

STRUTTURE IDROGEOLOGICHE CRITICHE PER LA STABILITA' DELLE RIPE DEI CORSI D'ACQUA: IL CASO DEL TORRENTE PIOVERNA (VALSASSINA, LECCO, ITALIA)

HYDROGEOLOGICAL CRITICAL SETTINGS FOR STABILITY OF RIVER-BANKS: THE CASE OF THE PIOVERNA RIVER (VALSASSINA, LECCO, ITALY)

LORIS COLOMBO, DANIELE CREMONESI & VINCENZO FRANCANI

Politecnico di Milano - D.I.I.A.R - Piazza Leonardo da Vinci, 32 - 20133 Milano, Italy. Tel ++39(2)23996664/2
E-mail: loris.colombo@polimi.it, daniele.cremonesi@polimi.it, vincenzo.franconi@polimi.it

RIASSUNTO

L'esame dei fenomeni alluvionali in Lombardia permette di evidenziare come il comportamento di parecchi corsi d'acqua in piena sia caratterizzato da un'elevata capacità erosiva, soprattutto nelle aree vallive alpine e prealpine. Le variazioni dell'alveo e delle ripe dei corsi d'acqua sono particolarmente evidenti in corrispondenza di condizioni idrogeologiche caratterizzate da consistenti cambiamenti della permeabilità nei tratti prossimi ai corsi d'acqua; per questo motivo si sono voluti esaminare alcuni episodi alluvionali ben documentati per verificare se, in tali occasioni, altri fattori idrogeologici si aggiungono all'erosione derivante dall'elevata velocità della corrente nel corso delle piene che rappresenta sempre il fattore determinante delle variazioni della forma dell'alveo e delle sponde. Tali fattori aggiuntivi del dissesto si manifestano effettivamente in occasione di piene rapide *flash floods* caratterizzate da un elevato innalzamento del livello idrometrico in tempi brevi, seguite da un veloce ritorno ai livelli precedenti al fenomeno. Dall'esame compiuto i franamenti risultano dipendere in queste circostanze, oltre che dalla velocità della corrente, dall'accentuazione particolare dei gradienti idraulici delle falde collegate con il corso d'acqua. Infatti in tali condizioni le cadenti piezometriche possono raggiungere valori per i quali avviene la soffusione, con l'asportazione di sedimenti fini, e talora addirittura la liquefazione dei terreni. Lo studio vuole pertanto evidenziare i criteri con i quali possono essere a priori identificate le strutture geologiche più esposte a questi fenomeni, in modo da favorirne la prevenzione.

TERMINI CHIAVE: stabilità delle ripe, gradiente idraulico critico, soffusione, liquefazione

PREMESSA

Gli effetti sulla stabilità delle ripe dei corsi d'acqua derivanti da variazioni del gradiente idraulico conseguenti alla fluttuazione piezometrica indotta da piene veloci e improvvise ("flash floods") sono ben noti nella letteratura idraulica e idrogeologica. Operando rilevamenti geologici di dettaglio lungo i fiumi soggetti a frequenti episodi alluvionali, si è osservato che le maggiori conseguenze per la stabilità delle ripe coincidono con i settori in cui esse presentano forti variazioni orizzontali di permeabilità. È stato quindi posto sotto osservazione il caso di un corso d'acqua nel quale i dissesti idrogeologici sono particolarmente studiati (il torrente Pioverna in Provincia di Lecco).

ABSTRACT

Background knowledges about inundation phenomena in Lombardy (Italy) demonstrates that the behavior of rivers during the floods is characterized by high erosion capacity, especially in Alpine and Prealpine Valleys.

The purpose of this study is to verify if riverbank instability can be enhanced by hydrogeological causes in addition to erosion due to the high stream speed.

These events happen during flash floods, which are characterized by quick high increases in water surface variations, followed by rapid decreases to the previous conditions.

In this paper also are presented studies about landslides, which are caused, during floods, not only by flow velocity, but also by increasing of hydraulic gradients of the aquifer connected to the river.

In these conditions it is possible to have both piping, characterized by removal of fine sediments, and, sometimes, terrain liquefaction.

Another purpose of this study is to find criteria to identify the geological settings most subjected to instability, in order to facilitate prevention of riverbank landslides.

KEY WORDS: riverbanks stability, critical hydraulic gradient, piping, liquefaction

INTRODUCTION

The effects on stability of riverbanks due to variations of hydraulic gradient caused by flash floods, are known by hydrogeological and hydraulic literature.

Detailed geological surveys along rivers subject to frequent floods, showed that banks' instability are in the areas especially found where there are sharp horizontal permeability changes. As an example, in this note a river, the Pioverna near Lecco, where hydrogeological instability is well studied, is monitored and the results are presented in this note. In this way, some considerations are inferred about the interaction between hydrogeological settings and

Tale osservazione ha fornito la base per alcune considerazioni utili per meglio comprendere il legame fra le strutture idrogeologiche e l'esposizione al dissesto. Lo studio ha richiesto la ricostruzione dell'evoluzione piezometrica della falda nel corso delle piene, con l'aiuto delle osservazioni sui pozzi e piezometri presenti e con l'elaborazione di alcune relazioni note in letteratura. I casi studiati evidenziano come le variazioni orizzontali di permeabilità predispongono i terreni a fenomeni di erosione sotterranea molto ampi, tali da facilitare il collasso delle ripe in concomitanza con lo scalzamento operato dalla corrente.

GLI STUDI PRECEDENTI

Ai fini dell'analisi delle deformazioni piezometriche durante le piene, appare utile riproporre anzitutto la nota soluzione di PINDER & COOPER (1969). Questi Autori, mediante un modello semplificato a passi discreti hanno infatti stabilito alcune semplici relazioni ai fini di valutare la variazione del carico piezometrico della falda nel corso di una piena e della sua fase di esaurimento. Questa tecnica è stata fra le prime ad essere diffusamente applicata negli studi sulla dinamica degli alvei, insieme con quella di CARSLAW & JAEGER (1959). Alla fine degli anni '80 DE MARSILY (1986), richiama alcune interessanti soluzioni del problema che migliorano quella di PINDER & COOPER (1969) per alcuni casi specifici. Inoltre un significativo contributo teorico è stato portato da IVERSON & RICHARD (2000) per valutare le conseguenze delle precipitazioni, in particolare per legare l'instabilità delle ripe e la variazione del carico idraulico dovuto alle precipitazioni con i parametri idrogeologici dei versanti. Negli anni successivi l'approccio quantitativo alla difesa delle ripe si avvale di studi improntati all'analisi della dinamica degli alvei per casi di particolare interesse. Si ricordano ad esempio le indagini di STAIANO *et alii* (1995) sull'instabilità degli alvei e il rischio idraulico sui problemi del Fiume Sieve, e quelle di MASETTI *et alii* (2007) che trattano anche il problema degli alvei disconnessi dalla falda. Risultano di interesse ai fini della descrizione del fenomeno di erosione sotterranea i numerosi lavori eseguiti in seguito al collasso di arginature o di sbarramenti artificiali (DELLA ROSSA *et alii*, 2003; BONOMI *et alii*, 2005), alcuni dei quali di grande dettaglio. Ad esempio, alcuni autori (CROSTA & DI PRISCO, 2008) hanno ricostruito in modo esauriente l'evoluzione della stabilità di una ripa fluviale sulla base di un caso reale, descrivendo i fenomeni di erosione sotterranea e liquefazione che possono verificarsi in occasione delle piene accompagnate da forti precipitazioni.

APPLICAZIONI AI CASI REALI DEL MODELLO DI PINDER E COOPER (1969)

Il modello di PINDER & COOPER (1969), sia pure con importanti variazioni, risulta ancor oggi valido, e costituisce un punto di partenza fondamentale, in quanto consente di esprimere le oscillazioni piezometriche imposte dalle piene tramite due parametri calcolabili o misurabili (la trasmissività T e il coefficiente di immagazzinamento S dell'acquifero). Di seguito si ricorda brevemente lo schema dei passaggi matematici attraverso i quali gli Autori (RICHARDS & REYNOLDS, 1987) sono pervenuti alla soluzione proposta.

landslides areas. The study required the reconstruction of groundwater table aquifer during floods, using data collected both from pumping tests from well located near the river and some known literary relations. The different cases of study showed above pointed out that horizontal variations of permeability cause extended piping phenomena in the banks. These phenomena can facilitate the collapse of the banks in conjunction with flow river erosion.

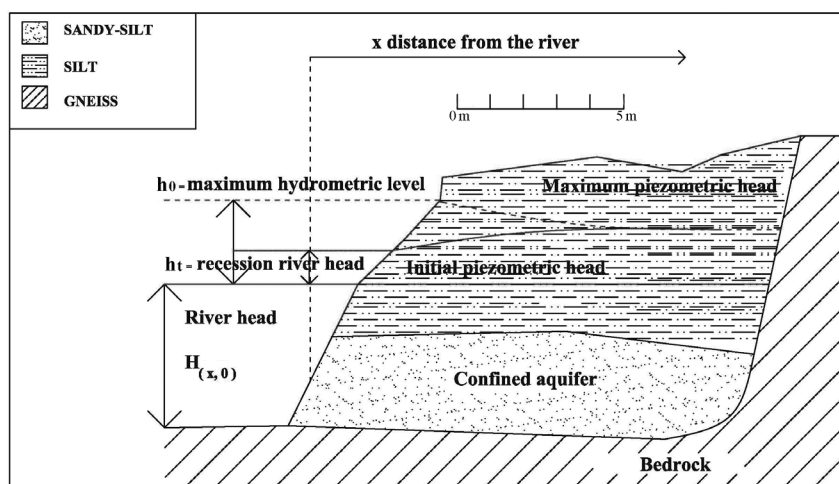
THE PREVIOUS SURVEYS

At first, it is useful to propose the known PINDER & COOPER (1969)'s solution, for analysis of piezometric deformation during floods. These Authors, with a simplified discrete time-steps model, established some simple relations for evaluating the variation of the piezometric aquifer head during floods and recession. This technique was applied initially in studies of bed fluvial dynamic as CARSLAW & JAEGER (1959)'s formulation. At the end of Eighties DE MARSILY (1986) drew some interesting solutions about PINDER & COOPER'S (1969) problem for some specific cases. Moreover, a meaningful contribution has been made by IVERSON & RICHARD (2000) in evaluation consequences of rainfall, particularly relating banks instability with hydraulic head fluctuation and hydrological parameters of slopes. In the next years, the quantitative approach to river banks protection was based on analysis of river dynamics for interesting situations. As example, works of STAIANO *et alii* (1995) about the instability of bed river and the hydraulic hazard of the Sieve river, and also some studies of MASETTI *et alii* (2007) about semi-disconnected bed river. Several detailed works made after collapse of embankments or artificial damns, are important to improve knowledge about piping phenomena (DELLA ROSSA *et alii*, 2003; BONOMI *et alii*, 2005). For example, CROSTA & DI PRISCO (2008) rebuilt evolution of river bank stability in a real case, describing piping and liquefaction phenomena that could occur during floods with heavy rain.

APPLICATION PINDER AND COOPER'S MODEL OF IN PRACTICE

PINDER & COOPER (1969)'s model is still valid even if quite significant changes, and it ensures a sound basis for other researches. This model allows to express piezometric fluctuations due to floods with two computed or measurable parameters [transmissivity T (m^2/s)] and storage aquifer coefficient S . The simple mathematic layout used by Authors (as RICHARDS & REYNOLDS, 1987) for the final solution is summarized below.

Fig. 1 - Fiume a contatto con un acquifero. Modello semi-infinito di PINDER & COOPER (1969)
- River in contact with an aquifer. Semi-infinite model of PINDER & COOPER (1969)



Il modello utilizzato da PINDER & COOPER (1969) (Fig. 1) prevede un acquifero confinato orizzontalmente di spessore uniforme limitato da un lato da un fiume (contorno aperto) con un dominio semi-infinito. In effetti le oscillazioni di un certo interesse si verificano quando gli acquiferi sono confinati. Il fiume è assunto come completamente penetrante l'acquifero. Il livello di acqua del bacino idrico fluttua e causa una corrispondente oscillazione del carico piezometrico nel vicino acquifero. Il sistema di flusso monodimensionale è descritto dall'equazione del flusso saturo lineare non stazionario di un acquifero confinato

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T}{S} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad 1.1$$

dove $h[m]$ è la fluttuazione del carico piezometrico nell'acquifero, $x[m]$ è la distanza dall'intersezione acquifero-corpo idrico, $t[s]$ è il tempo, S è il coefficiente di immagazzinamento, $T[m^2/s]$ è la trasmissività dell'acquifero e il rapporto tra T ed S è definita diffusività dell'acquifero.

La soluzione data da PINDER & COOPER (1969) all'equazione del flusso usa una discretizzazione approssimata dell'idrogramma dell'andamento superficiale del corpo. Questo approccio di tipo discreto permette l'utilizzo di idrogrammi di qualsiasi forma (ad esempio curve sinusoidali o asimmetriche). Per ciascun incremento di livello idrometrico nel corso d'acqua, il carico nell'adiacente acquifero semi-infinito è dato dalle soluzioni dell'equazione del flusso con le rispettive condizioni iniziali ed al contorno

$$h(0,t) = \begin{cases} 0 & \text{cont} \leq 0 \\ \Delta H_m & \text{cont} > 0 \end{cases} \quad 1.2a$$

$$h(\infty,t) = 0 \quad 1.2b$$

$$h(x,0) = 0$$

$\Delta H_m [m]$ rappresenta l'innalzamento istantaneo della superficie al tempo $t = m\Delta t$ con m numero intero. La variazione nell'acquifero è data quindi da

The of PINDER & COOPER' model (Fig. 1) consists of a confined horizontally aquifer of uniform thickness bounded by a reservoir (open boundary) with a semi-infinite domain. The most interesting fluctuations occur when the aquifers are confined. The stream changes water is assumed to be completely penetrating the aquifer. Water level in the stream fluctuates and causes an equivalent fluctuation in the piezometric head within the aquifer. The one-dimensional flow system is described by the governing equation for linear, saturated, non-steady flow in confined aquifer

where $h [m]$ is the rise or fall of piezometric head in the aquifer, $x [m]$ is the distance from the intersection between aquifer-and reservoir, $t [s]$ is the time-step, S is the storage coefficient, $T [m^2/s]$ is the aquifer transmissivity and the ratio of T to S is defined aquifer diffusivity.

PINDER & COOPER (1969)'s solution uses a discrete approximation of the surface behavior hydrograph. This discrete approach allows to use a stage hydrograph of any shape (for example sinusoidal or uniform asymmetric functions). For each stage increase in the river, the head in adjacent semi-infinite aquifer is given by the solutions of flow equation subject to the boundary and initial conditions where

$\Delta H_m [m]$ is instantaneous rise in surface-water stage at time $t = m\Delta t$ where m is an integer. The solution to the problem is given by

$$\Delta h_m = \Delta H_m \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{\frac{T}{S}t}} \quad 1.3$$

La funzione complementare di errore (*erfc*) è unica per ciascun valore di x :

$$erfc(x) = \int_x^{\infty} e^{-t^2} dt \quad 1.4$$

Per calcolare il cambiamento nel carico dell'acquifero $h_p[m]$ alla fine di ciascun passo di incremento temporale, si deve ricavare il cambiamento del carico idraulico della superficie ΔH_m . Il cambiamento del carico di falda è dato dalla somma dei valori di ΔH_m calcolati per ciascun ΔH_m nel periodo $(p-m)t$ essendo p il numero degli intervalli di tempo ed m un numero intero, dando:

$$h_p = \sum_{m=1}^p \Delta H_m \left\{ erfc \frac{u}{2\sqrt{p-m}} \right\} \quad 1.5$$

dove $h_p[m]$ è il carico ad una distanza x dal corpo idrico al tempo $p\Delta t$; $p\Delta t$ è il tempo totale dall'inizio dell'analisi e u risulta essere pari a

$$u = \frac{x}{\sqrt{\frac{T}{S} \Delta t}} \quad 1.6$$

Quest'ultima equazione può essere usata per generare curve con differenti valori di diffusività idraulica.

Ciascuna serie di curve quindi rappresenta il cambiamento calcolato nel carico idraulico dovuto al cambiamento della superficie del bacino idrico quando viene assunta una certa diffusività. La diffusività idraulica dell'acquifero è poi ottenuta scegliendo da un insieme di curve tipiche quella che soddisfa meglio la risposta osservata.

Il calcolo, qui descritto con fini semplificativi per l'acquifero in pressione, può essere applicato anche agli acquiferi liberi sostituendo al prodotto $J T$ (m^2/s), l'equivalente espressione $(H-y)^2/L$ dove L è il tratto considerato, $H-y$ è l'abbassamento. Tuttavia, i fenomeni descritti sono apprezzabili solamente quando l'acquifero è in pressione.

Un elemento del quale il metodo dell'acquifero semi-infinito descritto da PINDER *et alii* (1969) non tiene conto, in quanto non rientra nelle finalità che gli Autori si proponevano, è rappresentato dal fatto che la struttura geologica e la morfologia delle ripe possono influire anch'esse notevolmente su tali variazioni. Tale fattore può invece acquisire notevole interesse, quando lo studio è diretto alla soluzione dei problemi di stabilità dei pendii naturali; si è osservato che, in tal caso, il metodo non sempre può essere applicato, e deve essere sostituito da altre tecniche.

Ad esempio, per lo studio eseguito si è reso necessario utilizzare una relazione di più immediata applicazione ai fini di determinare il gradiente idraulico assunto dalla piezometria nel corso della fase di crescita della piena e di quella di recessione.

CALCOLO DEL GRADIENTE IDRAULICO

Al fine di stimare il gradiente idraulico J in corrispondenza della ripa interessata dalla fluttuazione del fiume, dalla equazione (1.5) di PINDER & COOPER (1969) è possibile avere una espressione semplice di tale grandezza; la cadente piezometrica $J_i(K,S)$ è definita come

The complementary error function (*erfc*) is unique for each value of x :

$$erfc(x) = \int_x^{\infty} e^{-t^2} dt \quad 1.4$$

To compute the change in aquifer head $h_p[m]$ at the end of each steps, the change in stream stage must be calculated ΔH_m . The change in groundwater head is given by adding up values of ΔH_m computed for each over ΔH_m the period $(p-m)t$ where p is the number of time steps and m an integer, giving:

$$h_p = \sum_{m=1}^p \Delta H_m \left\{ erfc \frac{u}{2\sqrt{p-m}} \right\} \quad 1.5$$

where $h_p[m]$ is the head at a distance x from the reservoir intersection at time $p\Delta t$; $p\Delta t$ is total time since the beginning of simulation and u is defined as

$$u = \frac{x}{\sqrt{\frac{T}{S} \Delta t}} \quad 1.6$$

The last equation can be used to generate type curves for different values of diffusivity.

Each set of curves represents the computed change in hydraulic head due to a change in the surface-water of basin when a specific value of diffusivity is assumed. Diffusivity of the aquifer is also obtained by choosing, from a set of typical curves, the one which best fits the observed response.

The calculation, here described only for confined aquifer in order to give a simpler representation of the problem, can be applied also for unconfined aquifer by replacing the equivalent expression $(H-y)^2/L$ with product $J T$ (m^2/s) where $H-y$ is the drawdown and L length of aquifer. The huge fluctuations are observed only with confined aquifers.

The semi-infinite aquifer model described by PINDER *et alii* (1969) does not consider an important aspect, as it is represented from the fact that the geological structure and morphology of river banks can affect too much on these variations. This aspect has not considered before because the Authors' interest were outside of it.

Instead these factors can be very interesting when the study is based on solution of natural slope instability problems; in these particular cases; in fact the model cannot be applied and it must be replaced with others technique.

For example, in this study, this model could not be applied for defining hydraulic gradient during decreasing and growing phases. A more applied relation has used.

COMPUTATION OF HYDRAULIC GRADIENT

In order to determine how much hydraulic gradient J can be influenced by that structure, a simple expression to calculate this gradient can be obtained from PINDER & COOPER (1969)'s formula (1.5); the piezometric gradient $J_i(K,S)$ is defined as the ratio of the difference

rapporto tra la differenza dei carichi idraulici dell'acquifero in corrispondenza del contorno impermeabile e la distanza x dal corpo idrico.

$$J_i(K, S) = \frac{H_{i+1} - H_i \operatorname{erfc}(u_i)}{x} \quad 1.7$$

Si osserva che la rapida determinazione della J a partire dai valori di H , T , S consentirebbe di abbreviare il calcolo del gradiente idraulico. Per ottenere tale risultato è opportuno procedere considerando le proprietà della funzione erf (ABRAMOWITZ, 1972).

La determinazione della cadente idraulica a partire dalla (1.7) si può effettuare mediante la relazione seguente:

$$J_i(K, S) = \frac{H_{i+1} - H_i + H_i \operatorname{erf}(u_i)}{x} = \frac{\Delta H + H_i \operatorname{erf}(u_i)}{x} \quad 1.8$$

Infatti, mediante la (1.7) è possibile calcolare direttamente la cadente piezometrica senza passare dal valore di h calcolato con la formula di PINDER & COOPER (1969) originale. Applicando la relazione (1.8) si è calcolato il gradiente J nelle tre diverse strutture osservate. Di seguito si descrivono le indagini compiute e vengono discussi sia i limiti di applicabilità della relazione di PINDER & COOPER, (1969), sia le variazioni proposte. Si è scelto come campo di studio il torrente Pioverna nel suo tratto terminale, e le conseguenze di uno dei numerosi episodi alluvionali che lo hanno contraddistinto nel passato. Tale corso d'acqua nasce dal gruppo delle Grigne all'altezza di 1813 s.l.m., ha un bacino di circa 120 km², attraversa la Valsassina e confluisce da oriente nel Lago di Como a Bellano. All'altezza di Taceno riceve da destra le acque del torrente Maladiga, formando nel basso corso una stretta gola in roccia (l'Orrido di Bellano) scavata negli "Gneiss chiari" del basamento metamorfico prealpino lombardo. Si sono osservate tre distinte strutture geologiche di interesse per lo studio :

- Depositi alluvionali sabbiosi addossati a rocce impermeabili.
- Isola alluvionale.
- Paleovalveo riempito di ghiaia scavato in alluvioni meno permeabili.

DEPOSITO ALLUVIONALE ADDOSSATO A ROCCE IMPERMEABILI

Nel primo caso osservato, si ha a che fare con un acquifero sabbioso di trasmissività nota dalle prove sui pozzi esistenti nella zona, in presenza di un contorno di permeabilità pari a 10⁻⁸ m/s, ma diffusività idraulica ignota. Ai fini di valutare tale parametro, si è fatto ricorso all'esame dei valori della piezometria nel corso delle fluttuazioni idrometriche nei pozzi circostanti il fiume, dove disponibili (GILMORE & SPANE, 1993). Applicando la relazione di FERRIS (1963),

$$\frac{T}{S} = \frac{x^2 t_0}{4\pi t_L^2} \quad 1.9$$

dove T/S è la diffusività (m²/s), x è la distanza dal contorno impermeabile, t_0 è il tempo di corrivazione dell'acquifero, t_L è la differenza di tempo tra il picco nel fiume e il picco nell'acquifero, si sono ottenuti i valori di diffusività, e di conseguenza quelli di S . Si è quindi calcolato, al fine di verificare la presenza di aree critiche, il carico idraulico in corrispondenza di diverse

of aquifer hydraulic head adjacent to impermeable boundary to the distance x from water body.

The easy assessment of J by H , T , S values could shorten the hydraulic gradient calculation. To reach the result a short discussion about the properties of erf function (ABRAMOWITZ, 1972) is necessary. At the end, the assessment of hydraulic gradient from the (1.7) formula can be obtained with following relationship:

In fact, with previous formula (1.7), it is possible to calculate directly piezometric gradient without using h values computed with original PINDER & COOPER, (1969)'s relation. The gradient J for different previous critical identified cases is computed with (1.8) formula.

Below the investigations will be described, also applicability limits of PINDER & COOPER's relation and proposed changes will be discussed.

The chosen domain for the study is the floodplain of the Pioverna river. The consequences of one of the many inundation episodes occurred in the past are the main topics of this article.

The springs of the Pioverna river are located in the Grigna Mountains at an height of 1813 meters (a.s.l), the basin is about 120 km², and it flows through Valsassina valley from east to Bellano into the Como Lake. Near Taceno, the Pioverna river receives waters from the right side of the Maladiga river, forming a narrow gorge in the rock (The Bellano Orrido) carved in Lombard Prealpine metamorphic bedrock of "Gneiss chiari". Three different geological settings can be distinguished:

- Alluvial deposits overlapping impermeable rocks.
- Alluvial island.
- Buried channels filled with gravel carved in less permeable alluvial materials.

ALLUVIAL DEPOSITS CLOSE TO IMPERMEABLE ROCKS

In this first observed case, there is a sandy aquifer with known transmissivity value from pumping test, where there is a boundary with permeability equal to 10⁻⁸ m/s, but with unknown hydraulic diffusivity values. In order to evaluate this parameter, the piezometric values during hydrometric fluctuations in wells around the river are examined (GILMORE & SPANE, 1993). Using FERRIS', (1963) relationship,

where T/S is diffusivity (m²/s), x is the distance from the impermeable boundary, t_0 is the run-off time, t_L is the time difference between the river flood peak and the groundwater peak, the diffusivity and storage coefficient (S) values are been computed. Also, hydraulic head in different sections of the river is been calculated for verifying critical zones.

sezioni del fiume stesso. Si sono applicate al caso esaminato, ai fini di spiegare le cause dei fenomeni estesi di variazione di forma dell'alveo e delle ripe avvenute nel corso di eventi piovosi di non particolare entità, le osservazioni effettuate nel corso di una campagna di rilevamento dei dati piezometrici e idrometrici lungo il tratto medio inferiore del corso d'acqua, in prossimità del ponte di Taceno. In questa area una serie di isole fluviali restringe la sezione di flusso e la fascia alluvionale si restringe a pochi metri di larghezza, fiancheggiata dal substrato metamorfico.

Sono state rilevate nel sito, oltre alla velocità della corrente, alla forma e sezione dell'alveo, anche le altezze idrometriche e la piezometria, la granulometria dei terreni e la forma delle ripe prima e dopo l'evento alluvionale in oggetto.

E' opportuno sottolineare che, ai fini del calcolo non si è considerata alcuna ricarica dovuta ad eventuali precipitazioni occorse sul bacino durante l'evento di piena, che si ricorda essere veloce e di breve durata né si sono considerati gli effetti (importanti ai fini della stabilità) degli sforzi di taglio. Difatti come si può notare dai valori per la ghiaia dalla Tab. 1, è da ritenere in questo caso che la ripa è estremamente suscettibile al franamento in occasione delle piene, come risulta osservando la coincidenza del settore di maggiore velocità del flusso idrico con i tratti di sponda dissestati (ad esempio Fig. 2).

The observations made during the in situ surveys of piezometric and hydrometric data along middle floodplain of the river, nearby the Taceno bridge, has been applied for this study. So, analyzing these data, an explanation of the phenomena of shape river-bed and banks variation occurred during rainfall. In this section, many river island narrow flow section and alluvial section narrows to a few meters wide, bounded by metamorphic bedrock.

Not only the flow speed, section and shape of river-bed, but also the water surface elevations, groundwater table, size soil and banks shape before and after the examined flood have been measured in situ.

It is important to observe, with the objective of computing these variables, that neither the recharge due to a rainfall during a "flash flood" event nor shear stress (which effects are very important for the stability) have been considered.

In fact, the geotechnical values for the gravel in Tab. 1, are typical for a landslide of bank during floods. This can be seen in Fig. 2 where in situ surveys show slope mass movements along the bank where the river flow is very high.

TIPOLOGIA/MATERIALS	$n(-)$	$K(m/s)$	$S(-)$	$\gamma(N/m^3)$	$G(-)$	$b(m)$	$\alpha(^{\circ})$
SABBIA FINE O LIMO/ SILTY SAND	0.40	$2 * 10^{-8}$	10^{-4}	2000	2	10	45°
GHIAIA GROSSOLANA PULITA/ GRAVEL	0.28	$2 * 10^{-2}$	10^{-2}	1400	1.4	10	45°

Tab. 1 - Caratteristiche dei due diversi materiali (n la porosità, K la permeabilità, S il coefficiente di immagazzinamento, γ il peso specifico del materiale, G la gravità specifica dei granuli, b lo spessore dell'acquifero, α l'inclinazione della ripa)
- Properties of two different materials in situ (n = porosity, K = permeability, S = storage coefficient, γ specific weight of material, G is the grains specific gravity, b = thickness of aquifer, α =inclination of slope)

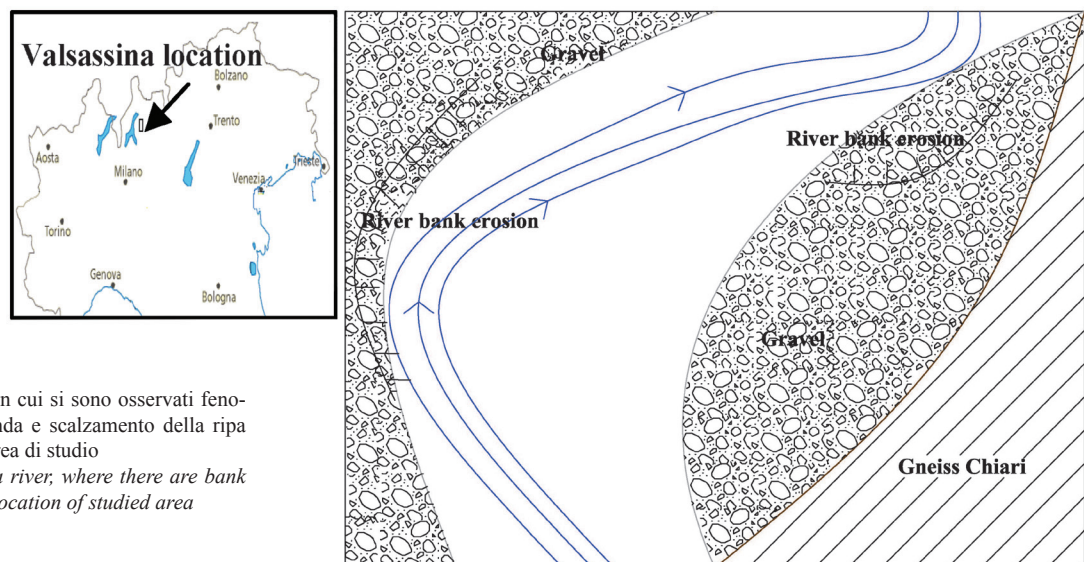


Fig. 2 - Sezione fiume Pioverna in cui si sono osservati fenomeni di erosione di sponda e scalzamento della ripa stessa. Ubicazione dell'area di studio
- A section of the Pioverna river, where there are bank erosion and bank edge. Location of studied area

Si sono studiate diverse sezioni del torrente Pioverna, che risultano predisposte alla nascita di situazioni critiche: la prima sezione studiata è quella in cui il torrente si restringe notevolmente (qui la roccia impermeabile risulta molto vicina al fiume circa a 5 m) mentre la seconda sezione è quella in cui il torrente si allarga (il substrato impermeabile in questo caso è situato a circa 10 m dal letto del fiume).

SEZIONE 1: RESTRINGIMENTO DELL'ALVEO FLUVIALE ADDOSSATO AD UNO STRATO IMPERMEABILE

In Figura 3 è presentato il caso esaminato, al quale la relazione di PINDER & COOPER (1969), predisposta per acquiferi semi infiniti, non può essere applicata (Tab. 2)

Dal confronto con i dati piezometrici ricavati dalla rete di monitoraggio presente in loco, si è invece osservato un buon accordo con la soluzione proposta da CARSLAW & JAEGER (1959) (BECK *et alii*, 2008):

$$h = h_0 \left\{ 1 - \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{2nl + x}{2} \sqrt{\frac{S}{Tt}} \right) + \operatorname{erfc} \left(\frac{(2n+1)l - x}{2} \sqrt{\frac{S}{Tt}} \right) \right] \right\} \quad 1.10$$

con n = numero di intervalli temporali, l [m] = distanza della barriera impermeabile dal fiume.

La taratura della formula (1.10) con i dati piezometrici reali, ha consigliato di introdurre nella relazione una lieve modifica rispetto a quella presentata da DE MARSILY (1986); con questa correzione, l'espressione più aderente ai risultati della relazione di CARSLAW & JAEGER (1959) è la seguente, che comporta la sola sostituzione di un segno negativo a quello positivo in una delle due funzioni complementari di errore che appaiono nel secondo membro dell'equazione:

$$h = h_0 \left\{ 1 - \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left[-\operatorname{erfc} \left(\frac{2nl + x}{2} \sqrt{\frac{S}{Tt}} \right) + \operatorname{erfc} \left(\frac{(2n+1)l - x}{2} \sqrt{\frac{S}{Tt}} \right) \right] \right\} \quad 1.11$$

Lo studio svolto, dimostra che anche la relazione di CARSLAW & JAEGER (1959) presenta limitazioni applicative, delle quali è consigliabile tenere conto. Infatti si può facilmente constatare sviluppando i calcoli che, posizionando la barriera impermeabile a diverse distanze dal fiume, già a soli 20 m dal fiume, i valori ottenuti non hanno più significato fisico reale.

Two different sections of the Pioverna river, subject to critical situations, are been studied, ; the first one is where the river becomes narrow quickly (the impermeable rocks here are very closed to the river, about 5 meters), the second section, instead, is where the river opens out (the bedrock is about 10 meters from the bed river).

SECTION 1: NARROWING OF A BED RIVER NEAR AN IMPERMEABLE LAYER

In Figure 3 the examined situation is shown. The PINDER & COOPER's (1969) relation cannot be applied because it is a model for semi infinite aquifers (Tab. 2).

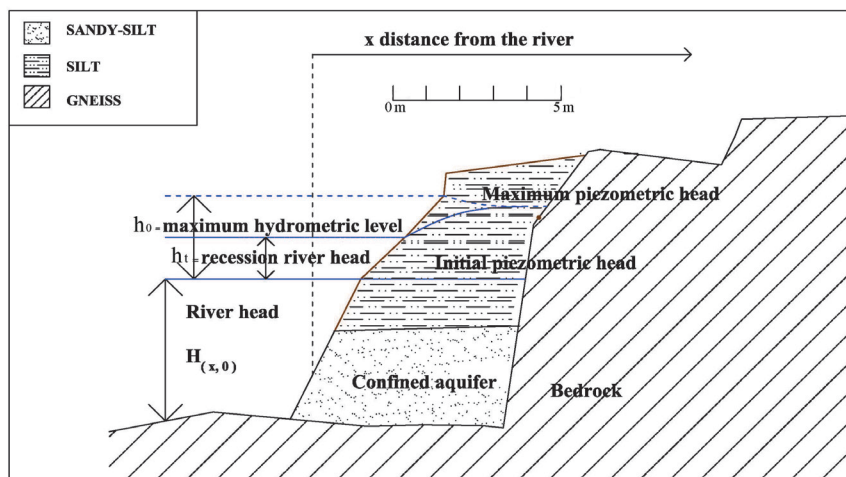
From the piezometric data derived from the monitoring in situ network, it can be concluded that the CARSLAW & JAEGER (1959) relation (BECK *et alii*, 2008) can be used:

where n = number of time steps, l [m] = distance impermeable bedrock from the river.

The calibration of the formula with real piezometric data allows to modify the (1.10) respect to that presented by DE MARSILY (1986); with this change, the CARSLAW & JAEGER's (1959) relation becomes the following one. The change consisted in substitution of a minus sign in one of the two complementary error function to the second part of equation:

Another conclusion can be discussed: CARSLAW & JAEGER's (1959) relationship applications are bounded by severe constraints. Indeed the calculation shows that the obtained values, with distance more than 20 meters from river where is located the bedrock, don't have a real significance. The obtained results not only with CARSLAW

Fig. 3 - Sezione fiume Pioverna con barriera impermeabile a 5 m dal letto del fiume stesso
- Section of the Pioverna river with impermeable boundary within a distance of 5 meters from river



I risultati sono mostrati nella seguente tabella, che riporta anche quelli ottenuti dall'applicazione della relazione di PINDER & COOPER (1969):

t (s)	H (m) Pinder model	J (-) Pinder model	H (m) Carslaw- Jaeger model	J (-) Carslaw- Jaeger model
14000				
57200	1.23		1.68	
100400	1.97	0.25	2.39	0.41
143600	3.10	0.36	3.59	0.50
186800	4.16	0.36	4.69	0.08
230000	3.46	-0.03	3.83	-0.39
273200	2.41	-0.14	2.63	-0.32
316400	1.99	-0.03	2.15	-0.13
359600	1.79	0.00	1.92	-0.01
402800	1.89	0.06	2.01	0.07
446000	2.03	0.07	2.15	0.10
489200	2.27	0.09	2.39	0.03
532400	2.10	0.01	2.20	-0.13
575600	1.60	-0.07	1.68	-0.12
618800	1.47	0.00	1.53	0.16

La tabella 2 mostra il carico in corrispondenza del limite impermeabile messo a confronto con il carico calcolato dalla relazione (1.5). Si nota che il livello piezometrico risultante è superiore al quello calcolato con un dominio semi-infinito. La barriera impermeabile influisce quindi negativamente sulla stabilità delle sponde del fiume innalzando sensibilmente nel corso della recessione il gradiente idraulico, che passa da 0.14 a 0.39 a distanza di 5 m dal fiume.

Al fine di verificare l'eventuale superamento dei gradienti critici per l'erosione sotterranea e la liquefazione, si è eseguita una valutazione dei valori di questi parametri per le granulometrie riscontrate in sito.

Per calcolare il gradiente critico per il piping ci si è avvalsi della relazione di ZASLAVSKY & KASSIFF (1965):

$$J_{cr} = \frac{(G-1)(1-n)\cos\alpha}{a_1} \quad 1.12$$

in cui G è la gravità specifica dei granuli, n è la porosità, α è l'angolo di inclinazione della ripa e a_1 è un fattore correttivo pari a 2.

Per calcolare invece il gradiente critico alla liquefazione si è usata la relazione di TERZAGHI (1943):

$$J_{cr} = \frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{\gamma_w} \quad 1.13$$

Utilizzando i valori caratteristici per le due tipologie di materiali individuati durante le prospezioni geologiche si è pervenuto al calcolo di entrambi i gradienti critici, così riassunti:

TIPOLOGIA/MATERIALS	J_{cr} (-) piping	J_{cr} (-) liquefaction
SABBIA FINE O LIMO/ SILTY SAND	0.21	0.57
GHIAIA GROSSOLANA/ GRAVEL	0.10	0.29

Si può vedere come, confrontando i valori nella Tab. 3 con quelli in Tab. 2, ci potrebbero essere situazioni di soffusione sotterranea in questa particolare conformazione idrogeologica (non vi è però liquefazione).

& JAEGER (1959) but also with PINDER & COOPER's (1969) model are shown in the next Tab. 2.

Tab. 2 - Valori del carico e del gradiente idraulico in corrispondenza della sezione ristretta del Pioverna in cui la barriera impermeabile è distante 5 m
- Values of hydraulic head and gradients nearby narrowed alluvial plain of Pioverna river where the impermeable bedrock is far about 5 meters

In Table 2 is shown the comparison between the hydraulic head at the impermeable limit and the head computed with (1.5). The computed water level is higher than the one computed with a semi-infinite domain. The impermeable bedrock affects stability of river banks. In fact, the hydraulic gradient, that grows from 0.14 to 0.39 in 5 meters.

To verify the overcoming of critical piping and liquefaction gradients. These values for the in situ size terrain monitored:

The ZASLAVSKY & KASSIFF (1965)'s relation has been used for computing the critical piping gradient:

where G is the grain specific gravity, n is the porosity, α is the slope of bank and a_1 is a correction factor that measure 2.

Instead, for computing the critical liquefaction gradient, TERZAGHI (1943) shows:

Using proper values for the two kind of materials identified during geological prospecting, both critical gradients have been computed, as shown to the Tab.3:

Tab. 3 - Valori di gradiente critico al piping ed alla liquefazione
- Values of critical piping and liquefaction critical gradients

It can be seen that, comparing values computed in Tab. 3 to the ones in Tab. 2, there may be only piping phenomena in this particular geological setting (there is not a liquefaction of bank).

**HYDROGEOLOGICAL CRITICAL SETTINGS FOR STABILITY OF RIVER-BANKS:
THE CASE OF THE PIOVERNA RIVER (VALSASSINA, LECCO, ITALY)**

SEZIONE 2: ALLARGAMENTO DELL'ALVEO FLUVIALE ADDOSSATO AD UNO STRATO IMPERMEABILE

Per avallare quanto detto in precedenza si è voluta analizzare una sezione in cui il torrente Pioverna si allarga e la barriera impermeabile risulta essere a circa 10 m dal letto del fiume, come si vede dalla Fig. 4.

Si è applicata la stessa relazione (1.11) del caso precedente ponendo attenzione sempre a confrontare il carico idraulico calcolato rispetto il caso di dominio semi-infinito. I risultati mostrati in Tab. 4 sono coerenti con quanto rilevato per il caso precedente, ovviamente attenuati dalla maggiore distanza dal fiume. La presenza del substrato metamorfico impermeabile, fa innalzare notevolmente il valore del gradiente idraulico nella fase di recessione della piena, causando quindi fenomeni estesi di erosione sotterranea anche a una distanza di 10 m circa dall'alveo, con minori escursioni piezometriche rispetto alle aree più vicine al fiume.

Risulta quindi che in presenza di barriera impermeabile posta a distanze non grandi dal corso d'acqua, si possono facilmente generare fenomeni di piping od erosione sotterranea. Questo poiché la barriera impermeabile permette alla falda di caricarsi notevolmente durante la fase di crescita dell'onda di piena, innalzando il carico idraulico proprio in corrispondenza di essa; nella fase di discesa della piena, quindi, si produce un flusso verso il letto del fiume, che crea un gradiente idraulico J negativo, in quanto rivolto verso il corso d'acqua. Si ha quindi l'insorgenza di instabilità lungo la ripa interessata da tale particolare conformazione.

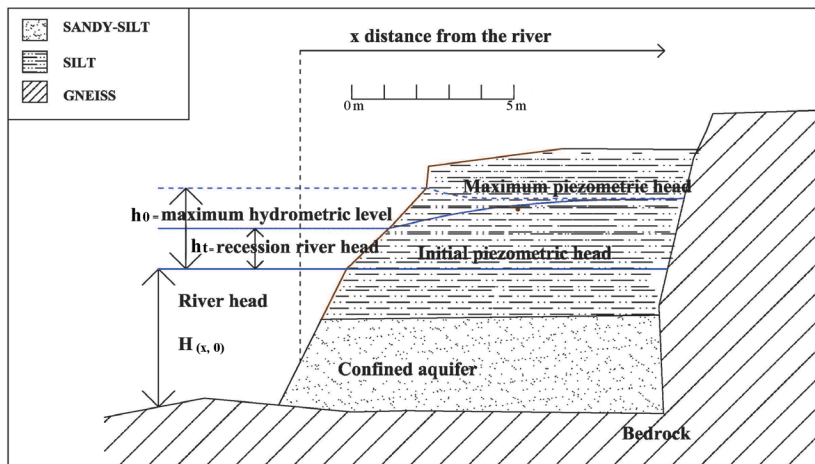
SECTION 2: OPENING OUT OF RIVER BED CLOSED TO AN IMPERMEABLE LAYER

The study allowed to analyze a section of the Pioverna river where the river bed opens out and the impermeable boundary out-crops about 10 meters from the river bed, as shown in Fig. 4.

The same (1.11) formula is applied in this specific case, as in the previous one. A comparison between hydraulic head obtained with (1.11) and with semi-infinite domain calculated with (1.5) is very important. The results shown in Tab. 4, seems to well fit coherent the previous case, but they are less high as the bedrock is farther from the river. The nearness impermeable metamorphic bedrock increases hydraulic gradient during recession flood, causing piping phenomena also at a 10 meters from the river-bed. However, in this configuration the water level is less high than one computed at a 5 meters from river.

Results show that in this floodplain, the nearness impermeable bedrock can increase piping phenomena. During growth of the river stage flood, the impermeable bedrock allows the water level of aquifer to rise considerably; during the recession flood, then, a flow towards the river creates a negative hydraulic gradient that trigger instability phenomena on the banks of these typical section.

Fig. 4 - Sezione fiume Pioverna con barriera impermeabile a 10 m dal letto del fiume stesso
- Section of the Pioverna river with an impermeable boundary about 10 meters from the river bed



t (s)	H (m) Pinder model	J (-) Pinder model	H (m) Carlaw- Jaeger model	J(-) Carlaw- Jaeger model
14000				
57200	0.78		1.75	
100400	1.48	0.17	2.50	0.20
143600	2.48	0.23	3.74	0.24
186800	3.45	0.24	4.89	0.03
230000	2.93	0.06	3.99	-0.21
273200	2.08	-0.02	2.75	-0.17
316400	1.74	0.02	2.25	-0.07
359600	1.58	0.03	2.00	-0.01
402800	1.68	0.05	2.10	0.03
446000	1.82	0.06	2.25	0.04
489200	2.05	0.07	2.50	0.01
532400	1.90	0.03	2.30	-0.07
575600	1.46	-0.02	1.75	-0.07
618800	1.34	0.01	1.60	0.07

Tab. 4 - Valori del carico e del gradiente idraulico in corrispondenza della sezione in cui il limite impermeabile è a 10 m dal letto del fiume
- Values of hydraulic head and gradients nearby narrowed stretch of Pioverna river where the impermeable bedrock is far about 10 meters

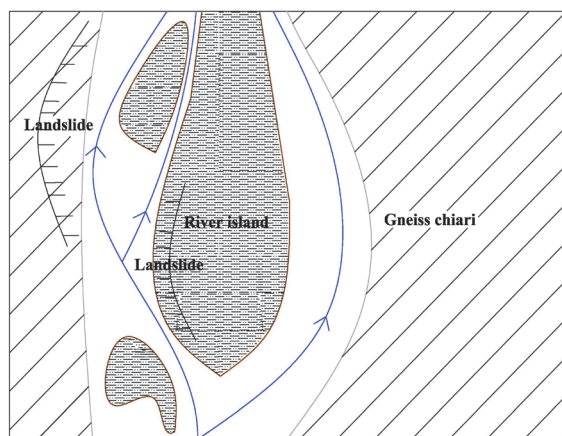


Fig. 5 - Particolare sezione fiume Pioverna: isole fluviali e conformazione a "cuneo" dell'acquifero; in tale sezione il carico raggiunge 4.8 m. L'asse di simmetria dell'isola rappresenta l'origine delle coordinate x (distanza dal fiume in m)
- Section of the Pioverna river: river islands and wedge shaped aquifer; in this section the head reaches 4.8 meters. The symmetric axis of island represents the origin of x axis (distance from the river in meters)

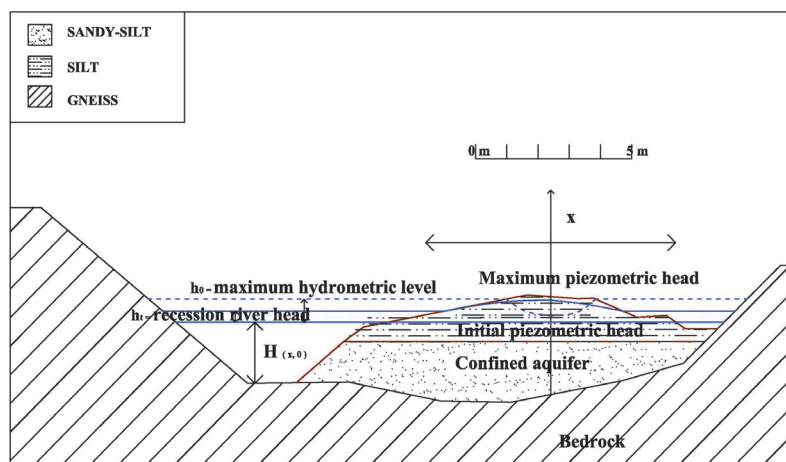


Fig. 6 - Sezione di un acquifero a cuneo wedge shaped aquifer; l'asse x è il limite simmetrico del cuneo
- A wedge shape aquifer section; the x axis is the symmetric limit of the wedge

SEZIONE 3: ISOLE FLUVIALI NELL'ALVEO DEL TORRENTE PIOVERNA

Durante la fase di monitoraggio delle grandezze del fiume, si è osservato come il torrente Pioverna abbia diverse sezioni in cui sono presenti isole fluviali (Fig. 5) in corrispondenza delle quali l'alveo si suddivide in due o più tronchi minori.

Dove il flusso dei due tronchi torna a convergere, l'acquifero rappresentato dalle sabbie e ghiaie che formano l'isola fluviale ha una tipica conformazione a cuneo wedge aquifer, come si può vedere dalla Fig. 6.

E' stato possibile analizzare la sezione con opportune semplificazioni geometriche, consistenti soprattutto nel considerare perfettamente simmetrico il cuneo rispetto a un asse centrale longitudinale; è stato inoltre considerato un angolo tra l'asse di simmetria e ciascuno dei due rami pari a circa 42° . Il tratto di acquifero per il quale sono stati effettuati i calcoli è lungo circa 50 m ed è stato diviso in passi uniformi di 5 m per l'analisi del carico.

E' stato possibile calcolare il carico in corrispondenza della sezione simmetrica mediante la relazione (1.5).

La figura 7 mostra come il carico calcolato a 5 m dal nodo della isola fluviale sia molto elevato e prossimo alla stessa onda di piena. E' proprio in corrispondenza di questa distanza che si verificano i gradienti più elevati dal momento che in questa posizione l'onda di piena grava pesantemente sull'andamento della falda soprattutto nella fase di discesa della piena stessa (Fig. 8).

Confrontando quindi tali valori con il gradiente critico (Tab. 3), si può vedere che il valore massimo calcolato supera di gran lunga il valore critico per l'erosione sotterranea senza però superare il valore alla liquefazione. Risulta quindi che in corrispondenza del nodo dell'isola fluviale, ci sono le condizioni ideali affinché si possa instaurare il piping.

SECTION 3: ISLANDS IN THE PIOVERNA RIVER

during monitoring the in situ surveys about the Pioverna river, the presence of any river islands has been observed (Fig. 5). Near them the river bed separates itself in two or more channels.

Where the flow channels rejoin, the sandy and gravelly aquifer which constitutes the island, assumes a typical configuration, called "wedge shaped aquifer", as shown in Fig. 6.

A geometric simplified section (symmetric wedge referred to a longitudinal axis, angle between axis and flows equal to 42°) has been analyzed. The stretch of the considered aquifer reaches out about 50 meters and it is divided in uniform steps of 5 meters in order to analyze the hydraulic head.

The head has been calculated close to the symmetric section using the equation (1.5).

The previous figure 7 shows the hydraulic head computed 5 meters from the point of the river island. The head is very high with a value next to the flood peak. This distance is where the most elevated gradients are measured because here the flood peak influences heavily the oscillations of the water - bearing stratum, especially during the recession of the flood (Fig. 8).

Comparing these values with the critical gradient (computed in previous Tab. 3), it is possible to observe that the maximum value is over the critical one for piping. This, however, does not allow liquefaction.

In conclusion, it can be seen that near the point of a river island, there are ideal conditions to piping. In fact, analysing Fig. 5, landslides due to suffusion during floods can be seen around the point of the island.

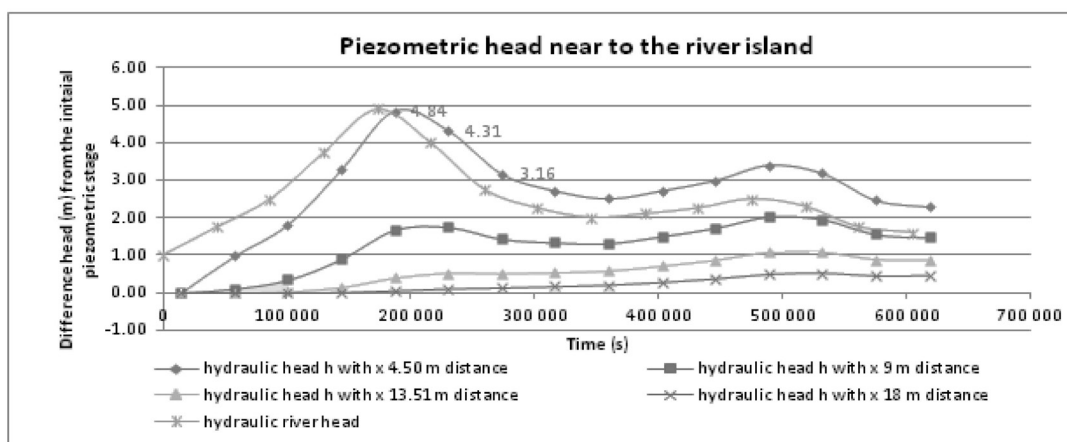


Fig. 7 - Valori del carico idraulico ad una distanza x (m) dall'alveo del fiume con angolo di simmetria pari a 42° in corrispondenza dell'isola fluviale piú grande ($T/S = 0.0002 \text{ m}^2/\text{s}$). In ascissa il tempo (s) dall'inizio della piena e in ordinate (h) i dislivelli rispetto al livello piezometrico iniziale. In rosso i valori del carico idraulico che generano gradienti idraulici che superano i valori critici alla erosione sotterranea
- Values of the hydraulic head with an angle of 42° with $T/S = 0.0002 \text{ m}^2/\text{s}$ for a x (m) distance from the river. Axis x represent time starting flood and y axis difference head to initial piezometric head. In red color values of the hydraulic head that can cause higher gradients than critical ones

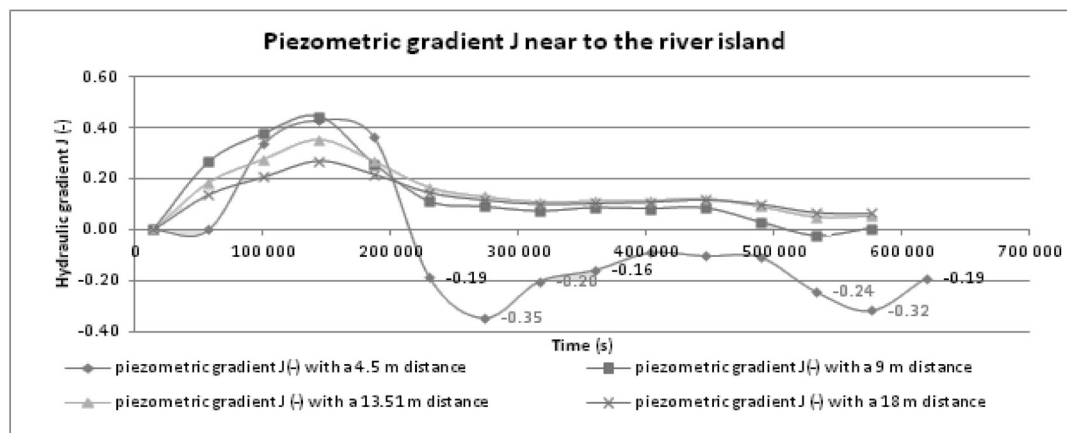


Fig. 8 - Valori del gradiente idraulico calcolato lungo la sezione di simmetria dell'isola fluviale piú grande ad una distanza x dall'alveo fluviale. In ascisse il tempo (s) dall'inizio della piena e in ordinate (J) il valore del gradiente idraulico. In rosso i valori del gradiente che superano quello critico
- Values of the hydraulic gradient computed along the symmetric section of the biggest island for a x distance from the river. The x axis represents the starting time of the flood and y axis is the hydraulic gradient. The red values are gradients higher than critical ones

Ciò è riscontrabile dalla Fig. 5 in cui, in corrispondenza del nodo dell'isola fluviale, si riscontrano movimenti franosi, causati molto probabilmente dalla soffusione durante i numerosi eventi di piena.

SEZIONE 4: RIPA A STRATIFICAZIONE VERTICALE CON VARIAZIONE ORIZZONTALE DELLA PERMEABILITÀ

Durante la fase di monitoraggio delle ripe, si è individuata una particolare zona del torrente in cui si hanno ripe fortemente eterogenee. Si ha infatti la presenza di due differenti strati a permeabilità crescente allontanandosi dal fiume (si veda Fig. 8), probabilmente per la presenza di un paleoalveo riempito di depositi molto permeabili a una certa distanza dall'alveo recente, intorno al quale si sono depositi sedimenti meno permeabili.

SECTION 4: VERTICAL LAYERED RIVER BANK WITH HORIZONTAL PERMEABILITY CHANGE

during measurement of granulometric values (Tab. 1), a typical stretch of the Pioverna river, where there are heterogeneous banks, is been studied. Here there two different vertical layer with increasing permeability moving away from the river (see Fig. 9), probably due to the presence of a bed river covered by alluvial deposits with high permeability within a distance from the actual bed river. The sediments with less permeability have been deposited around the actual bed river.

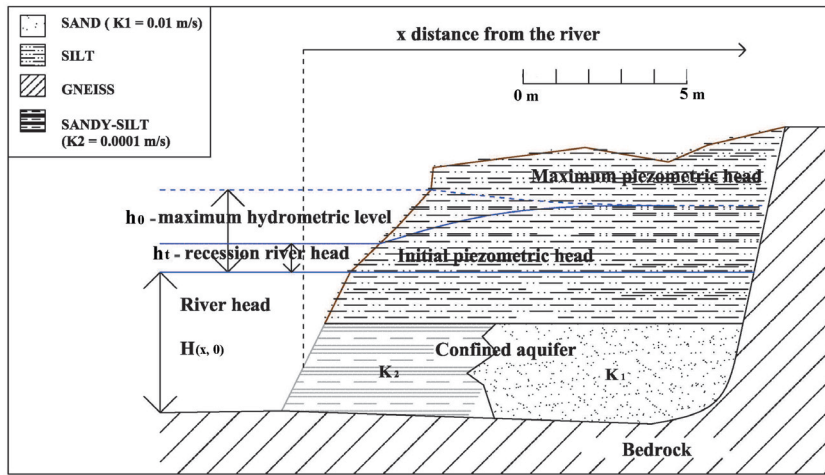


Fig. 9 - Sezione della sponda del torrente Pioverna ad eterogeneità verticali ($k_1(x = 5\text{ m}) = 0.0001\text{ m/s}$, $k_2(x = 10\text{ m}) = 0.01\text{ m/s}$)
- Section of a vertical heterogenous bank of the Pioverna river ($k_1(x = 5\text{ m}) = 0.0001\text{ m/s}$, $k_2(x = 10\text{ m}) = 0.01\text{ m/s}$)

Tab. 5 - Valori del carico nel fiume (H), in corrispondenza dell'interfaccia tra i due strati verticali (h_0) e alla fine dello strato a maggior permeabilità (h)
- Values of hydraulic head in river, at $x = 0$, $x = 5$ and $x = 10$

x (m)	H (m)	x (m)	h_0 (m)	x (m)	h (m)
0	1.75	5	-	10	-
0	2.5	5	1.7	10	1.61
0	3.75	5	2.45	10	2.36
0	4.9	5	3.68	10	3.60
0	4.0	5	4.83	10	4.74
0	2.75	5	3.95	10	3.86
0	2.25	5	2.72	10	2.63
0	2.0	5	2.22	10	2.14
0	2.1	5	1.98	10	1.90
0	2.25	5	2.08	10	2.00
0	2.5	5	2.23	10	2.15
0	2.3	5	2.48	10	2.39
0	1.75	5	2.28	10	2.20
0	1.6	5	1.74	10	1.65

Schematizzando la struttura geologica e semplificandola notevolmente come risulta dalla Fig. 9, è stato possibile analizzare il caso eterogeneo in transitorio, mediante il metodo della rifrazione dei filetti fluidi suggerito da CEDERGREN (1997) attraverso il limite fra i due settori di acquifero dotati di diversa permeabilità; nel primo settore a permeabilità minore si è calcolato il carico h_1 in corrispondenza dello strato divisorio ($x = 5\text{ m}$) mediante la (1.5); in corrispondenza di tale strato è possibile calcolare l'angolo di rifrazione del filetto fluido rispetto alla verticale; a questo punto mediante le relazioni di rifrazione, è possibile calcolare l'angolo nello strato 2 che deve essere maggiore di quello dello strato 1. E' così possibile calcolare la velocità nel mezzo 1 diversa dalla velocità nel mezzo 2. A questo punto è stato valutato il carico nel punto più distante dall'alveo, posto nel secondo settore, mediante la relazione:

$$h(x, t) = h_0(5, t) - xJ_2 \quad 1.14$$

in cui J_2 [m/s] è il gradiente del secondo settore, $h_0(5, t)$ è il carico calcolato in corrispondenza del limite.

An heterogeneous non-steady case with a simplified geological layer, as schematically shown in Fig. 9 has been analyzed. For this study, the refraction method of flow net suggested by CEDERGREN (1997) has been used, considering the limit between two portions of aquifer, with different permeability values. In the first layer, characterized by less permeability, the hydraulic head (h_1) has been computed with $x = 5\text{ m}$ using the (1.5). In this vertical discontinuity the refraction angle has been calculated. From this result, through refraction rules, the angle of flow net in layer 2 has been obtained. This second angle must be bigger than the first one, in order to compute the velocity in the first medium, different by the second.

Now, the hydraulic head within a distance of 10 meters has been evaluated using the equation:

where J_2 [m/s] is the permeability of second medium, and $h_0(5, t)$ is the hydraulic head near the discontinuity

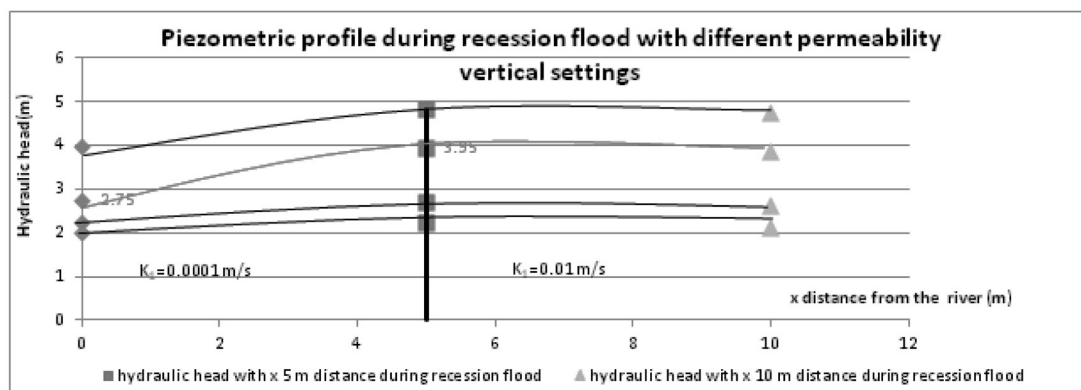


Fig. 10 - Andamento del carico idraulico nella fase temporale di recessione del fiume Pioverna. La seconda curva interpolatrice (in rosso) del carico idraulico mostra il caso più critico in corrispondenza del quale il gradiente idraulico raggiunge 0,23
- Evolution of the hydraulic head during recession a flood in the Pioverna River. The second interpolation curve (the red one) of hydraulic head shows the critical case where the hydraulic gradient is about 0.23

La presenza di uno settore a maggiore permeabilità lontano dal fiume funge da serbatoio fittizio quando il fiume si ritira. Difatti si è calcolato come in fase di recessione della piena, i gradienti sono molto elevati e superiori a quelli critici per il piping.

Nella figura 10 è possibile vedere l'andamento del carico al momento della recessione del fiume nella configurazione temporale più critica. Si osserva ad esempio che, quando il livello idrometrico è di soli 2,75 m superiore alla quota di riferimento, a 5 m di distanza il livello piezometrico della riva è di ben 3,95 m.

I valori del gradiente calcolati risultano pari a circa 0,23, ben superiori ai valori di cadente critica per il piping. Si è osservato anche che nel caso di regime stazionario, il gradiente idraulico calcolato sia molto elevato e diretto verso il fiume.

DISCUSSIONE DEI RISULTATI E CONCLUSIONI

Da un esame comparativo degli effetti degli episodi piovosi sui fiumi della Lombardia, emerge che in alcuni settori delle Alpi e delle Prealpi alcuni corsi d'acqua rivelano un'elevata capacità erosiva. Considerando il fatto che le variazioni dell'alveo e delle ripe dei corsi d'acqua sono stati particolarmente evidenti in corrispondenza di condizioni idrogeologiche caratterizzate da consistenti cambiamenti della permeabilità nei tratti prossimi agli alvei, si sono esaminati alcuni episodi alluvionali in falde confinate dei quali esiste una buona documentazione, per verificare se in tali occasioni altri fattori idrogeologici si aggiungono all'erosione derivante dall'elevata velocità della corrente nel corso delle piene che rappresenta sempre il fattore determinante delle variazioni della forma dell'alveo e delle sponde. Sono stati considerati in particolare gli effetti di instabilità delle ripe dei corsi d'acqua che possono derivare da piene rapide *flash floods* caratterizzate da un elevato innalzamento del livello idrometrico in tempi brevi, seguite da un veloce ritorno ai livelli precedenti al fenomeno. Dall'esame compiuto, i franamenti risultano dipendere, oltre che dalla velocità della corrente, dall'accentuazione particolare dei gradienti idraulici delle

When the flood drops out the river, the medium with high permeability can be considered as a recharge reservoir. In this situation, the hydraulic gradients are higher than the critical ones for piping.

In the Fig. 10 it is possible to see the hydraulic head when the floods drops out, in the most critical temporal configuration. For example, when the water surface elevation is 2.75 meters over the reference line, within a distance of only 5 meters, the piezometric level is 3.95 meters.

The values of the hydraulic gradient are about 0.23, higher than critical gradients for piping. Also, in a steady flow, the hydraulic gradient is very high and negative

DISCUSSION: RESULTS AND CONCLUSIONS

Comparing the effects of any rainfalls on the rivers in Lombardy, it is observed that in some Alpine and Prealpine areas, there are river with an high bank erosion capacity. Changes in dynamic equilibrium of the river bed and banks have been clearly evident where there are hydrogeological conditions characterized by consistent changes in permeability nearby river beds. From this fact, any well documented floodings have been examined, in order to verify if other hydrogeological factors can create instability, in addition to erosion due to high velocity of flow during floods. It represents the principal factor in changing the form of the river bed and banks.

Particularly, the banks instability effects have been considered during flash floods, characterized by rapid increasing of water surface elevation, followed quickly by return to previous situation.

Landslides depend not only on river flow velocity, but also on the increasing of hydraulic gradient of water - bearing stratum nearby the river. In fact, only when aquifer is confined, gradients can reach values to piping, with sediments removal. So, this study applied on the Pioverna river, permitted to underline the criteria with

falde collegate con il corso d'acqua. Infatti in tali condizioni le cadenti piezometriche possono raggiungere valori per i quali avviene la soffusione, con l'asportazione di sedimenti fini (superamento dei gradienti critici). Lo studio ha pertanto permesso di evidenziare, esaminando il caso del torrente Pioverna, i criteri con i quali possono essere a priori identificate alcune strutture geologiche più esposte a questi fenomeni.

Si è visto che alcune particolari strutture geologiche osservabili lungo il corso del torrente Pioverna possono dare origine ad accentuazione delle cadenti idrauliche durante la fase di recessione della piena; la falda in pressione assume un gradiente idraulico diretto verso il corso d'acqua che può superare il valore del gradiente critico del materiale (Tab. 3). Si sono pertanto individuate diverse sezioni critiche nelle falde confinate del torrente Pioverna sottoposte ad un'onda di piena rapida:

- Fascia alluvionale addossata ad uno strato impermeabile di rocce. In questo caso, è stato utilizzato il modello di CARSLAW & JAEGER (1959) modificato (1.11).
- Isole fluviali e conseguente formazione di un acquifero a cuneo (sezione 3 con semplificazione geometrica dell'isola fluviale più grande). In questo caso, è stato utilizzato il modello di PINDER (1969) con il metodo delle immagini (KUO *et alii*, 1994).
- Ripa a stratificazione verticale con permeabilità crescenti al progressivo allontanamento dal letto del fiume. In questo caso, la presenza di uno strato a permeabilità maggiore al momento della recessione del fiume, funge da serbatoio di monte. Si vengono quindi a creare valori di gradienti elevati (Fig. 10).
- Particolari sezioni del torrente a granulometria grossolana (Fig. 2). Queste sezioni sono soggette ad erosioni delle sponde dal momento che i filetti fluidi della corrente scalzano il materiale della ripa, e il materiale è già di per sé predisposto al franamento.

In tutti questi casi, è stato possibile evidenziare che viene superato il gradiente critico perché si manifesti erosione sotterranea, che quindi può avere coadiuvato l'erosione operata dalla corrente nel produrre i dissesti lungo le ripe del torrente in occasione delle piene.

Lo studio compiuto presenta alcuni limiti, soprattutto quello di non aver considerato congiuntamente gli effetti delle precipitazioni e dell'erosione operata direttamente dalla corrente. Tale risultato, che non era possibile ottenere per l'assenza di dati pluviometrici e di velocità della corrente in occasione dell'episodio alluvionale trattato, potrà essere ottenuto con il monitoraggio dei fenomeni erosivi, che è stato posto ora in atto con la finalità di verificare e completare i risultati finora ottenuti.

OPERE CITATE / REFERENCES

- ABRAMOWITZ M. & STEGUN I. A. (Eds.) (1972) - *Error Function and Fresnel Integrals*. Ch. 7 in Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables, 9th printing. New York: Dover: 297-309.
- BECK J.V. (2008) - *Carlslaw and Jaeger solutions cataloged using the Beck and Litkouhi heat conduction notation*.
- BONOMI C., FRANCANI V., GATTINONI P. & VILLA M. (2005) - *Il piping come fattore di innesco del franamento il caso di Stava*. Quaderni di Geologia Applicata, 2: 41-56.
- CARSLAW H.S. & JAEGER J.C. (1959) - *Conduction of Heat in Solids*, 2 Ed. Oxford.
- CASAGLI N. & RINALDI M. (1995) - *Meccanismi di instabilità delle sponde nell'alveo del Fiume Sieve (Toscana)*. Quaderni di Geologia Applicata, 1: 227-236.
- CEDERGREEN H.R. (1997) - *Seepage, Drainage, and Flow-Nets*. Wiley Professional Paperback Series, Terza Edizione, USA.
- CROSTA G. & DI PRISCO G. (1999) - *On slope instability induced by seepage erosion*. Can J. Geotech., 36: 1056-1073.

a priori identify some geological layers subjected to instability. This approach showed that some typical geological settings monitored along the Pioverna river can emphasize hydraulic gradient during recession flood; the confined aquifer takes a hydraulic gradient directed towards the river. The computed values always are more than critical piping gradients of the banks

Following different critical sections along the Pioverna river during a flash flood were located:

- Alluvial layer closed to an impermeable bedrock. In this condition, it were used the CARSLAW & JAEGER (1959) modified model (1.11).
- River islands and formation of a wedge shaped aquifer. (Section 3 with a simplified geometric model for the most big Island in the river). In this condition, PINDER'S model (1969) were used with the method of images (KUO *et alii*, 1994).
- Vertical layered river bank with horizontal increasing variation from the river bed. In this situation the presence of a more permeable layer during recession flood, is a sort of recharged reservoir. There are, as the consequence, very high hydraulic gradients values (Fig. 10).
- Particular sections of the Pioverna river with a coarse grain (Fig. 2). These settings are subjected to erosion bank for the river activity that could an undermining of the bank. The material of the bank is already characteristic for landslides.

In all these cases, it has been possible to make evidence that the computed hydraulic gradient is always higher than critical one. This situation could have helped the erosion made by the flow of river. As the consequences, in situ highlighting these hydrogeological factors, one can prevent the severe erosion or collapse of riverbank. One of the limits of this research is due to consider neither rainfall nor erosion of the stream flow. As the absence of rainfall data and flow velocity during the studied flood, this result could be obtained monitoring erosion. A monitoring network could in the future verify and integrate the obtained results in these note.

**HYDROGEOLOGICAL CRITICAL SETTINGS FOR STABILITY OF RIVER-BANKS:
THE CASE OF THE PIOVERNA RIVER (VALSASSINA, LECCO, ITALY)**

- DELLA ROSSA M.C., FRANCANI V. & GATTINONI P. (2003) - *Studio idrogeologico del territorio monzese: individuazione e caratterizzazione delle zone a bassa resistenza*, Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora ed., Bologna, 2003 (2): 103-120.
- DE MARSILY G. (1986) - *Quantitative Hydrogeology, groundwater hydrology for Engineers Paris School of Mines*. Fontainebleau, France academic press, Inc.
- FERRIS J.G. (1963) - *Cyclic Fluctuations of Water Level As a Basis for Determining Aquifer Transmissibility*. U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 1536-I: pp. 305-318.
- GILMORE T. J & SPANE F.A.JR. (1993) - *Application of the Ferris methods for estimating hydraulic properties near a river boundary*, U.S Department of Energy.
- IVERSON R. & RICHARD M. (2000) - *Landslide triggering by rain infiltration*. Water Resources Research, (36) 7: 1897-1910.
- MASETTI M., MARANGONI T., ALBERTI L., BROGIOLI G. & FORMENTIN G. (2007) - *Experimental studies and numerical modeling of surface water-groundwater interaction in a semi-disconnected system*. Proceedings of the 35 IAHR Congress, Groundwater and Ecosystems, Lisbon, Portugal.
- KUO M.C.T., WANG W.L., LIN D.S & CHIANG C.J. (1994) - *An image-well method for predicting drawdown distribution in aquifers with irregularly shaped boundaries*. Groundwater, (32) 5.
- PINDER F.G., BREDEHOEFT J.D & COOPER H.H. (1969) - *Determination of aquifer diffusivity from aquifer response to fluctuations in river stage*. Water Resources Program, Department of Civil Engineering, Princeton University, Princeton, New Jersey, Water Resources Research, 5 (4).
- REYNOLDS R. J. (1987) - *Diffusivity of a Glacial-Outwash Aquifer by the Floodwave-Response Technique*. Groundwater, 25 (3).
- STAIANO T., RINALDI M. & PARIS E. (1995) - *Seepage and stability analysis of embankments during flood events*, Department of Civil Engineering, University of Florence, Italy.
- TERZAGHI K., PECK R. & GHOLAMREZA M. (1996) - *Soil mechanics in engineering practice*. Terza Ristampa, 1996 USA.
- ZASLAVSKY I. & KASSIFF G. (1965) - *Theoretical formulation of piping mechanism in cohesive soils*. Géotechnique, 15: 305-314.

Received July 2011 - Accepted October 2011

