in the first part of the paper, these type-curves demonstrate the great inertia of mountain aquifers, and could be used to adjust the duration of surface monitoring campaigns according to the specific tunnel/aquifer settings.

INTRODUCTION

Lors du percement des grands tunnels alpins, l'interaction de l'ouvrage avec les eaux souterraines se manifeste de diverses manières. Certaines sont préjudiciables à l'ouvrage et à sa réalisation : altération du revêtement par les eaux agressives [Keller *et al.*, 1987], venues d'eau de gros débit [Guichonet et Bernieri, 1966 ; Keller et Schneider, 1982 ; Jansson 1979], arrivées d'eau chaude entravant l'avancement des travaux [Bianchetti *et al.*, 1993]. D'autres le sont pour l'environnement : vidange des nappes aquifères, baisse de leur niveau suivi du tarissement des sources environnantes, mise en relation de nappes aquifères au chimisme différent.

D'un point de vue spécifiquement hydraulique, la prévision du volume des venues d'eau et l'étude de l'impact du tunnel sur les sources lors de son percement constituent deux paramètres essentiels pour, respectivement, la détermination du coût de l'ouvrage et l'estimation de son impact sur le milieu naturel. Ils résultent tous deux de l'interaction hydraulique entre l'ouvrage et la nappe aquifère.

En dehors de la modélisation numérique seule apte à prendre en compte la géométrie particulière autour du front de l'ouvrage [Molinero *et al.*, 2002], les solutions analytiques de Goodman *et al.* [1965] en états permanent et transitoire sont abondamment citées dans la littérature [Domenico et Schwartz, 1990]. Elles constituent un premier outil d'analyse et permettent de calculer le débit des venues d'eau en tunnel moyennant la connaissance des caractéristiques géométriques de l'ouvrage et hydrogéologiques du massif (perméabilité, charge hydraulique au sein de la nappe...). Les perméabilités sont estimées grâce aux données recueillies depuis plusieurs décennies dans les divers ouvrages souterrains régionaux. La constitution d'une base de données sur les principales unités hydrogéologiques constituant par exemple les Alpes permet d'affiner le pronostic local avant réalisation de l'ouvrage [Maréchal, 1999]. Malheureusement, ces solutions reposent sur des hypothèses très restrictives, particulièrement la solution en mode transitoire qui assume notamment que la nappe possède une forme parabolique et que son rabattement a atteint le tunnel [Freeze et Cherry, 1979], hypothèse qui n'est vérifiée qu'après un temps donné et dans certaines conditions. Les développements ultérieurs de Galperin *et al.* [1993] ne permettent de résoudre cette difficulté que dans le cas permanent.

Alors que les premiers grands tunnels alpins ont été réalisés sans précautions particulières, les projets de tunnels actuels intègrent la prise en compte de l'interaction du tunnel avec le milieu naturel, notamment au travers du suivi des sources lors du percement du tunnel. L'objectif est de déterminer l'impact de l'ouvrage sur le régime hydrolo-

gique des sources. Une inconnue majeure est la durée à prévoir pour ces campagnes de mesures, parfois très coûteuses.

L'objet du présent article est double. Dans un premier temps, il s'agit de présenter une nouvelle solution analytique plus adaptée pour l'estimation du débit des venues d'eau en tunnel alpin ainsi que ses limites de validité. Dans un second temps, il s'agit de déterminer la durée nécessaire pour un suivi efficace des sources en surface lors de la caractérisation de l'impact de l'ouvrage. Les deux phénomènes sont intimement liés et dépendent de la dynamique de l'aquifère drainé.

SOLUTION ANALYTIQUE POUR LE DÉBIT DES VENUES D'EAU

Solution analytique de Jacob et Lohman

Dans un massif montagneux fortement tectonisé comme celui des Alpes, les études géologiques montrent que les structures aquifères (schistosité, fractures aquifères, corps sédimentaires) sont souvent très redressées, voire sub-verticales à verticales. Par ailleurs, elles sont généralement parallèles à l'allongement du massif et par conséquent perpendiculaires au tracé des tunnels qui relient les vallées de part et d'autre du massif. Ainsi, en simplifiant quelque peu, lors de son percement, un tunnel horizontal creusé « à travers bancs » rencontre une alternance d'aquifères séparés par des aquicludes sub-verticaux. Cette configuration hydrodynamique est très proche du cas d'un puits vertical rencontrant une succession d'aquifères séparés par des aquicludes horizontaux dans un contexte sédimentaire classique.

Dans la solution dite du puits artésien [Jacob et Lohman, 1952], la décroissance de débit résulte uniquement de la décompression du massif et, pour une moindre mesure, de celle de l'eau (effet lié au coefficient d'emmagasinement). A la place d'un débit constant imposé comme c'est le cas dans les solutions habituelles des puits (formules de Theis), un rabattement constant est imposé au puits.

L'équation différentielle gouvernant le flux transitoire, en écoulement radial circulaire 1D, est

$$\frac{\partial s}{\partial t} = \frac{T}{Sr} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial s}{\partial r} \right) \quad (1)$$

où $s(r,t)$ désigne le rabattement à la distance r de l'ouvrage et à l'instant t , T désigne la transmissivité et S le coefficient d'emmagasinement du massif. En admettant des conditions initiales hydrostatiques $s(r, 0)=0$ et un rabattement constant imposé à l'ouvrage $s_0=s(r_0, t)=H_0-h_0$, où r_0 est le rayon du tunnel, H_0 la charge hydraulique initiale et h_0 la charge hy-

draulique imposée à l'ouvrage à partir de $t=0$, la solution de l'équation (1), pour un milieu semi-infini $r_0 \leq r < \infty$, permet d'exprimer le débit à l'ouvrage par

$$Q(t) = 2\pi T s_o G(\alpha) \tag{2}$$

$$\text{avec } G(\alpha) = \frac{4\alpha}{\pi} \int_0^\infty x e^{-\alpha x^2} \left\{ \frac{\pi}{2} + \arctan \left[\frac{Y_0(x)}{J_0(x)} \right] \right\} dx,$$

$$\alpha = \frac{Tt}{Sr_o^2} \tag{3}$$

où α est un temps sans dimension, et J_0 et Y_0 sont les fonctions de Bessel d'ordre zéro, respectivement de première et de seconde espèce.

Pour $0 < \alpha < 1$, la fonction $G(\alpha)$ s'approxime avec une bonne précision par

$$G(\alpha) \approx \frac{1}{2} + \frac{1}{\sqrt{\pi\alpha}} \tag{4}$$

permettant ainsi d'appréhender aisément la décroissance des débits immédiatement après activation de l'ouvrage par

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -\frac{\sqrt{\pi T S} s_o r_o}{t^{3/2}}, t < \frac{Sr_o^2}{T} \tag{5}$$

Le cas du percement d'un tunnel horizontal dans un massif montagneux de structure verticale peut être assimilé, par simple rotation de 90° , au cas du puits artésien (fig. 1). Dans ce cas, le rabattement dans le tunnel $s_o = H_0 - h_0$, égal à la différence entre le potentiel hydraulique avant et après percement, correspond à la hauteur du niveau d'eau au-dessus du tunnel avant percement. L'épaisseur de l'aquifère e correspond à l'épaisseur drainée par le tunnel et est implicitement comprise dans les paramètres T et S .

La solution analytique néglige les écoulements non radiaux vers le front du tunnel, impliquant donc l'hypothèse que l'ouvrage est complet avec des écoulements principalement radiaux vers l'ouvrage. Ceci est généralement le cas dans le contexte structural particulier des Alpes ou, comme suggéré ci-dessus, une forte anisotropie du tenseur de perméabilité favorise les écoulements radiaux vers l'ouvrage creusé « à travers bancs ».

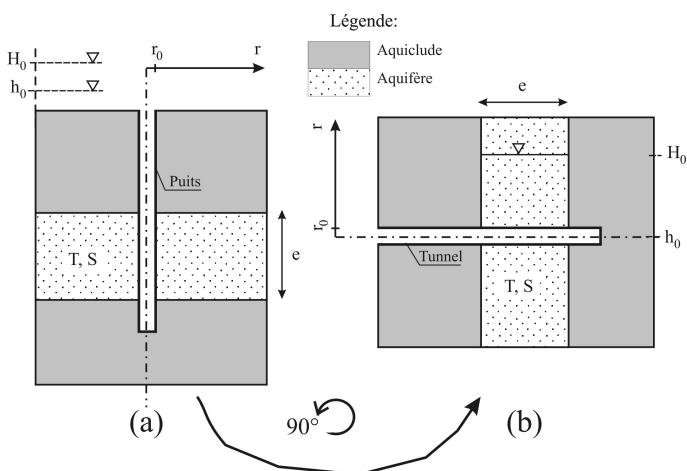


FIG. 1. – Analogie entre le puits artésien (a) et le tunnel horizontal (b).
 FIG. 1. – Analogy between the artesian well (a) and the horizontal tunnel (b).

Sensibilité de la solution analytique

L'équation (2) permet d'estimer l'évolution du débit drainé au tunnel $Q(t)$ [m^3/s] en fonction de sa profondeur sous la nappe s_o [m], de son rayon r_o [m], et des caractéristiques de l'aquifères T [m^2/s] et S [-], ou inversement, d'estimer la transmissivité du massif connaissant le débit mesuré au percement. Un test de sensibilité du résultat T aux différents termes de l'équation a été effectué. Le cas « médian » considéré est celui d'un tunnel (de rayon $r = 5$ m) percé dans un massif dont le coefficient d'emmagasinement vaut $S = 10^{-4}$ (épaisseur de la zone aquifère : $e = 10$ m et $Ss = 10^{-5} m^{-1}$), le niveau piézométrique de la nappe étant situé 1000 m au-dessus de l'ouvrage avec une mesure de débit le 1er jour. On admet que l'incertitude sur le rayon de l'ouvrage est de 10 %. tout comme celle sur les débits mesurés dans l'ouvrage. L'incertitude sur la hauteur du niveau piézométrique de la nappe est estimée à 20 %. Les données de débit sont prises le plus souvent à l'avancement : t est estimé entre 0,5 et 5 jours. Le coefficient d'emmagasinement est le terme sur lequel réside la plus grosse incertitude : un ordre de grandeur d'incertitude est envisageable.

Pour quatre des cinq termes (r , t , H_0 et Q), les erreurs sur les transmissivités calculées sont inférieures à 35 %. Seul le coefficient d'emmagasinement est à l'origine d'écart importants : rapport de l'ordre de 2 (fig. 2).

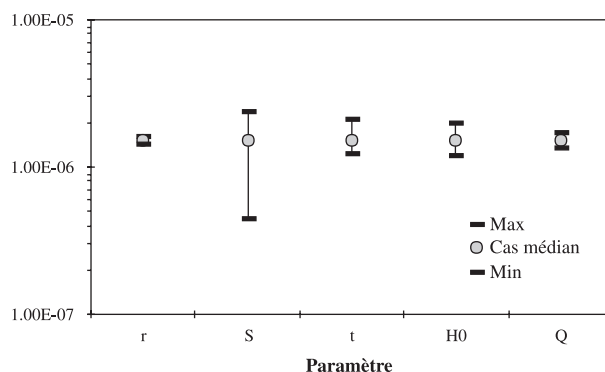


FIG. 2. – Variations des transmissivités calculées en fonction des incertitudes sur les différents termes de la relation de Jacob et Lohman.
 FIG. 2. – Variation of computed transmissivity according to uncertainties on various parameters of the Jacob and Lohman solution

La formule de Jacob et Lohman implique l'hypothèse que l'aquifère est infini, ce qui n'est pas vérifié dans la réalité. Les implications de cette hypothèse ont été analysées par simulation numérique.

Limites de validité et application de la solution analytique

Afin de vérifier l'adéquation de la méthode et de mettre en évidence ses limitations, une simulation des écoulements variablement saturés en coupe 2D verticale perpendiculaire à l'axe du tunnel (fig. 3) a été réalisée à l'aide du logiciel FEFLOW [Diersch, 1996 ; Diersch et Perrochet, 1999].

Le modèle consiste en un domaine carré ($L = 3500$ m) d'épaisseur unitaire ($e = 1$ m) dont toutes les limites sont imperméables (recharge nulle en surface). Les conditions

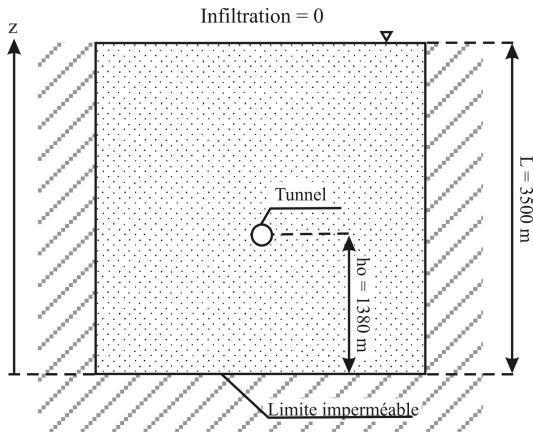


FIG. 3. – Simulation d’une coupe 2D verticale perpendiculaire à l’axe du tunnel

FIG. 3. – Simulated 2D vertical section perpendicular to the tunnel axis.

initiales sont celles d’une nappe hydrostatique ($H_0 = 3500$ m en tout point de l’aquifère) et l’effet drainant y est simulé par l’introduction instantanée de potentiels hydrauliques correspondant à l’altitude du tunnel (drainage à pression atmosphérique), soit $h_0 = 1380$ m, sur un cercle de rayon $r_0 = 15$ m. Le maillage contient environ 50000 éléments et est raffiné autour du tunnel au moyen d’éléments de taille décimétrique. D’un point de vue géométrique (altitude de la nappe, altitude du tunnel, rayon du tunnel), ce cas est comparable aux grands tunnels alpins comme celui du Mont-Blanc ($H_0 = 3000-3500$ m ; $h_0 = 1300$ m ; $r_0 = 7$ m).

Les débits de drainage transitoires simulés au tunnel (fig. 4) mettent en évidence l’existence de deux phases de décroissance bien distinctes, telles qu’illustrées en figure 4 pour $T=10^{-6}$ m²/s, $S=10^{-4}$ et une porosité de drainage de 10 %. Durant la première phase (phase 1, $1 < t < 1000$ j), les débits décroissent de manière régulière et les valeurs simulées numériquement sont très proches des valeurs obtenues avec la formule de Jacob et Lohman (équation (2)). C’est la phase de décompression du massif. Les quantités d’eau fournies le sont par l’effet de la baisse de pression

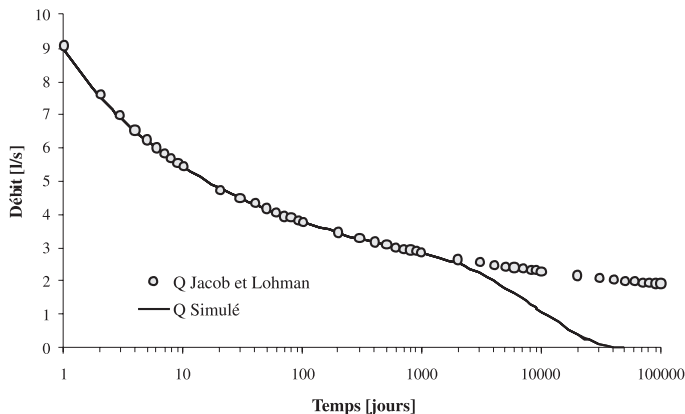


FIG. 4. – Débits simulés dans le tunnel. Comparaison avec la formule de Jacob et Lohman.

FIG. 4. – Discharge rates simulated in the tunnel. Comparison with Jacob and Lohman formula.

dans le massif suite au percement du tunnel provoquant la détente de la roche et de l’eau. Durant cette phase, le cône de rabattement progresse au cours du temps selon une géométrie parfaitement radiale et les potentiels hydrauliques en surface ne sont pas perturbés par l’ouvrage.

Dès l’apparition de la deuxième phase (phase 2, $t > 1000$ j), les débits simulés subissent une décroissance accélérée qui diverge alors significativement de celle de Jacob et Lohman. En effet, la formule de Jacob et Lohman suppose un aquifère d’extension infinie alors qu’en réalité la perturbation liée à l’activation de l’ouvrage atteint successivement un ensemble de limites déterminantes (limites imperméables, surface libre). Durant l’intervalle $1000 < t < 2000$ j, l’interface de saturation (soit la surface libre) à la verticale du tunnel enregistre notamment un rabattement de 110 mètres. On quitte dès lors les conditions d’application de la formule de Jacob et Lohman dès l’apparition de la phase 2 qui correspond à l’arrivée, en surface, de la perturbation liée à l’activation du tunnel en profondeur. Les débits enregistrés dans le tunnel tendent alors graduellement vers la valeur de la recharge imposée en surface, soit, dans notre cas, une valeur nulle.

Application de la solution analytique

Percé au début du siècle, le tunnel ferroviaire du Simplon a recoupé diverses nappes géologiques constituant le Penninque inférieur de la région du Valais suisse. De l’entrée nord-ouest en Suisse, le tunnel recoupe tout d’abord les schistes de l’unité de Sion-Courmayeur (fig. 5a). Il traverse ensuite les gneiss de la nappe de Berisal (2597 m) et ensuite les marbres de Veglia (1222 m) ou des venues d’eau importantes sont détectées. Le tunnel traverse ensuite les mica-schistes de la nappe de Lebedum (4267 m) très peu perméables avant de drainer les marbres de Tegiollo (94 m). Enfin, le tunnel traverse les gneiss de l’Antigorio sur 4325 m. L’alternance de nappes penniques plissées comportant des noyaux cristallins paléozoïques (principalement gneissiques) et des couvertures sédimentaires et métasédimentaires mésozoïques (roches carbonato-évaporitiques, marbres) conduit à une structure hydrogéologique assez particulière, en accord avec le schéma structural de la solution de Jacob et Lohman [1952] en tunnel.

Le tunnel routier du Mont-Blanc, perpendiculaire à l’orientation du massif, traverse celui-ci sous les Aiguilles du Midi et de Toule (fig. 5b). De l’entrée française (Chamonix), le tunnel recoupe sur 3100 m une série de schistes cristallins. Il traverse ensuite la masse granitique centrale sur environ 6775 m avant de pénétrer dans des terrains mésozoïques essentiellement carbonatés (1300 m). Les observations en tunnel montrent que les formations sont affectées en profondeur essentiellement de fractures subverticales [Baggio et Malaroda, 1962] distribuées en éventail telles qu’observées en surface [Bertini *et al.*, 1985] et orientées selon une direction parallèle à l’allongement du massif. Hormis de nombreuses venues d’eau associées à ces fractures, une zone fortement tectonisée au sein du granite, constituée de l’alternance de fractures sub-verticales très perméables et de panneaux imperméables [Maréchal, 2000] est le siège d’importantes venues locales d’eau.

L’orientation à travers bancs de ces deux tunnels par rapport aux structures géologiques est favorable à l’applica-

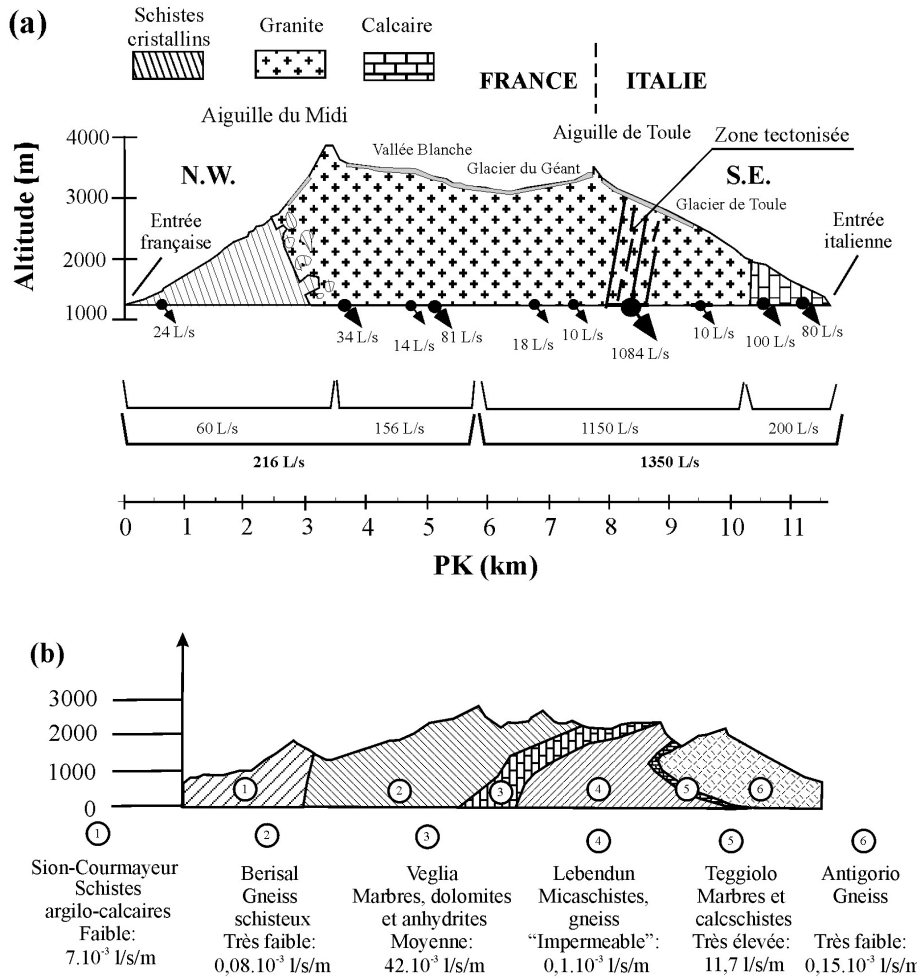


FIG. 5. – Contexte structural des venues d'eau dans les tunnels du Simplon (a) d'après Bianchetti *et al.* [1993] et du Mont-Blanc (b).
 FIG. 5. – Structural context of water inflows in the Simplon (a) after Bianchetti *et al.* [1993] and Mont-Blanc (b) tunnels.

tion de la solution de Jacob et Lohman sur les séries de débits disponibles.

Une venue d'eau ponctuelle dans le tunnel du Simplon a fait l'objet de mesures de débits [Schardt, 1905]. Située dans le massif gneissique de l'Antigorio à 15 889 m de l'entrée nord du tunnel, son débit était de $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$ le 23 juillet 1901, soit le premier jour. Il valait encore

$0,033 \text{ m}^3/\text{s}$ le 26 septembre 1901, soit après 66 jours. Des jaugeages effectués entre avril 1902 et juillet 1903, soit deux ans après le percement, indiquent qu'un état d'équilibre semble avoir été atteint entre $0,003$ et $0,005 \text{ m}^3/\text{s}$ en fonction des conditions de recharge (fig. 6a). La durée de la phase 1 est donc comprise entre 66 jours (deuxième mesure) et 255 jours (troisième mesure). Le manque d'information

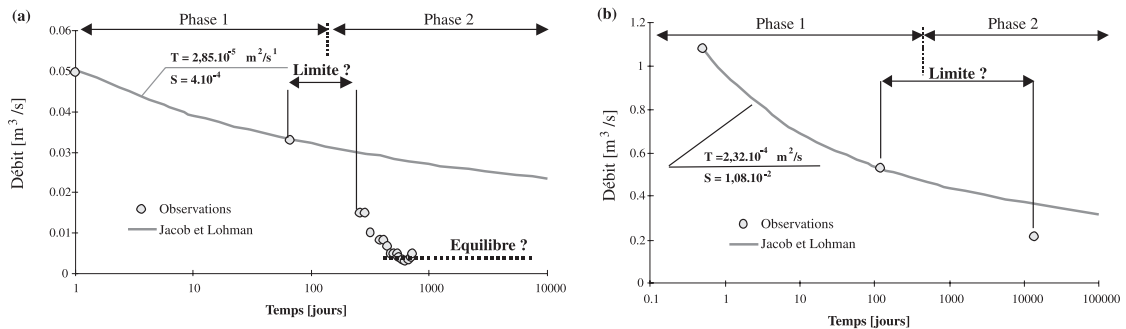


FIG. 6. – Débits observés dans les tunnels du Simplon (a) et du Mont-Blanc (b). Ajustement avec la formule de Jacob et Lohman.
 FIG. 6. – Discharge rates observed in the Simplon (a) and Mont-Blanc (b) tunnels. Adjustment with the formula of Jacob and Lohman.

entre ces deux points de mesure ne permet pas de préciser davantage cette durée. Toutefois, le décrochage des valeurs de débits observés par rapport à la solution analytique de Jacob et Lohman est bien visible dès la troisième mesure. L'application de Jacob et Lohman durant la phase 1 aboutit à une transmissivité de $2,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ et un coefficient d'emmagasinement de $4 \cdot 10^{-4}$. L'estimation de ce dernier est incertaine étant donné l'imprécision sur la connaissance du rayon de l'ouvrage. Il convient de préciser que l'incertitude sur la date exacte de la première mesure (24 heures ?) induit une incertitude sur les paramètres estimés. Lorsque les données sont disponibles, il est préférable d'utiliser des mesures au bout de quelques jours afin de réduire ces incertitudes.

Un suivi continu effectué récemment dans le tunnel du Mont-Blanc montre que le débit de l'ensemble des venues d'eau dans la zone fortement tectonisée située entre 3060 m et 3660 m mesurés à partir de l'entrée Sud ($e = 600 \text{ m}$) est maintenant stabilisé à environ $0,220 \text{ m}^3/\text{s}$, après quarante ans [Maréchal, 2000, fig. 6b]. Le débit initial était de $1,084 \text{ m}^3/\text{s}$ [Gudéfin, 1967] et $0,53 \text{ m}^3/\text{s}$ quatre mois plus tard [Baggio et Malaroda, 1962]. Ici encore le manque de données ne permet pas d'identifier précisément la durée de la phase 1 (fig. 6b), mais la valeur de débit observée à stabilisation est nettement inférieure à celle attendue dans les hypothèses de Jacob et Lohman. La transmissivité calculée vaut $2,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ (soit une conductivité hydraulique $K = 3,9 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ avec $e = 600 \text{ m}$) et le coefficient d'emmagasinement $1,1 \cdot 10^{-2}$, soit un coefficient d'emmagasinement spécifique $S_S = 1,8 \cdot 10^{-5} \text{ 1/m}$ ($e = 600 \text{ m}$), en accord avec des valeurs de l'ordre de 10^{-5} 1/m obtenues pas la Nagra dans les granodiorites du Grimsel [Hoehn *et al.*, 1990 ; Frick *et al.*, 1992] et de l'ordre de 10^{-6} 1/m dans les gneiss de la nappe d'Adula [Nagra, 1988].

Fautes de données disponibles, ces exemples d'application ne visent pas à déterminer précisément des paramètres hydrogéologiques (ceux-ci sont donnés à titre indicatif afin de démontrer que leur ordre de grandeur est cohérent) mais bien à illustrer les phénomènes de décompression et d'effets aux limites au travers du décrochage des débits après un certain temps. Une estimation précise des paramètres nécessiterait un suivi régulier des débits durant les premiers mois après le percement du tunnel.

La diffusivité hydraulique de l'aquifère est le rapport entre la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement ($D=K/S_S=T/S \text{ [m}^2/\text{s]}$). Dans le cas du percement d'un ouvrage souterrain, elle caractérise la vitesse de réaction de l'aquifère à la perturbation que constitue le percement du tunnel. Plus sa valeur est élevée, plus la nappe est dite « nerveuse ». Plus elle est faible, plus l'inertie de l'aquifère sera grande. Les effets de la diffusivité sont illustrés par différentes simulations du cas illustré à la figure 3 en faisant varier la conductivité hydraulique (fig. 7). L'influence de la diffusivité est particulièrement perceptible sur la durée de la phase 1 décrite précédemment, durant laquelle la formule de Jacob et Lohman est applicable. Lorsque la diffusivité diminue, la phase 2 de décroissance rapide des débits se manifeste plus tard. Le rôle de la diffusivité d'un aquifère sur la propagation de l'influence d'une perturbation est bien connu en hydrogéologie. Cependant, la grande taille de l'aquifère montagneux induit dans ce cas des durées des phénomènes extrêmement longues.

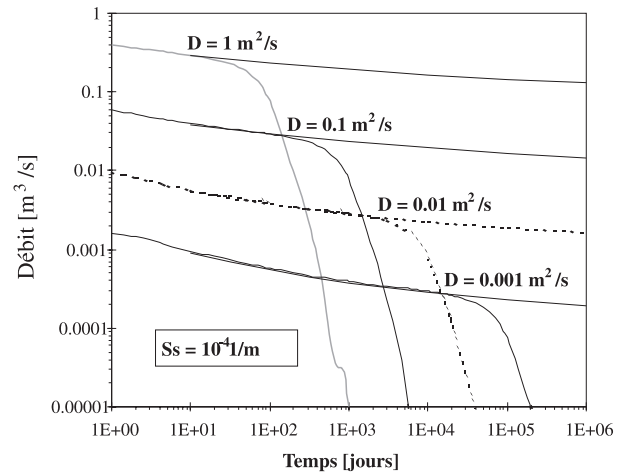


FIG. 7. – Débits numériques et analytiques. Effets de la diffusivité hydraulique sur la durée de la phase 1.

FIG. 7. – Numerical and analytical discharge rates. Effect of hydraulic diffusivity on the duration of phase 1.

Il convient donc de tenir compte des conditions de validité de la formule de Jacob et Lohman qui ne donne plus de bons résultats dès que la diffusion du rabattement imposé à l'ouvrage a atteint les limites du système.

DÉLAI DE RÉACTION DE LA SURFACE PIÉZOMÉTRIQUE

Le suivi des sources en surface au droit d'un tunnel en percement a pour objectif de déterminer l'effet éventuel du tunnel sur la surface piézométrique de la nappe aquifère sollicitée et les modifications du régime des eaux souterraines qui pourraient en résulter. La détermination du délai de réaction de la surface piézométrique d'une nappe aquifère sollicitée par le percement d'un tunnel consiste également à estimer le temps nécessaire pour qu'un rabattement prédéfini soit atteint à une distance donnée du tunnel. Une solution à ce problème, qui complète la solution de Jacob et Lohman, est proposée ci-dessous.

En considérant les variables adimensionnelles $r^* = r/r_0$, $s^* = s/s_0$ et $\alpha = Dt/r_0^2$, l'équation (1) devient

$$\frac{\partial s^*}{\partial \alpha} = \frac{1}{r^*} \frac{\partial}{\partial r^*} \left(r^* \frac{\partial s^*}{\partial r^*} \right) \quad (6)$$

et avec les conditions initiale $s^*(r^*, 0) = 0$ (hydrostatique) et limite $s^*(1, \alpha) = 1$ (rabattement imposé à l'ouvrage) la solution classique $s^*(r^*, \alpha)$ peut être calculée pour différentes valeurs du paramètre α . Alternativement, on peut également manipuler la solution ci-dessus et calculer la fonction $\alpha(r^*, s^*)$ au moyen d'une procédure itérative faisant notamment intervenir les transformées de Laplace. Cette fonction, donnée en variables adimensionnelles sous la forme d'un abaque à la figure 8, permet d'évaluer le temps auquel un rabattement donné est observé à une distance donnée. Pour rester fidèle aux conditions d'application de Jacob et Lohman, il convient cependant de limiter les rabattements testés à des valeurs relativement faibles (1-10 m) par rapport à l'épaisseur initiale de la nappe au-dessus de l'ouvrage (1000-2000 m).

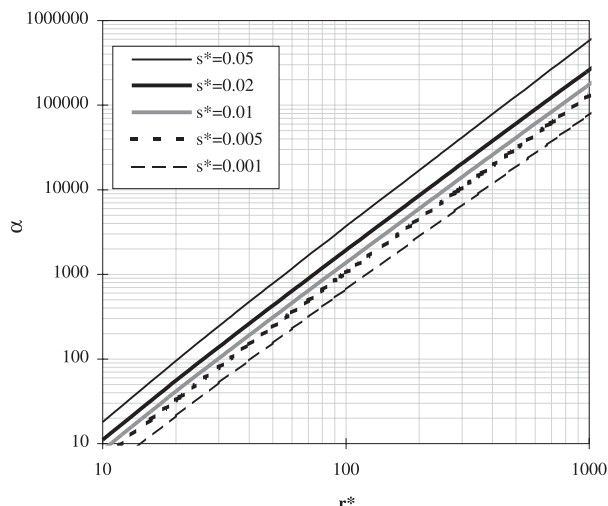


FIG. 8. – Relation entre les variables r^* et α pour différents s^* .
 FIG. 8. – Relation between the variables r^* et α for different s^* .

En pratique, cet abaque pourra être utilisé pour calculer le temps nécessaire pour que la surface d'une nappe située à la distance $s_0 = H_0 - h_0$ au-dessus d'un tunnel drainant enregistre un rabattement s . Dans ce cas particuliers, $r^* = s_0/r_0$.

Considérons à titre d'exemple un ouvrage souterrain de rayon $r_0 = 15$ m (conformément à la simulation numérique effectuée précédemment) percé dans un massif de diffusivité $D = 10^{-2}$ m²/s, sous une nappe dont l'épaisseur initiale au-dessus de l'ouvrage vaut 2120 m. On voudrait connaître le temps requis pour que le rabattement de la surface de cette nappe atteigne 10 m. Calculons $r^* = 2120/15 = 141$. L'utilisation de l'abaque pour $s^* = 10/2120 \approx 0,005$ permet de déterminer graphiquement $\alpha = 1800$. Ensuite, le calcul $t = \alpha r_0^2 / D = 1800 \cdot 15^2 \cdot 10^2$ indique $40,5 \cdot 10^6$ s, soit environ 469 jours. Nous obtenons donc, dans l'hypothèse d'un massif non alimenté, un abaissement du niveau piézométrique de la nappe de 10 m après 469 jours.

De la même façon, le temps nécessaire pour qu'un rabattement de la surface de la nappe de 10 m soit atteint dans les deux cas réels étudiés au paragraphe précédent est calculé (tabl. I). Ainsi, la durée est d'environ un mois dans le cas du Simplon et de plus de six mois au Mont-Blanc pour des zones de transmissivité relativement élevée.

TABL. 1. – Application de l'abaque de la figure 6 aux cas des tunnels du Simplon et du Mont-Blanc.

TABLE 1. – Application of the type-curves in figure 6 to the Simplon and Mont-Blanc tunnels.

Site	D = T/S [m ² /s]	r* [-]	s* [-]	α [-]	t [jours]
Simplon	$7,1 \cdot 10^{-2}$	407	0,0091	$\approx 28\ 000$	≈ 33
Mont-Blanc	$2,1 \cdot 10^{-2}$	394	0,0054	$\approx 17\ 000$	≈ 202

Pour des ouvrages très profonds du type tunnels de base, pour lesquels la couverture atteint 1500 à 2000 mètres de roche, avec une diffusivité de l'ordre de 10^{-2} m²/s, le temps de réaction en surface est donc de plusieurs années, voire d'un siècle pour une diffusivité de 10^{-4} m²/s théoriquement possible dans des massifs peu perméables tels que les micaschistes [Maréchal, 1999]. Bien que l'abaque proposé ne tienne pas compte des effets de limites discutés au chapitre précédent, il reste néanmoins utilisable pour des rabattements raisonnables, de l'ordre de ceux investigués ci-dessus. En outre, cet abaque met en évidence la grande inertie des aquifères à cette échelle d'analyse. La nécessité est notamment démontrée de déterminer la durée des campagnes de surveillance des sources de surface au cas par cas, en tenant compte de la géométrie de l'ouvrage drainant et des caractéristiques hydrogéologiques du milieu.

CONCLUSION

La solution du puits artésien développée par Jacob et Lohman, est appliquée au cas d'un tunnel horizontal en région montagneuse. La comparaison avec les résultats d'un modèle numérique montre que la solution est cohérente durant une période courte par rapport à la durée de vie de l'ouvrage. Lorsque le cône de rabattement autour du tunnel atteint les limites du système, la solution de Jacob et Lohman perd sa validité. Sa période de validité est une fonction décroissante de la diffusivité du massif. Les résultats obtenus indiquent qu'elle peut toutefois être utilisée dans la plupart des cas pour évaluer l'interaction hydraulique d'un tunnel avec l'aquifère durant les premiers jours (ou semaines, voire mois selon les cas) après le percement.

A partir des hypothèses classiques, un abaque est donné, à l'usage notamment des géologues surveillant le percement des grands tunnels alpins. Cet abaque permet de se faire une première idée du temps nécessaire pour qu'un rabattement donné soit atteint à une distance donnée de l'ouvrage, par exemple, en surface au droit de l'ouvrage. Bien qu'imparfait suite aux hypothèses simplificatrices émises, il démontre que les délais peuvent être très longs et sont dépendants des caractéristiques géométriques et hydrauliques du problème. Cet abaque démontre également la nécessité d'une prise en compte détaillée de ces paramètres, au besoin à l'aide d'une simulation numérique détaillée, afin d'optimiser la durée des campagnes de surveillance des sources en haute montagne lors du percement d'un tunnel.

Remerciements. – Les principaux résultats exposés dans cet article ont été acquis durant un travail de thèse de doctorat réalisé à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (thèse EPFL n° 1769, 1998) et en partie financé par la Fondation EVIAN.

Les auteurs remercient P. Lachassagne pour sa relecture attentive du manuscrit.

Références

- BAGGIO P. & MALARODA R. (1962). – Il traforo del Monte Bianco ; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700 (parte italiana). – *Accad. Naz. dei Lincei. Sc. fis. mat. e nat.*, **33**, 149-153.
- BERTINI G., MARCUCCI M., NEVINI R., PASSERINI P. & SGUAZZONI G. (1985). – Patterns of faulting in the Mont Blanc granite. – *Tectonophysics* **111**, 65-106.
- BIANCHETTI G., ZUBER F., VUATAZ F.D. & ROUILLER J.D. (1993). – Hydrogeologische und geothermische Untersuchungen im Simplon-tunnel. In : *Matériaux pour la Géologie de la Suisse*, **88**. – Commission Géotechnique Suisse, 75 p.
- DIERSCH H. J. (1996). – Interactive, graphic-based finite-element simulation system FEFLOW for modelling groundwater flow, contaminant mass and heat transport processes. – Wasy Ltd, Berlin.
- DIERSCH H. J. & PERROCHET P. (1999). – On the primary variable switching technique for simulating unsaturated-saturated flows. – *Adv. Water Res.*, **23**, 271-301.
- DOMENICO P.A. & SCHWARTZ F.W. (1990). – Physical and chemical hydrogeology. – Wiley, Chichester, 824 p.
- FREEZE R.A. & CHERRY J.A. (1979). – Groundwater. – Prentice-Hall, London, 604 p.
- FRICK U., ALEXANDER W.R., BAHEYNS B., BOSSART P., BRADBURY M.H., BÜHLER C., EIKENBERG J., FIERZ T., HEER W., HOEHN E., MCKINLEY I.G. & SMITH P.A. (1992). – The radionuclide migration experiment – Overview of investigations 1985-1990. – Nagra Technical Report 91-04.
- GALPERIN A.M., ZAYTSEV V.S. & NORVATOV Y.A. (1993). – Hydrogeology and engineering geology. – Balkema, Rotterdam, 367 p.
- GOODMAN R.D., MOYE S.A. & JAVANDEL I. (1965). – Groundwater inflows during tunnel driving. – *Eng. Geol.*, **2**, 39-56
- GUDEFIN H. (1967). – Observations sur les venues d'eau au cours du percement du tunnel sous le Mont-Blanc. – *Bull. BRGM*, **4**, 95-107.
- GUICHONET P. & BERNIERI U. (1966). – Historique de la percée du Mont-Blanc. La réalisation. – Aoste II, 400 p.
- HOEHN E., FIERZ Th. & THORNE P. (1990). – Hydrogeological characterisation of the migration experimental area at the Grimsel test site. – Nagra Technical Report 89-15.
- JACOB C.E. & LOHMAN S.W. (1952). – Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. In : *Am. Geophys. Un. – Trans. Am. Geophys. Union*, **33**, 4, 559-569.
- JANSSON G. (1979). – Problems associated with heavy water leakage during construction of large area tunnels in granite, limestone and chalks. In : I. KATMURA, (Ed.). – *Proc. Int. Tunnel Symp*, 187-192.
- KELLER F. & SCHNEIDER T.R. (1982). – Der Furka-Basistunnel. – *Schweizer Ingenieur und Architekt*, **24**, 124-135.
- KELLER F., WANNER H. & SCHNEIDER T.R. (1987). – Geologischer Schlussbericht. Gotthard-Strassentunnel. – *Beiträge zur geologie der Schweiz*. Geotechnische serie **70**.
- MARÉCHAL J.C. (1999). – Observation des massifs cristallins alpins au travers des ouvrages souterrains. 1. Caractérisation de la conductivité hydraulique à l'échelle du massif. – *Hydrogéologie*, **1**, 21-32.
- MARÉCHAL, J.C. (2000). – Massif du Mont-Blanc : identification d'une structure hydrogéologique majeure. – *La Houille Blanche*, **6**, 78-86.
- MOLINERO J., SAMPER J. & JUANES R. (2002). – Numerical modeling of the transient hydrogeological response produced by tunnel construction in fractured bedrocks. – *Eng. Geol.*, **64**, 369-386.
- NAGRA (1988). – Berichterstattung über die untersuchungen der phase I am potentiellen standort Piz Pian Grand (Gemeinden Mesocco und Rossa, GR). – *Nagra Technischer Bericht*, 88-19.
- SCHARDT H. (1905). – Les eaux souterraines du tunnel du Simplon. – *La Géographie, Bull. Soc. Géograph.*, **11**, 82-96.