



SAO Srl

Loc. Pian del Vantaggio 35/B - Orvieto



DISCARICA DI ORVIETO
 LOC. PIAN DEL VANTAGGIO 35/A
 ADEGUAMENTO MORFOLOGICO DEL SITO
 ED OTTIMIZZAZIONE DEI VOLUMI
 E DEL CAPPING SOMMITALE

PROGETTO DEFINITIVO

Attività di Consulenza Specialistica esterna

DATA GIUGNO 2014

SCALA

ELABORATO

1007 D R 004 O

RELAZIONE IDROGEOLOGICA E IDRAULICA

Collaboratori Tecnico Specialistici

Responsabile Attività Specialistiche
 Ing. Nicoletta Stracqualursi

Capo Progetto
 Ing. Paolo Smurra

Coordinatore della progettazione
 Ing. Pasquale Carbone

Responsabile Gestione Progetti
 Ing. Pietro Anastasi

AGG. N.	DATA	NOTE	FIRMA
3			
2			
1			



INDICE

1	PREMESSA	2
2.	STUDIO IDROLOGICO	2
2.1	Superficie dei bacini e coefficienti di deflusso	3
2.2	Tempo di corrivazione	3
2.3	Valutazione degli eventi piovosi	4
2.3.1	La legge TCEV	4
2.3.2	Stima regionale dei parametri TCEV	6
2.3.3	Regionalizzazione delle piogge dell'Italia Centrale	7
2.4	Portata meteorica al colmo	20
3.	CALCOLI IDRAULICI	21
4	TUBAZIONE DRENAGGIO ACQUE SUPERFICIALI ESTERNE	24
	ALLEGATI	26



1 PREMESSA

Il presente elaborato è redatto in conformità a quanto stabilito D.Lgs 36/2003 che, al punto 2.3, dell'Allegato 1 richiede *che le acque meteoriche devono essere allontanate dal perimetro dell'impianto per gravità, anche a mezzo di idonee canalizzazioni dimensionate sulla base delle piogge più intense con tempo di ritorno di 10 anni.*

La discarica in esercizio è già dotata di un canale perimetrale conforme ai requisiti richiesti dal D.Lgs 36/2003. Tale canale perimetrale, rivestito in cemento armato, raccoglie le acque meteoriche intercettate dai canali provvisori, realizzati in scavo a sezione sui ripiani dei gradoni che vengono realizzati man mano che si ingrandisce la discarica, e le convoglia a valle, reimmettendole nel locale reticolo idrografico.

Le acque di ruscellamento afferenti al piano di coltivazione ricoperto dallo strato di argilla di conduzione, in area esterna al lotto di abbancamento, vengono a convergere, in ragione della configurazione geometrica a doppio spiovente dello stesso piano di coltivazione, verso i lati e verso valle e quindi raggiungono il canale perimetrale.

Nella presente relazione si illustrano i risultati degli studi idrologici eseguiti per la stima della portata massima di pioggia defluente dai bacini imbriferi denominati B1 e B2.

Il canale perimetrale è stato verificato sulla base delle piogge più intense con tempo di ritorno (Tr) pari a 10 anni.

2. STUDIO IDROLOGICO

Lo studio idrologico, effettuato per la valutazione della portata meteorica con tempo di ritorno (Tr) pari a 10 anni, è consistito essenzialmente nelle seguenti fasi:

- analisi delle caratteristiche morfologiche del bacino imbrifero e della rete idrografica che condizionano i deflussi, pervenendo alla determinazione della superficie del bacino e del coefficiente di deflusso;
- individuazione del tempo di corrivazione in funzione delle suddette caratteristiche morfologiche del bacino imbrifero;
- valutazione degli eventi piovosi estremi mediante la procedura VA.PI
- valutazione delle portate al colmo prevedibili nella sezione di chiusura del bacino.

2.1 Superficie dei bacini e coefficienti di deflusso

La delimitazione del bacino imbrifero complessivo è stato individuato sulla cartografia ed è riportato in allegato alla presente relazione.

Con riferimento allo stralcio planimetrico allegato alla presente relazione sono stati, quindi, individuati n. 2 bacini (B1 e B2), sulla base della linea principale di displuvio delle acque meteoriche e sull'orografia del territorio circostante l'area della discarica.

La delimitazione dei bacini B1 e B2 è stata effettuata sulla planimetria riguardante lo stato finale della discarica in considerazione del fatto che tale situazione rappresenta quella più cautelativa rispetto alle fasi di coltivazione precedenti.

Per la determinazione del coefficiente di deflusso, va considerato che la parte del territorio esterno all'area della discarica confluyente nel calcolo del bacino imbrifero è coperto da zone verdi, mentre la parte di area interna alla discarica sarà costituita dalla copertura del capping, frontale e sommitale, pertanto con una forte componente di ruscellamento verso la canaletta esterna.

Sulla base di quanto appena detto, per la verifiche in oggetto e con riferimento al tempo di ritorno Tr pari a 10 anni, è stato assunto cautelativamente un coefficiente di deflusso pari a 0.8 in accordo anche con i valori presenti in letteratura.

2.2 Tempo di corrivazione

Per poter determinare il tempo di corrivazione alle sezione di chiusura del bacini esaminati, si è ricostruito il limite di ciascun bacino (B1 e B2) operando su cartografia 1:1.000, successivamente si è definita la superficie, la lunghezza dell'asta principale di ciascun bacino sottesa alla sezione di riferimento, nonché la quota minima, massima e media dei bacini stessi.

Da questi dati è stato determinato il tempo di corrivazione relativo a ciascun bacino, mediante la seguente formula di Kirpich¹,

$$Tr = 0,02221 \left(\frac{L}{\sqrt{P}} \right)^{0,8}$$

¹ Formula di Kirpich, Watt –Chow – Pezzoli – formula di sintesi tra quelle proposte dai diversi autori citati ritenuta valida per bacini idrografici piccoli ($S < 20 \text{ kmq}$)

con P = Pendenza media del percorso idraulico (m/m)

L = lunghezza asta principale (Km)

Tabella - Bacino di apporto calcolo del tempo di corrivazione

Bacino di apporto:	T_r	Superficie bacino apporto (ha)	Superficie bacino apporto (kmq)	altitudine media risp. sezione di chiusura (m) Hm-H0	Lunghezza asta principale (m)	Tempo di corrivazione (h)
Sezione chiusura bacino B1	10	4,3	0,04	24	264	0,07
Sezione chiusura bacino B2	10	9,1	0,09	19,5	650	0,25

2.3 Valutazione degli eventi piovosi

Si è proceduto quindi alla valutazione degli eventi piovosi estremi mediante la procedura VA.PI. (VALutazione PIene) elaborata dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del CNR.

E' stato adottato il modello probabilistico a doppia componente (TCEV) che interpreta i massimi annuali come il risultato di elaborazioni di due popolazioni differenti: massimi ordinari ed eventi massimi straordinari.

Le elaborazioni relative all'applicazione di tale modello fanno riferimento ad una procedura di regionalizzazione gerarchica in cui i parametri sono stati valutati per scale regionali differenti.

2.3.1 La legge TCEV

L'adozione della legge TCEV è stata introdotta a seguito della constatazione del fatto che in numerosi pluviometri si sono registrati alcuni eventi assolutamente straordinari, la cui intensità supera di gran lunga le intensità inferiori di pari durata. Tali eventi sono indicati nella letteratura anglosassone come outliers. La probabilità di questi eventi è fortemente sottostimata da una legge di Gumbel o da una legge log-normale.

La distribuzione TCEV definisce la probabilità di non superamento di una mistura di due

popolazioni di eventi definite come componente bassa, che include gli eventi che potremmo chiamare ordinari, e componente alta che include gli eventi che potremmo considerare straordinari, di cui fanno parte gli eventuali *outliers*.

La distribuzione TCEV si esprime:

$$P_X(x) = e^{-\Lambda_1 e^{\frac{x}{\Theta_1}} - \Lambda_2 e^{\frac{x}{\Theta_2}}}$$

dove X è la variabile, x è un generico valore di X e i parametri indicano:

- Λ_1 e Λ_2 il valore atteso del numero degli eventi che nell'intervallo di tempo unitario, ad esempio l'anno, che appartengono rispettivamente alla componente bassa e alla componente alta;

- Θ_1 e Θ_2 il valore atteso dell'intensità degli eventi che appartengono rispettivamente alla componente bassa e alla componente alta, in cui è ovviamente $\Theta_2 \geq \Theta_1$

La TCEV può essere messa nella forma:

$$P_X(x) = e^{-e^{-\alpha_1(x-s_1)} - e^{-\alpha_2(x-s_2)}}$$

avendo posto:

$$\alpha_1 = \frac{1}{\Theta_1}$$

$$e \quad \alpha_2 = \frac{1}{\Theta_2}$$

$$\varepsilon_1 = \frac{\ln \Lambda_1}{\alpha_1} = \Theta_1 \ln \Lambda_1$$

$$e \quad \varepsilon_2 = \frac{\ln \Lambda_2}{\alpha_2} = \Theta_2 \ln \Lambda_2$$

Ponendo:

$$\Theta_* = \frac{\Theta_2}{\Theta_1}$$

$$\Lambda^* = \frac{\Lambda_2}{\Lambda_1^{1/\Theta_*}}$$

l'espressione della distribuzione TCEV diventa:

$$P_X(x) = e^{-\Lambda_1 e^{-\frac{x}{\Theta_1}}} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\Theta_*} e^{-\frac{x}{\Theta_* \Theta_1}}$$

2.3.2 Stima regionale dei parametri TCEV

Nel caso delle piogge intense il numero degli eventi straordinari registrati da un singolo pluviometro è molto basso, e ciò rende impossibile una stima efficace dei parametri della componente alta facendo riferimento alle singole serie di osservazioni. È necessario quindi far ricorso a metodi regionali, in modo da utilizzare per la stima dei parametri tutte le osservazioni di una regione pluviometricamente omogenea. Il concetto di omogeneità pluviometrica risulterà definito dal modo in cui si sviluppa la procedura di regionalizzazione.

Con *regionalizzazione* delle variabili X_i ($i = 1 \dots n$) s'intende l'aggregazione di tali variabili in gruppi con caratteristiche stocastiche comuni. Nel caso di variabili distribuite sul territorio, come le piogge, si richiede generalmente che tali raggruppamenti abbiano anche riferimenti geografici.

Secondo la procedura proposta da Versace e al. (1989) vengono considerati tre livelli di regionalizzazione, individuando:

- al primo livello *regioni omogenee* rispetto ai parametri Λ^* e Θ^* , da cui deriva l'omogeneità anche rispetto al *coefficiente di asimmetria*;
- al secondo livello *zone omogenee* anche rispetto al parametro Λ_1 , da cui deriva l'omogeneità anche rispetto al *coefficiente di variazione*;
- al terzo livello *sottozone omogenee* rispetto alla dipendenza del parametro Θ_1 - e quindi della media - da alcune grandezze geografiche locali (quota, distanza dal mare, orientamento dei versanti).

Si procede come segue:

A al primo livello di regionalizzazione:

- in base ai valori dei coefficienti di asimmetria empirici, s'individuano, in prima approssimazione, delle regioni omogenee;
- in ciascuna regione viene eseguita la stima dei parametri Λ^* e Θ^* con il metodo proposto da Fiorentino e Gabriele (1985), applicando il criterio della massima verosimiglianza a tutte le variabili che ricadono in essa;
- con la legge standardizzata si determinano gli intervalli di confidenza, con livello di significatività α , del coefficiente di asimmetria, e si verifica se l'ipotesi di omogeneità è verificata, con quel livello di significatività, per le regioni individuate;



- se tale condizione non è soddisfatta, si modificano le regioni e si riprende la procedura;

B al *secondo livello di regionalizzazione*, avendo fissato i valori di Λ^* e Θ^* determinati al primo livello:

- in base ai valori dei coefficienti di variazione empirici, s'individuano, in prima approssimazione, delle zone omogenee;

- si stimano con il criterio della massima verosimiglianza i parametri $\Lambda_{1,i}$ relativi a ciascuna stazione;

- si determinano i coefficienti di variazione della componente base di ciascuna stazione tramite la:

$$\gamma_{1,i} = \frac{1,2825}{\ln \Lambda_{1,i} + 0,57722}$$

- in ciascuna zona omogenea si calcola il coefficiente di variazione della zona γ_I come media dei $\gamma_{1,i}$ relativi a quella zona;

- per ciascuna zona omogenea si calcola la stima di Λ_I introducendo γ_I nella;

- con la legge standardizzata si determinano gli intervalli di confidenza, con livello di significatività α , del coefficiente di variazione, e si verifica se l'ipotesi di omogeneità è verificata, con quel livello di significatività, per le zone individuate;

- se questa condizione non è soddisfatta, si modificano le zone e si riprende la procedura;

C al *terzo livello di regionalizzazione*, avendo fissato i valori di Λ^* , Θ^* e Λ_I determinati ai precedenti livelli, per cui risulta fissato il parametro β :

- s'individuano, in prima approssimazione, in base all'andamento della media con la quota z , le sottozone omogenee;

- s'interpolano gli andamenti di $\mu(z)$ con la legge prescelta, e si verifica l'adattamento;

- se l'adattamento non risulta soddisfacente, si modificano le sottozone e si riprende la procedura.

2.3.3 Regionalizzazione delle piogge dell'Italia Centrale

REGIONALIZZAZIONE DELLE MASSIME ALTEZZE DI PIOGGIA GIORNALIERE

Per meglio definire le aree omogenee è stata preventivamente effettuata la regionalizzazione dei massimi annuali delle altezze di pioggia giornaliera h_d , in modo da utilizzare anche i pluviometri ordinari, utilizzando tutte le serie con almeno 30 dati. Le stazioni complessivamente utilizzate sono 628 (626 con numerosità di almeno 30 anni e 2 con numerosità di almeno 20 anni) . La numerosità delle serie è distribuita come segue:

$$\text{numerosità della serie } <20 \quad 20 \div 29 \quad \geq 30$$

numero di stazioni 206 131 627

Per la regionalizzazione si è utilizzato un criterio geografico, ed è sempre stato possibile conservare la continuità territoriale delle aree omogenee.

Ricordando la (1.04) la distribuzione di probabilità del massimo giornaliero si scrive:

$$P(h_d) = e^{-\Lambda_1 e^{-\left(\frac{h_d}{\mu h_d}\right)^\beta}} - \Lambda_1 \Lambda_1^{1/\Theta^*} e^{-\left(\frac{h_d}{\Theta^* \mu h_d}\right)^\beta}$$

dove con μh_d si è indicato il valore medio delle massime altezze giornaliere.

Primo livello di regionalizzazione

Al primo livello di regionalizzazione si è dovuta respingere l'ipotesi di un'unica regione omogenea rispetto al coefficiente d'asimmetria, che non è risultata accettabile. Il territorio è stato quindi suddiviso in tre regioni omogenee, che si potrebbero definire: regione tirrenica (regione A, con 154 stazioni), regione appenninica (regione B, con 353 stazioni) e regione adriatica (regione C, con 120 stazioni). I valori regionali Θ^* dei parametri Λ^* e Θ^* e sono riportati nella tabella 1.

Tabella 1 - Parametri del primo livello di regionalizzazione

regione	Λ_*	Θ_*
A	0,174	3,490
B	0,762	1,241
C	0,795	2,402

Secondo livello di regionalizzazione

Al secondo livello di regionalizzazione sono state considerate le stesse tre regioni individuate al primo livello. L'ipotesi che ciascuna fosse omogenea anche rispetto al coefficiente di variazione è risultata accettabile.

I valori regionali dei parametri ΛI e β sono riportati nella tabella 2.



Tabella 2 - Parametri al secondo livello di regionalizzazione

regione = zona	A	B	C
Λ_1	29,314	22,017	27,806
β	4,480	4,359	5,301

Terzo livello di regionalizzazione

Al terzo livello di regionalizzazione si è ipotizzato che la media dell'altezza giornaliera μ_{hd} dipenda linearmente dalla sola quota z della stazione 1:

$$\mu_{hd} = cz + d$$

Sono state individuate 78 sottozone in cui i parametri della regressione e il coefficiente di correlazione assumono i valori indicati nella tabella 3.

Tabella 3 - Terzo livello di regionalizzazione: parametri della regressione della media sulla quota

sottozona	N	c (mm/m)	d (mm)	ρ	sottozona	N	c (mm/m)	d (mm)	ρ
A1	10	0,01892	55,64	0,886	B3	11	0,03478	49,18	0,859
A2	8	0,02785	59,22	0,953	B4	10	0,02747	62,61	0,724
A3	9	0,02738	64,43	0,919	B5	13	0,03136	53,96	0,904
A4	13	0,03390	67,67	0,833	B6	6	0,03764	44,54	0,933
A5	7	0,03031	60,09	0,620	B7	9	0,01863	49,36	0,756
A6	8	0,13518	66,15	0,901	B8	4	0,02219	50,91	0,844
A7	7	0,03582	67,72	0,830	B9	16	0,04546	46,32	0,953
A8	16	0,01680	62,79	0,843	B10	9	0,04145	37,12	0,893
A9	7	0,02671	61,61	0,741	B11	44	0,02300	35,60	0,849
A10	5	0,06301	67,83	0,968	B12	13	0,04292	45,49	0,901
A11	3	0,07624	41,70	0,996	B13	2	0,01793	20,47	1,000
A12	6	0,01510	72,77	0,920	B14	13	0,05343	55,04	0,921
A13	9	0,02714	50,42	0,624	B15	6	0,00153	69,69	0,135
A14	4	0,02517	62,33	0,783	B16	12	0,02565	22,88	0,912
A15	4	0,03647	68,78	0,834	B17	5	0,00722	64,41	0,798
A16	4	0,02592	52,00	0,889	B18	3	0,00128	62,43	0,391
A17	7	0,10165	15,14	0,860	B19	6	0,01418	36,02	0,836
A18	11	0,02208	58,80	0,685	B20	5	0,01098	57,23	0,449
A19	5	0,03408	41,11	0,980	B21	6	0,15691	16,83	0,913
A20	7	0,03637	49,62	0,956	B22	7	0,01890	76,65	0,795
A21	4	0,02854	43,38	0,926	B23	5	0,04972	60,54	0,887
B1	13	0,03028	43,52	0,895	B24	7	0,07960	30,38	0,903
B2	5	0,02250	42,59	0,830	B25	10	0,02089	64,28	0,676

¹ In altre regionalizzazioni (Versace e al., 1989) è stata individuata una relazione esponenziale:

$$\lambda V \mu_{\text{tot}} = cz + d$$

Tabella3 (segue) - Terzo livello di regionalizzazione: parametri della regressione della media sulla quota

sottozona	N	c (mm/m)	d (mm)	ρ	sottozona	N	c (mm/m)	d (mm)	ρ
B26	9	0,13532	-48,29	0,894	B42	9	0,02237	71,20	0,567
B27	5	0,05786	67,35	0,954	C1	19	0,00482	57,46	0,392
B28	12	0,03599	63,48	0,792	C2	34	0,02822	64,04	0,915
B29	5	0,03152	87,30	0,565	C3	8	0,05900	42,12	0,952
B30	4	0,05066	68,93	0,999	C4	5	0,06381	49,63	0,984
B31	11	0,00116	60,07	0,060	C5	6	0,01574	61,16	0,809
B32	7	0,04004	27,64	0,971	C6	5	0,01374	58,39	0,825
B33	6	0,01264	54,93	0,634	C7	5	0,00985	62,40	0,831
B34	4	0,25615	-85,09	0,955	C8	7	0,07690	50,19	0,917
B35	5	0,07432	15,64	0,740	C9	6	0,02767	51,23	0,886
B36	7	0,05270	40,46	0,667	C10	7	0,11377	38,98	0,937
B37	2	0,03513	33,42	1,000	C11	5	0,02573	57,44	0,887
B38	10	0,01874	40,79	0,637	C12	4	0,02395	44,17	0,976
B39	4	0,04514	38,13	0,969	C13	3	0,04634	-5,21	0,898
B40	8	0,04250	58,21	0,921	C14	4	0,03330	32,01	0,763
B41	4	0,08894	34,37	0,835	C15	4	0,00655	57,57	0,776

REGIONALIZZAZIONE DELLE MASSIME ALTEZZE DI PIOGGIA DI BREVE DURATA

Per l'elaborazione delle precipitazioni intense di breve durata si è adottata quindi la legge intensità-durata-frequenza a tre parametri:

$$i_t(T) = \frac{a(T)}{(b+t)^m}$$

dove:

T è il tempo di ritorno,

t è la durata della pioggia critica,

b è un parametro di deformazione della scala temporale, indipendente sia dalla durata t , sia dal tempo di ritorno T ,

m è un parametro adimensionale compreso tra 0 e 1, indipendente sia dalla durata, sia dal tempo di ritorno,

$a(T)$ è un parametro dipendente dal tempo di ritorno, ma indipendente dalla durata.

La precedente espressione può essere messa nella forma:

$$i_t(T) = i_0(T) \left(\frac{b}{b+t} \right)^m$$

dove $i_0(T)$ è l'intensità istantanea con tempo di ritorno T . La media di i_t risulta allora:

$$\mu_{it} = \mu_{i0} \left(\frac{b}{b+t} \right)^m \quad (2.04')$$

dove μ_{i0} è la media dell'intensità istantanea.

Sono state assunte le seguenti ipotesi:

a) l'intensità media di 24 ore μ_{i24} è proporzionale all'intensità media giornaliera μ_{id} :

$$\mu_{i24} = \delta \mu_{id}$$

dove il coefficiente di proporzionalità, costante su tutta l'area esaminata, vale $\delta = 1,15$;

b) il rapporto tra l'intensità media della pioggia di 5' e quella della pioggia oraria è costante su tutta l'area esaminata, assunto pari al valore ottenuto dallo studio delle piogge intense della stazione pluviometrica di Roma (Macao):

$$r = \frac{\mu_{i5'}}{\mu_{i1}} = \left(\frac{b+1}{b+0,0833} \right)^m = 3,36$$

Ricavando b :

$$b = \frac{1 - 0,0833 r^{1/m}}{r^{1/m} - 1}$$

c) l'esponente m e il parametro di trasformazione temporale b sono indipendenti dal tempo di ritorno T , in modo da imporre il parallelismo sul piano logaritmico delle leggi IDF relative a diversi tempi di ritorno;

d) l'intensità istantanea media μ_{i0} è dipendente dalla quota z della stazione pluviometrica secondo la relazione:

$$\frac{\mu_{i0}(z)}{\mu_{i0}} = \frac{\mu_{hd}(z)}{\mu_{hd}}$$

L'ipotesi a) è confermata con buona approssimazione dall'esame dei rapporti δ di tutte le stazioni della area studiata. Da essa discende che anche per μ_{i24} vale una relazione lineare con la quota:

$$\mu_{i24} = \delta \frac{cz + d}{24}$$

L'ipotesi b) è suffragata da ricerche condotte su scala mondiale da diversi autori (Calenda e al., 1995). Da essa si può ricavare il valore del parametro di trasformazione temporale b per ciascuna stazione.

L'ipotesi c) è confermata con buona approssimazione dall'analisi delle curve di caso critico empiriche.

L'ipotesi d) è stata dedotta dai dati, anche se il numero molto ridotto delle stazioni pluviografiche presenti in ciascuna sottozona non autorizza conclusioni definitive.

Dalla precedenti espressioni, sostituendo, si ricava quanto segue:

$$\frac{\mu_{i0}(z)}{\bar{\mu}_{i0}} = \frac{\mu_{i24}(z)}{\bar{\mu}_{i24}} = \frac{\delta(cz + d)}{24\bar{\mu}_{i24}}$$

$$\mu_{i0}(z) = \frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}} \delta \frac{(cz + d)}{24}$$

$$\mu_{i0}(z) = \mu_{i24}(z) \left(\frac{b + 24}{b} \right)^m$$

$$m = \frac{\ln\left(\frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}}\right)}{\ln\left(\frac{b + 24}{b}\right)}$$

$$m = \frac{\ln\left(\frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}}\right)}{\ln\left[1 + \frac{24(r^{1/m} - 1)}{1 - 0,0833r^{1/m}}\right]}$$

che costituisce un'equazione implicita, la cui soluzione fornisce il valore di m , nota la quale è possibile ricavare il parametro b .

I valori regionali dei parametri b , m e $\bar{\mu}_{i0} / \bar{\mu}_{i24}$ che compaiono nelle espressioni viste sono riportati nella seguente tabella 4.



Tabella 4 - Regionalizzazione delle piogge intense: parametri regionali delle relazioni IDF

sottozona	N	b (h)	m	μ_{50}/μ_{24}	sottozona	N	b (h)	m	μ_{50}/μ_{24}
A1	7	0,1660	0,7810	48,90	B19	1	0,1135	0,6951	41,48
A2	4	0,1528	0,7597	46,83	B20	1	0,1170	0,7010	41,91
A3	8	0,1454	0,7478	45,74	B21	2	0,1585	0,7690	47,72
A4	4	0,1705	0,7881	49,62	B22	3	0,1101	0,6895	41,08
A5	2	0,1621	0,7748	48,28	B23	5	0,1398	0,7387	44,94
A6	3	0,1137	0,6955	41,50	B24	3	0,1040	0,6792	40,39
A7	5	0,1054	0,6816	40,54	B25	6	0,0986	0,6700	39,80
A8	6	0,1323	0,7263	43,89	B26	4	0,0908	0,6565	39,02
A9	3	0,1502	0,7555	46,45	B27	2	0,1366	0,7335	44,49
A10	4	0,1415	0,7415	45,18	B28	6	0,1168	0,7007	41,88
A11	1	0,1744	0,7943	50,26	B29	4	0,0895	0,6542	38,89
A12	2	0,1251	0,7145	42,93	B30	2	0,1222	0,7097	42,56
A13	2	0,1484	0,7526	46,18	B31	5	0,0902	0,6555	38,96
A14	1	0,1521	0,7586	46,73	B32	5	0,1071	0,6844	40,73
A15	1	0,1326	0,7269	43,93	B33	3	0,0806	0,6389	38,13
A16	2	0,1427	0,7434	45,35	B34	2	0,0940	0,6620	39,33
A17	7	0,1728	0,7917	50,00	B35	3	0,0977	0,6684	39,71
A18	1	0,1498	0,7549	46,39	B36	2	0,1434	0,7446	45,45
A19	3	0,1729	0,7919	50,02	B37	1	0,1141	0,6962	41,56
A20	2	0,1456	0,7482	45,77	B38	7	0,1670	0,7826	49,06
A21	3	0,1437	0,7450	45,49	B39	4	0,0971	0,6674	39,65
B1	7	0,1168	0,7006	41,88	B40	4	0,1136	0,6953	41,49
B2	1	0,1603	0,7718	47,99	B41	1	0,1673	0,7830	49,11
B3	3	0,1252	0,7146	42,94	B42	3	0,1279	0,7190	43,29
B4	6	0,1015	0,6748	40,10	C1	10	0,1408	0,7403	45,08
B5	2	0,1302	0,7230	43,61	C2	24	0,1107	0,6905	41,15
B6	2	0,1354	0,7314	44,31	C3	7	0,1156	0,6986	41,73
B7	4	0,1275	0,7185	43,25	C4	2	0,1123	0,6932	41,34
B8	1	0,1768	0,7981	50,66	C5	2	0,1281	0,7195	43,33
B9	5	0,1455	0,7479	45,75	C6	4	0,0957	0,6650	39,50
B10	3	0,1136	0,6953	41,49	C7	3	0,1129	0,6942	41,41
B11	18	0,1035	0,6782	40,32	C8	6	0,1001	0,6725	39,96
B12	3	0,1097	0,6887	41,02	C9	4	0,1076	0,6852	40,79
B13	1	0,0685	0,6173	37,30	C10	6	0,1034	0,6781	40,31

Tabella 4 (segue) – Regionalizzazione delle piogge intense: parametri regionali delle relazioni IDF

sottozona	N	b (h)	m	μ_{i0}/μ_{i24}	sottozona	N	b (h)	m	μ_{i0}/μ_{i24}
B14	4	0,1380	0,7357	44,68	C11	1	0,1101	0,6895	41,08
B15	5	0,1048	0,6804	40,47	C12	3	0,1100	0,6894	41,07
B16	8	0,1051	0,6811	40,51	C13	3	0,0821	0,6414	38,25
B17	2	0,0889	0,6532	38,84	C14	3	0,0897	0,6547	38,92
B18	3	0,1167	0,7005	41,87	C15	1	0,0863	0,6488	38,61

È ovviamente:

$$\frac{h_d}{\mu_{hd}} = \frac{\delta h_{24}}{\delta \mu_{h24}} = \frac{i_0 \left(\frac{b}{b+24} \right)^m 24}{\mu_{i0} \left(\frac{b}{b+24} \right)^m 24} = \frac{i_0}{\mu_{i0}}$$

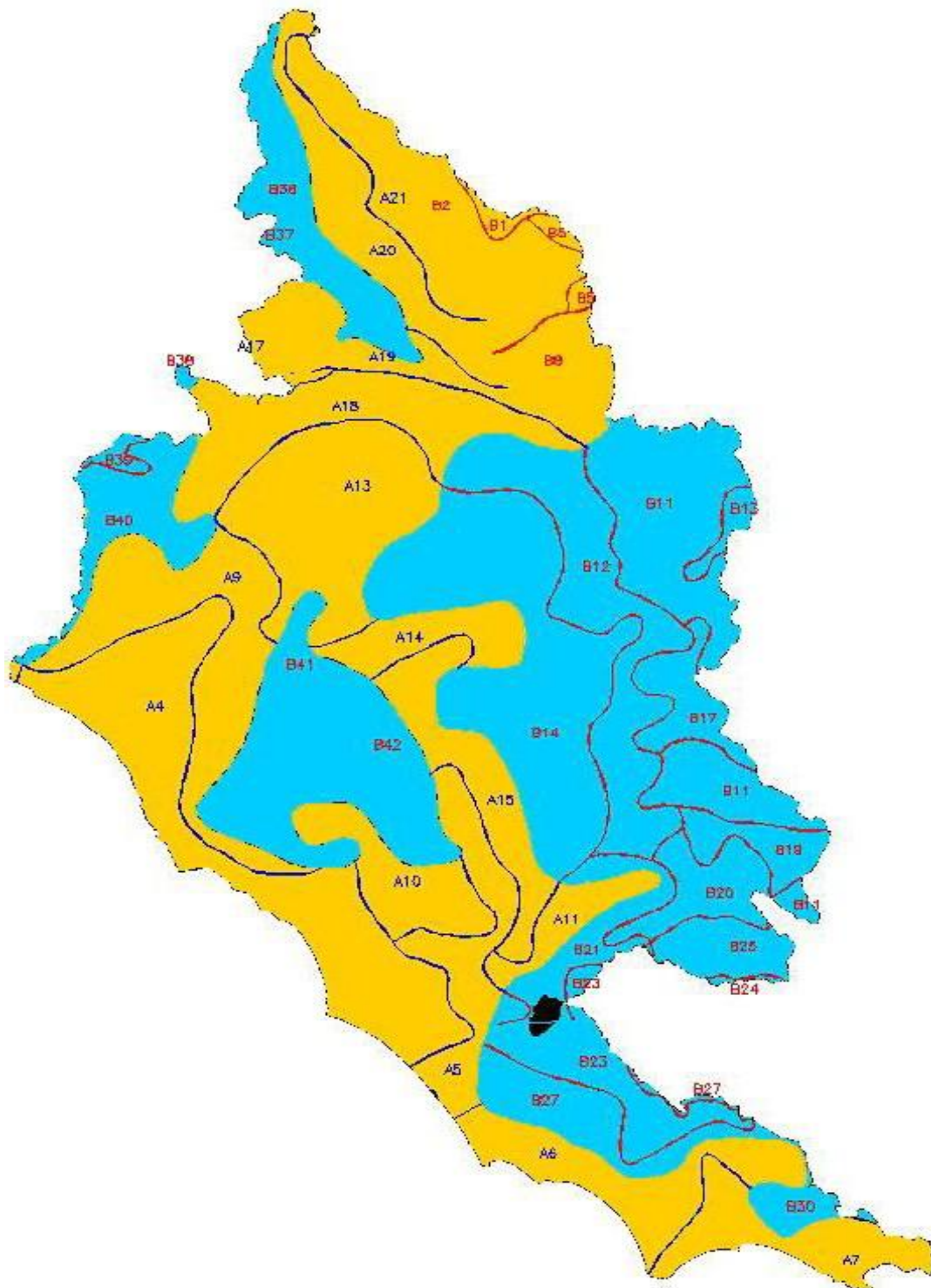
che sostituito nella espressione della distribuzione di probabilità dello spessore di pioggia dà la distribuzione di probabilità dell'intensità di pioggia istantanea:

$$P(i_0) = e^{-\Lambda_1} e^{-\left(\frac{i_0}{\mu_{i0}} \right)^\beta} - \Lambda_1 \Lambda_1^{1/\Theta_1} e^{-\left(\frac{i_0}{\Theta_1 \mu_{i0}} \right)^\beta}$$

Sostituendo ancora si ottiene la distribuzione di probabilità dell'intensità i_t relativa alla durata t generica:

$$P(i_t) = e^{-\Lambda_1} e^{-\left[\frac{i_t}{\mu_{i0}(z)} \left(\frac{b+t}{b} \right)^m \right]^\beta} - \Lambda_1 \Lambda_1^{1/\Theta_1} e^{-\left[\frac{i_t}{\Theta_1 \mu_{i0}(z)} \left(\frac{b+t}{b} \right)^m \right]^\beta}$$

Per l'applicazione di tale modello è stato necessario individuare le intersezioni tra le singole aree dei bacini idrografici considerati e le sottozone omogenee risultanti dal terzo livello di regionalizzazione delle precipitazioni, in modo da ottenere l'intensità di precipitazione con durata pari al tempo di concentrazione del bacino, mediante una media pesata sull'area dei bacini considerati. Nella figura seguente sono riportate le curve delimitanti le sottozone omogenee individuate dalla regionalizzazione delle piogge per i bacini considerati.



Sottozone Vapi per i bacini considerati.



L'Italia Centrale è stata suddivisa in tre regioni omogenee:

- zona A, Tirrenica
- zona B, Appenninica
- zona C, Adriatica

L'area in esame ricade nella **sottozona A13**.

Considerato che il massimo contributo di tutto il bacino alla formazione della piena si ha nel momento in cui tutte le gocce cadenti su ogni punto del bacino hanno raggiunto la sezione di chiusura, e quindi dopo un tempo pari al tempo di corrivazione del punto più lontano, si può affermare che la durata corrispondente al caso più critico coincide con il tempo di corrivazione del bacino.

Assumendo quindi come durata dell'evento piovoso proprio il tempo di corrivazione, è possibile determinare il valore della relativa intensità di pioggia per il tempo di ritorno del bacino idrologico. I risultati del calcolo sono esposti nella tabella che segue:

BACINO IDROLOGICO B1

$$P(i_t) = e^{-\Lambda_t} e^{-\left[\frac{i_t}{\mu_{i0}(z)} \beta \left(\frac{b+t}{b} \right)^m \right]} - \Lambda^* \Lambda_t^{1/\Theta^*} e^{-\left[\frac{i_t}{\Theta^* \mu_{i0}(z)} \beta \left(\frac{b+t}{b} \right)^m \right]}$$

RELAZIONE IDF A TRE PARAMETRI

con:

$$\mu_{i0}(z) = \frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}} \delta \frac{(cz+d)}{24}$$

$$i_t(T_r) = \frac{a_i(T_r)}{(b+t)^m}$$

REGIONE A COINCIDENTE COI LA ZONA A			SOTTOZONA A13						TEMPO CONCENTR. BACINO	
$\Lambda^* = 0,174$	$\Lambda_1 = 29,314$	$\beta = \mu_{i0}/\mu_{i24} = 1,150$	$c = 0,02714$	$b = 0,14837$	$\mu_{i0}(z) = 125,022$				τ_b (ore)	
$\Theta^* = 3,490$	$\beta = 4,480$	$\beta = i_5/i_{60} = 3,336$	$d = 50,42315$	$m = 0,75261$	$\mu_{i0} / \mu_{i24} = 46,178$				0,070	
STAZIONE	$a_i(T_r)$	P(i)	$T_r(i)$	i_0	i_1	i_3	i_6	i_{12}	i_{24}	$i_{\tau b}$
quota z (m s. m.): 224,0	26,438	0,500	2	111,145	23,824	11,152	6,739	4,037	2,407	83,093
	30,786	0,667	3	129,424	27,742	12,987	7,847	4,700	2,803	96,759
	36,144	0,800	5	151,949	32,570	15,247	9,213	5,519	3,291	113,599
	44,249	0,900	10	186,019	39,873	18,665	11,279	6,756	4,028	139,070
	54,622	0,950	20	229,627	49,221	23,041	13,923	8,340	4,973	171,672
	62,163	0,967	30	261,332	56,017	26,222	15,846	9,491	5,659	195,375
	72,946	0,980	50	306,662	65,733	30,771	18,594	11,137	6,641	229,264
	88,653	0,990	100	372,694	79,887	37,396	22,598	13,536	8,071	278,630
	104,681	0,995	200	440,074	94,330	44,157	26,683	15,983	9,530	329,004
	114,081	0,997	300	479,592	102,801	48,123	29,079	17,418	10,386	358,548
	125,925	0,998	500	529,384	113,474	53,119	32,098	19,226	11,464	395,773
	141,993	0,999	1000	596,931	127,952	59,897	36,194	21,679	12,927	446,272

BACINO IDROLOGICO B2

$$P(i_t) = e^{-\Lambda t} e^{-\left[\frac{i_t}{\mu_{i0}(z)} \beta \left(\frac{b+t}{b} \right)^m \right]} - \Lambda^* \Lambda t^{1/\Theta^*} e^{-\left[\frac{i_t}{\Theta^* \mu_{i0}(z)} \beta \left(\frac{b+t}{b} \right)^m \right]}$$

RELAZIONE IDF A TRE PARAMETRI

$$i_t(T_r) = \frac{a_i(T_r)}{(b+t)^m}$$

con:

$$\mu_{i0}(z) = \frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}} \delta \frac{(cz+d)}{24}$$

REGIONE A COINCIDENTE COI LA ZONA A		SOTTOZONA A13								TEMPO CONCENTR. BACINO
$\Lambda^* = 0,174$	$\Lambda_1 = 29,314$	$\beta = \mu_{i0}/\mu_{i24} = 1,150$	$c = 0,02714$	$b = 0,14837$	$\mu_{i0}(z) = 125,293$		τ_b (ore)		0,250	
$\Theta^* = 3,490$	$\beta = 4,480$	$\gamma = i_5/i_{60} = 3,336$	$d = 50,42315$	$m = 0,75261$	$\bar{\mu}_{i0} / \bar{\mu}_{i24} = 46,178$					
STAZIONE	$a_i(T_r)$	P(i)	$T_r(i)$	i_0	i_1	i_3	i_6	i_{12}	i_{24}	$i_{\tau b}$
quota z (m s. m.): 228,5	26,493	0,500	2	111,375	23,873	11,175	6,753	4,045	2,412	52,962
	30,850	0,667	3	129,692	27,800	13,013	7,864	4,710	2,809	61,672
	36,220	0,800	5	152,266	32,638	15,278	9,232	5,530	3,297	72,406
	44,343	0,900	10	186,417	39,959	18,705	11,303	6,770	4,037	88,646
	54,740	0,950	20	230,124	49,327	23,091	13,953	8,358	4,983	109,429
	62,298	0,967	30	261,897	56,138	26,279	15,880	9,512	5,671	124,538
	73,104	0,980	50	307,325	65,875	30,837	18,634	11,161	6,655	146,140
	88,845	0,990	100	373,500	80,060	37,477	22,647	13,565	8,088	177,608
	104,907	0,995	200	441,025	94,534	44,253	26,741	16,017	9,551	209,718
	114,328	0,997	300	480,628	103,023	48,227	29,142	17,455	10,408	228,550
	126,198	0,998	500	530,529	113,719	53,234	32,168	19,268	11,489	252,279
	142,300	0,999	1000	598,221	128,229	60,026	36,272	21,726	12,955	284,468



In definitiva, dai risultati del calcolo VAPI, si ottengono i seguenti valori di intensità di pioggia per ciascun bacino considerato:

Bacino – sez chiusura	$T_r(i)$	i_b (mm/h)
Bacino B1	10	139,1
Bacino B2	50	88,6

2.4 Portata meteorica al colmo

Per la trasformazione dell'afflusso di pioggia in portata al colmo è stato adottato il *metodo cinematico* o metodo del *tempo di corrivazione*.

Le assunzioni su cui detto metodo si basa sono le seguenti:

- la formazione della piena è dovuta unicamente ad un trasferimento della massa liquida
- ogni goccia di pioggia si muove sulla superficie del bacino seguendo un percorso immutabile che dipende solo dal punto in cui è caduta
- la velocità di una goccia non è influenzata dalla presenza di altre gocce
- la portata defluente è data dalla somma delle portate elementari provenienti dalle diverse parti del bacino, che si presentano nello stesso istante alla sezione di chiusura

Come precedentemente descritto, le piogge critiche saranno quindi quelle i cui eventi intensi hanno durata pari al tempo di corrivazione del bacino. Questa situazione infatti risulta essere la più gravosa, facendo sì che tutto il bacino contribuisca alla determinazione della portata.

Per la valutazione della portata al colmo si è utilizzata la seguente *formula di De Martino*:

$$Q \equiv \frac{i}{3600} \cdot \sum A_i \cdot \varphi_i \cdot \Psi_i \quad \frac{\text{lt}}{\text{sec}}$$

dove:

- i rappresenta l'intensità di pioggia di progetto in *mm/ora*;
 A_i le superfici dei bacini tributari in m^2 ;
 φ_i i coefficienti di deflusso delle superfici tributarie;
 Ψ il coefficiente di ritardo delle superfici tributarie.

Il coefficiente di ritardo, infine, è stato determinato impiegando la formula:

$$\Psi_i \equiv \frac{1}{\left(\frac{A_i}{10000}\right)^{\frac{1}{6}}}$$

Per la determinazione delle piogge di progetto, è stato considerato, come già detto, un evento piovoso con tempo di ritorno T_R pari a 10 anni.

Nella tabella seguente sono riportati i risultati dei calcoli di determinazione della portata di pioggia al colmo per ciascun bacino idrografico di apporto B1 e B2.

Tabella - Calcolo delle portate di pioggia ($T_R = 10$ anni)

Bacino d'apporto	Intensità di pioggia [mm/h]	Coeff. di ritardo	Coeff. di afflusso	Portata di pioggia specifica [mc/s x ha]	Portata di pioggia al colmo [mc/s]
Bacino B1	139,1	0,78	0,80	0,242	1,05
Bacino B2	88,6	0,69	0,80	0,136	1,24

3. CALCOLI IDRAULICI

Per ciascuna sezione di chiusura di interesse relativamente ai due bacini B1 e B2 è stata ricostruita la relativa scala di deflusso che, come noto, una volta fissata la geometria dell'alveo, lega le altezze idrometriche alle portate fluenti.



La canaletta perimetrale rivestita in cemento armato è a sezione trapezia con le seguenti dimensioni:
fondo alveo: 0,85 m ; altezza: 0,85 m; base maggiore: 1,50 m.

I calcoli idraulici sono stati eseguiti utilizzando la *formula di Chezy-Gauckler-Strickler* valida per deflussi di correnti a pelo libero in moto uniforme assolutamente turbolento, adottando un valore medio per la pendenza dell'alveo:

$$Q = K_S \times \Omega \times R^{\frac{2}{3}} \times \sqrt{i}$$

con:

Q = portata attraverso il canale (m³/s)

K_S = coefficiente di Gauckler-Strickler (m^{1/3}/s), assunto pari a 60

R = Ω/B = raggio idraulico della sezione di passaggio (m)

Ω = area della sezione bagnata normale alla corrente (m²)

i = pendenza del fondo (m/m).

Di seguito sono riportati i risultati delle verifiche idrauliche.

CANALETTA PERIMETRALE DISCARICA -SEZIONE DI CHIUSURA BACINO B1

Dalla ricostruzione della scala di deflusso risulta che la portata complessiva (Q= 1 mc/s) transita per la sezione considerata con un livello idrico di circa **18 cm** misurato dal fondo considerando la pendenza media del percorso idraulico pari a 0.13m/m. Osservando la geometria della canaletta perimetrale esistente da risulta cui un'altezza pari a circa 0,85 m, la verifica idraulica evidenzia che la sezione risulta idonea al deflusso della portata di progetto determinata con Tr = 10 anni.

La sezione risulta essere idonea al deflusso della portata di progetto (Q = 1 mc/s) anche con una pendenza pari al 3 %, in corrispondenza della sezione di chiusura, a cui corrisponde un livello idrico di 0,30 m.

CANALETTA PERIMETRALE DISCARICA -SEZIONE DI CHIUSURA BACINO B2

Dalla ricostruzione della scala di deflusso risulta che la portata complessiva (Q= 1,24 mc/s) transita per la sezione considerata con un livello idrico di circa **30 cm** misurato dal fondo. Considerando che la geometria



della canaletta perimetrale esistente è tale per cui l'altezza è di 0,85 m, la verifica idraulica evidenzia che la sezione risulta idonea al deflusso della portata di progetto determinata con $T_r = 10$ anni.

La sezione risulta essere idonea al deflusso della portata di progetto ($Q = 1,24$ mc/s) anche con la pendenza pari al 3 %, in corrispondenza della sezione di chiusura, a cui corrisponde un livello idrico di 0,33 m.

In allegato alla presente relazione si riportano la delimitazione del bacino imbrifero complessivo (B1 e B2) e la ricostruzione delle relative scale di deflusso per le sezione esaminata.

4 TUBAZIONE DRENAGGIO ACQUE SUPERFICIALI ESTERNE

Nell'ambito del presente intervento di progetto è prevista la posa di una tubazione di drenaggio delle acque superficiali esterne al bacino idrografico delle acque afferenti alla canaletta perimetrale.

In particolare si è individuata una piccola area, nella zona a nord-est del sito di discarica, in prossimità della cosiddetta “sella morfologica”, di circa 3000 mq le cui acque verranno appunto drenate tramite una tubazione DN 500 in Pead corrugato per una lunghezza di circa 180 m fino a raggiungere, più a valle, la quota della canaletta perimetrale.

Per la stima indicativa della portata delle acque di drenaggio si è proceduto analogamente a quanto illustrato nelle pagine precedenti per la verifica della canaletta perimetrale, ovvero dapprima è stato delimitato il piccolo bacino imbrifero (che nel seguito verrà denominato B3) calcolandone la superficie e valutando il coefficiente di deflusso; successivamente è stato calcolato il tempo di corrivazione con la nota formula di Kirpich, in funzione delle caratteristiche morfologiche del bacino imbrifero, poi si è valutata l'intensità di pioggia mediante la nota procedura VA.PI. e infine è stata valutata la portata al colmo prevedibile in corrispondenza della sezione di chiusura tramite la *formula di De Martino*.

La tabella seguente riassume le caratteristiche morfologiche del bacino B3.

Tabella - Caratteristiche bacino B3 per tubazione di drenaggio

Superficie bacino B3	mq	3115
Superficie bacino B3	ha	0,31
Superficie bacino B3	kmq	0,0031
Quota Hmax bacino B3	m slm	219
Quota sez chiusura Ho	m slm	212
Quota media bacino Hm	m slm	215,5
Quota max percorso idraulico Hmax L	m slm	214
Lunghezza asta princip	m	55,6
Pendenza media percorso idraulico	m/m	0,04



Per la determinazione delle piogge, è stato considerato, anche in questo caso, un evento piovoso con tempo di ritorno T_R pari a 10 anni.

Nella tabella seguente sono riportati i risultati dei calcoli di determinazione della portata di pioggia al colmo per il bacino idrografico di apporto B3.

Tabella - Calcolo della portata di pioggia ($T_R = 10$ anni)

Bacino d'apporto	Tempo di corrivazione secondo Kirpich (ore)	Intensità di pioggia [mm/h]	Coeff. di ritardo	Coeff. di afflusso	Portata di pioggia specifica [mc/s x ha]	Portata di pioggia al colmo [mc/s]	Portata di pioggia al colmo [l/s]
Bacino B3	0,03	161,28	1,00	0,20	0,090	0,03	27,9

Infine i calcoli idraulici sono stati eseguiti utilizzando la *formula di Chezy-Gauckler-Strickler*, dalla cui verifica alla scala di deflusso risulta che la scelta del diametro della tubazione di drenaggio, DN 500 in PEad, è altamente cautelativa in quanto deve scongiurare l'eventualità di intasamenti dello speco.

In allegato alla presente relazione è riportata la relativa scala di deflusso.

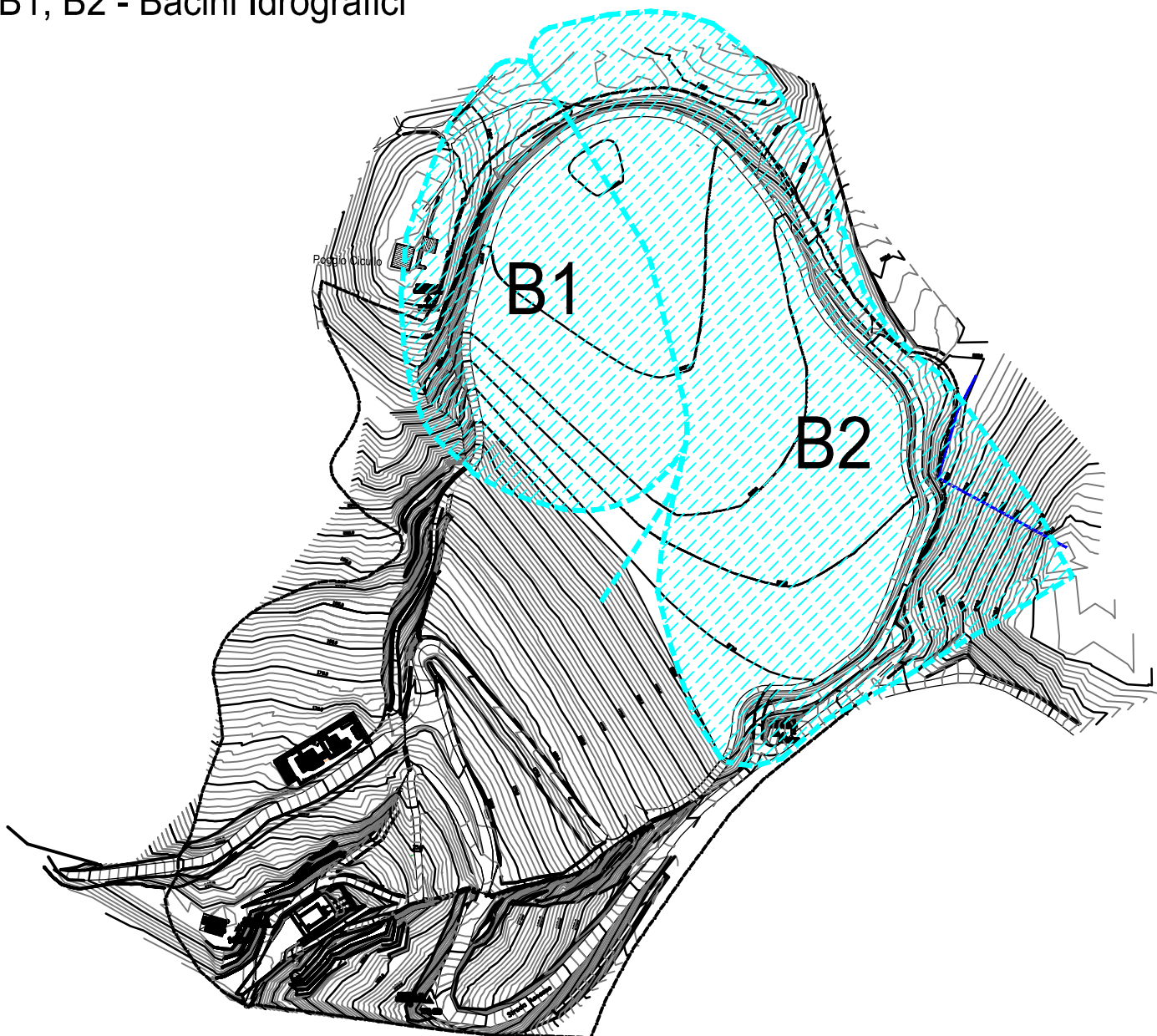


ALLEGATI

- DELIMITAZIONE DEL BACINO IMBRIFERO (B1+B2)

- SCALE DI DEFLUSSO:
 - sezione trapezoidale canaletta perimetrale discarica – Bacino B1
 - sezione trapezoidale canaletta perimetrale discarica – Bacino B2
 - sezione circolare tubazione di drenaggio DN 500 in Pead - Bacino B3

B1, B2 - Bacini Idrografici



Scala di deflusso sezione trapezoidale

Canaletta perimetrale scarica - Sez. di chiusura Bacino B1

IPOTESI DI PARTENZA

- 1) Sezione trapezoidale composta simmetrica
- 2) Condizione di moto uniforme (validità della formula di Chezy), quindi:
 - si considera un tratto di canale sufficientemente esteso e a pendenza costante
 - la forma della sezione trasversale lungo il tratto considerato non deve essere molto variabile
 - viene usata la formula di Manning per il calcolo della portata di deflusso corrispondente ad una altezza idrica h

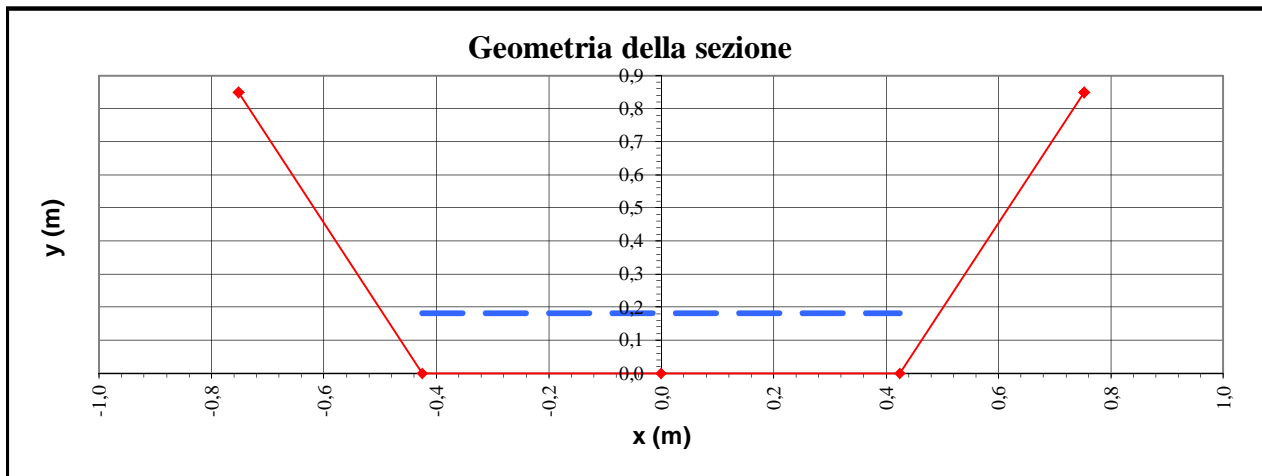
VALORI CALCOLATI IN BASE AD I DATI DI INPUT

A1(mq)	area sezione bagnata in golena
A2(mq)	area sezione bagnata in zona centrale
C1 (m)	contorno bagnato in una golena (NB: sono supposte simmetriche)
C2 (m)	contorno bagnato in zona centrale
R1(m)	raggio idraulico in golena = $A1/C1$ (NB: le golene sono supposte simmetriche)
R2(m)	raggio idraulico in zona centrale = $A2/C2$
Q1(mc/s)	portata in golena (NB: le golene sono supposte simmetriche)
Q2 (mc/s)	portata in zona centrale
Qtot (mc/s)	portata totale pari a $Qtot = Q2+2Q1$

DATI DI INPUT

larghezza del canale nel tratto centrale ad altezza zero	b=	0,85	m
altezza del canale nel tratto centrale	h1=	0,85	m
altezza del canale in golena	h2=	0,00	m
larghezza del canale in golena	a=	0,00	m
pendenza del canale (pendenza media del percorso idraulico)	i=	0,1300	m/m
inclinazione della sponda in zona centrale	$\tan(\alpha)=$	2,600	m/m
inclinazione della sponda in golena	$\tan(\beta)=$	90,000	m/m
coefficiente di scabrezza di Manning in golena	n1=	0,0010	s/m ^{1/3}
coefficiente di scabrezza di Manning in zona centrale	n2=	0,0167	s/m ^{1/3}

Portata Tr = 10 anni 1050 l/s ----- Livello idrico = 0,181 m



DATI DI CALCOLO

altezza totale del canale	h1+h2=	0,85	m
proiezione orizzontale della sponda in zona centrale	c=	0,33	m
proiezione orizzontale del paramento in golena	d=	0,00	m
inclinazione sponda nel tratto centrale	$\sin(\alpha)=$	0,93	-
inclinazione sponda nel tratto centrale	$\tan(\alpha)=$	2,60	-
inclinazione sponda in golena	$\sin(\beta)=$	1,00	-
inclinazione sponda in golena	$\tan(\beta)=$	90,00	-

Scala di deflusso sezione trapezoidale

Canaletta perimetrale scarica - Sez. di chiusura Bacino B1 $i = 3\%$

IPOTESI DI PARTENZA

- 1) Sezione trapezoidale composta simmetrica
- 2) Condizione di moto uniforme (validità della formula di Chezy), quindi:
 - si considera un tratto di canale sufficientemente esteso e a pendenza costante
 - la forma della sezione trasversale lungo il tratto considerato non deve essere molto variabile
 - viene usata la formula di Manning per il calcolo della portata di deflusso corrispondente ad una altezza idrica h

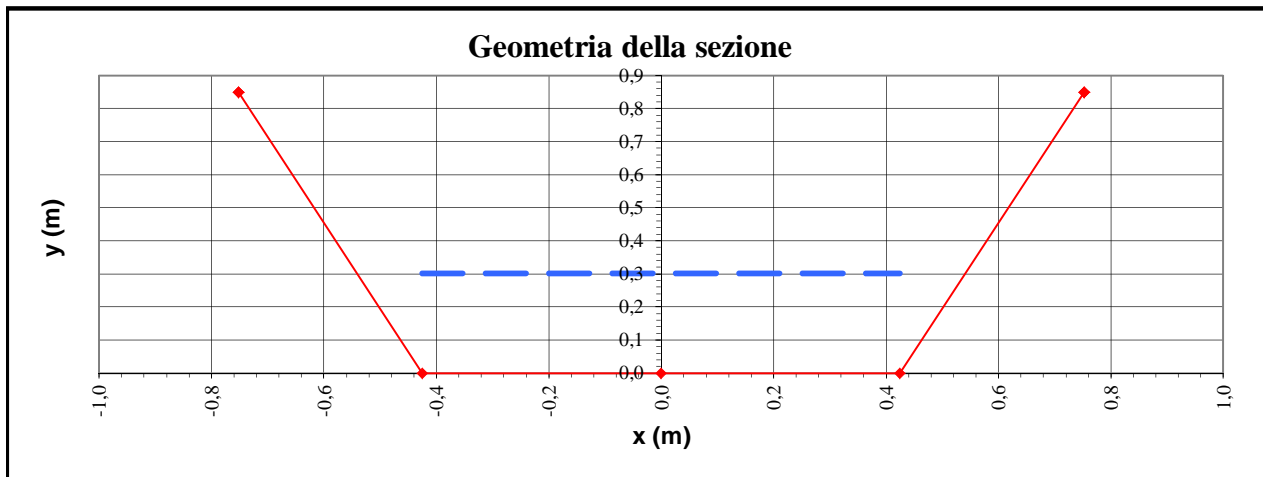
VALORI CALCOLATI IN BASE AD I DATI DI INPUT

A1(mq)	area sezione bagnata in golena
A2(mq)	area sezione bagnata in zona centrale
C1 (m)	contorno bagnato in una golena (NB: sono supposte simmetriche)
C2 (m)	contorno bagnato in zona centrale
R1(m)	raggio idraulico in golena = $A1/C1$ (NB: le golene sono supposte simmetriche)
R2(m)	raggio idraulico in zona centrale = $A2/C2$
Q1(mc/s)	portata in golena (NB: le golene sono supposte simmetriche)
Q2 (mc/s)	portata in zona centrale
Qtot (mc/s)	portata totale pari a $Qtot = Q2+2Q1$

DATI DI INPUT

larghezza del canale nel tratto centrale ad altezza zero	$b=$	0,85 m
altezza del canale nel tratto centrale	$h1=$	0,85 m
altezza del canale in golena	$h2=$	0,00 m
larghezza del canale in golena	$a=$	0,00 m
pendenza del canale	$i=$	0,0300 m/m
inclinazione della sponda in zona centrale	$\tan(\alpha)=$	2,600 m/m
inclinazione della sponda in golena	$\tan(\beta)=$	90,000 m/m
coefficiente di scabrezza di Manning in golena	$n1=$	0,0010 s/m ^{1/3}
coefficiente di scabrezza di Manning in zona centrale	$n2=$	0,0167 s/m ^{1/3}

Portata Tr = 10 anni 1050 l/s - - - - - Livello idrico = 0,301 m



DATI DI CALCOLO

altezza totale del canale	$h1+h2=$	0,85 m
proiezione orizzontale della sponda in zona centrale	$c=$	0,33 m
proiezione orizzontale del paramento in golena	$d=$	0,00 m
inclinazione sponda nel tratto centrale	$\text{sen}(\alpha)=$	0,93 -
inclinazione sponda nel tratto centrale	$\tan(\alpha)=$	2,60 -
inclinazione sponda in golena	$\text{sen}(\beta)=$	1,00 -
inclinazione sponda in golena	$\tan(\beta)=$	90,00 -

Scala di deflusso sezione trapezoidale

Canaletta perimetrale discarica - Sez. di chiusura Bacino B2

IPOTESI DI PARTENZA

- 1) Sezione trapezoidale composta simmetrica
- 2) Condizione di moto uniforme (validità della formula di Chezy), quindi:
 - si considera un tratto di canale sufficientemente esteso e a pendenza costante
 - la forma della sezione trasversale lungo il tratto considerato non deve essere molto variabile
 - viene usata la formula di Manning per il calcolo della portata di deflusso corrispondente ad una altezza idrica h

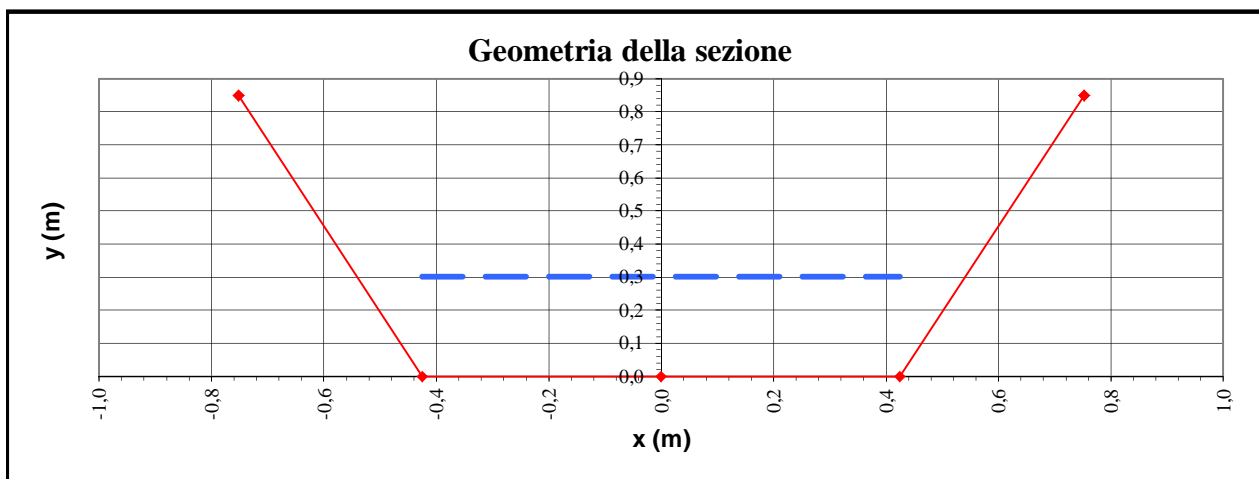
VALORI CALCOLATI IN BASE AD I DATI DI INPUT

A1(mq)	area sezione bagnata in golena
A2(mq)	area sezione bagnata in zona centrale
C1 (m)	contorno bagnato in una golena (NB: sono supposte simmetriche)
C2 (m)	contorno bagnato in zona centrale
R1(m)	raggio idraulico in golena = $A1/C1$ (NB: le golene sono supposte simmetriche)
R2(m)	raggio idraulico in zona centrale = $A2/C2$
Q1(mc/s)	portata in golena (NB: le golene sono supposte simmetriche)
Q2 (mc/s)	portata in zona centrale
Qtot (mc/s)	portata totale pari a $Qtot = Q2+2Q1$

DATI DI INPUT

larghezza del canale nel tratto centrale ad altezza zero	$b=$	0,85	m
altezza del canale nel tratto centrale	$h1=$	0,85	m
altezza del canale in golena	$h2=$	0,00	m
larghezza del canale in golena	$a=$	0,00	m
pendenza del canale (pendenza media del percorso idraulico)	$i=$	0,0400	m/m
inclinazione della sponda in zona centrale	$\tan(\alpha)=$	2,600	m/m
inclinazione della sponda in golena	$\tan(\beta)=$	90,000	m/m
coefficiente di scabrezza di Manning in golena	$n1=$	0,0010	s/m ^{1/3}
coefficiente di scabrezza di Manning in zona centrale	$n2=$	0,0167	s/m ^{1/3}

Portata Tr = 10 anni 1240 l/s - - - - - Livello idrico = 0,301 m



DATI DI CALCOLO

altezza totale del canale	$h1+h2=$	0,85	m
proiezione orizzontale della sponda in zona centrale	$c=$	0,33	m
proiezione orizzontale del paramento in golena	$d=$	0,00	m
inclinazione sponda nel tratto centrale	$\sin(\alpha)=$	0,93	-
inclinazione sponda nel tratto centrale	$\tan(\alpha)=$	2,60	-
inclinazione sponda in golena	$\sin(\beta)=$	1,00	-
inclinazione sponda in golena	$\tan(\beta)=$	90,00	-

Scala di deflusso sezione trapezoidale

Canaletta perimetrale scarica - Sez. di chiusura Bacino B2 $i = 3\%$

IPOTESI DI PARTENZA

- 1) Sezione trapezoidale composta simmetrica
- 2) Condizione di moto uniforme (validità della formula di Chezy), quindi:
 - si considera un tratto di canale sufficientemente esteso e a pendenza costante
 - la forma della sezione trasversale lungo il tratto considerato non deve essere molto variabile
 - viene usata la formula di Manning per il calcolo della portata di deflusso corrispondente ad una altezza idrica h

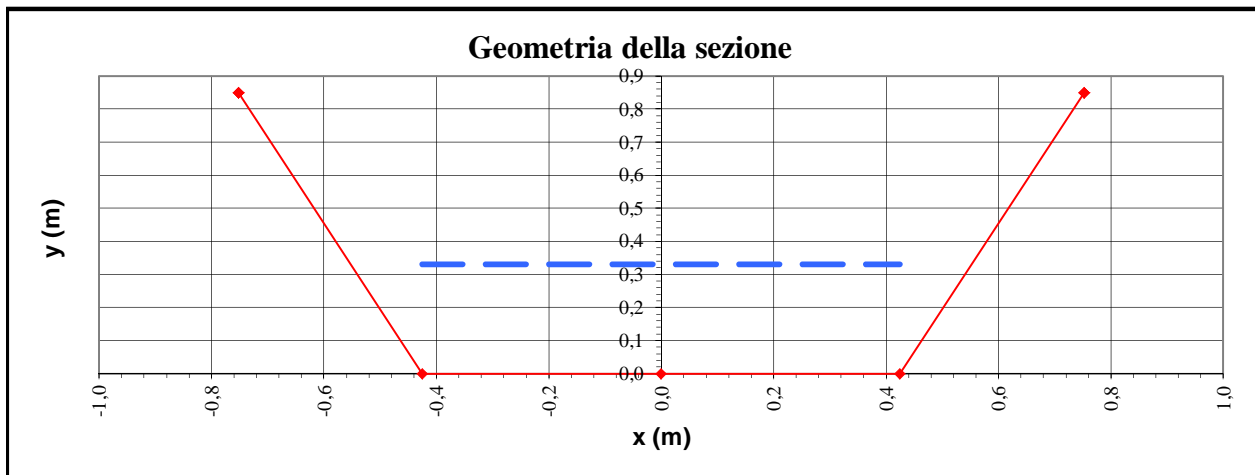
VALORI CALCOLATI IN BASE AD I DATI DI INPUT

A1(mq)	area sezione bagnata in golena
A2(mq)	area sezione bagnata in zona centrale
C1 (m)	contorno bagnato in una golena (NB: sono supposte simmetriche)
C2 (m)	contorno bagnato in zona centrale
R1(m)	raggio idraulico in golena = $A1/C1$ (NB: le golene sono supposte simmetriche)
R2(m)	raggio idraulico in zona centrale = $A2/C2$
Q1(mc/s)	portata in golena (NB: le golene sono supposte simmetriche)
Q2 (mc/s)	portata in zona centrale
Qtot (mc/s)	portata totale pari a $Qtot = Q2+2Q1$

DATI DI INPUT

larghezza del canale nel tratto centrale ad altezza zero	b=	0,85	m
altezza del canale nel tratto centrale	h1=	0,85	m
altezza del canale in golena	h2=	0,00	m
larghezza del canale in golena	a=	0,00	m
pendenza del canale (pendenza media del percorso idraulico)	i=	0,0300	m/m
inclinazione della sponda in zona centrale	$\tan(\alpha)=$	2,600	m/m
inclinazione della sponda in golena	$\tan(\beta)=$	90,000	m/m
coefficiente di scabrezza di Manning in golena	n1=	0,0010	s/m ^{1/3}
coefficiente di scabrezza di Manning in zona centrale	n2=	0,0167	s/m ^{1/3}

Portata Tr = 10 anni 1240 l/s - - - - - Livello idrico = 0,331 m

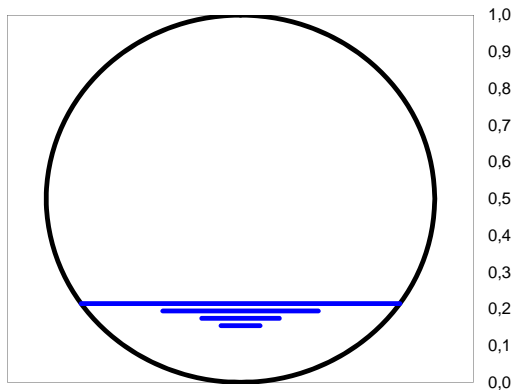


DATI DI CALCOLO

altezza totale del canale	h1+h2=	0,85	m
proiezione orizzontale della sponda in zona centrale	c=	0,33	m
proiezione orizzontale del paramento in golena	d=	0,00	m
inclinazione sponda nel tratto centrale	$\text{sen}(\alpha)=$	0,93	-
inclinazione sponda nel tratto centrale	$\tan(\alpha)=$	2,60	-
inclinazione sponda in golena	$\text{sen}(\beta)=$	1,00	-
inclinazione sponda in golena	$\tan(\beta)=$	90,00	-

DATI DI INPUT	
Collettore	
Sez. di calcolo	
Portata (l/s)	28,00
Pendenza	1,00%
Manning (n)	0,013
D int. (mm)	450,0

DATI DI OUTPUT	
Q100% (l/s)	277,9785
Qmax (l/s)	299,02
Area (m ²)	0,024969
Velocità (m/s)	1,12
Rapporto H/D	0,21



SCALA DI DEFLUSSO SEZIONE CIRCOLARE

D [mm]= 450

i = 1,00%

H (m)	H/D	Area (m ²)	R (m)	b (m)	Q (l/s)	V (m/s)	Fr	E (m)
0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,62	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,08	0,78	0,00
0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,03	0,14	0,89	0,01
0,01	0,02	0,00	0,00	0,11	0,11	0,21	0,97	0,01
0,01	0,02	0,00	0,01	0,14	0,29	0,28	1,04	0,02
0,02	0,04	0,00	0,01	0,17	0,63	0,36	1,10	0,02
0,02	0,05	0,00	0,01	0,19	1,20	0,43	1,16	0,03
0,03	0,06	0,00	0,02	0,22	2,10	0,52	1,20	0,04
0,04	0,08	0,01	0,02	0,24	3,42	0,60	1,24	0,05
0,04	0,10	0,01	0,03	0,26	5,27	0,68	1,27	0,07
0,05	0,11	0,01	0,03	0,29	7,74	0,76	1,30	0,08
0,06	0,14	0,01	0,04	0,31	10,95	0,85	1,32	0,10
0,07	0,16	0,02	0,04	0,33	14,99	0,93	1,34	0,12
0,08	0,18	0,02	0,05	0,35	19,94	1,01	1,36	0,13
0,09	0,21	0,02	0,06	0,36	25,87	1,09	1,37	0,15
0,10	0,23	0,03	0,06	0,38	32,84	1,17	1,38	0,17
0,12	0,26	0,03	0,07	0,39	40,88	1,25	1,39	0,20
0,13	0,29	0,04	0,07	0,41	49,99	1,32	1,39	0,22
0,14	0,32	0,04	0,08	0,42	60,15	1,40	1,39	0,24
0,16	0,35	0,05	0,09	0,43	71,32	1,46	1,38	0,26
0,17	0,38	0,05	0,09	0,44	83,44	1,53	1,38	0,29
0,18	0,41	0,06	0,10	0,44	96,39	1,59	1,37	0,31
0,20	0,44	0,07	0,10	0,45	110,06	1,65	1,36	0,33
0,21	0,47	0,07	0,11	0,45	124,32	1,70	1,34	0,36
0,23	0,50	0,08	0,11	0,45	138,99	1,75	1,33	0,38
0,24	0,53	0,09	0,12	0,45	153,91	1,79	1,31	0,40
0,25	0,56	0,09	0,12	0,45	168,89	1,83	1,29	0,42
0,27	0,59	0,10	0,12	0,44	183,75	1,87	1,26	0,44
0,28	0,62	0,10	0,13	0,44	198,29	1,90	1,24	0,46
0,29	0,65	0,11	0,13	0,43	212,34	1,93	1,21	0,48
0,31	0,68	0,12	0,13	0,42	225,72	1,95	1,18	0,50
0,32	0,71	0,12	0,13	0,41	238,28	1,96	1,15	0,52
0,33	0,74	0,13	0,14	0,39	249,86	1,98	1,12	0,53
0,35	0,77	0,13	0,14	0,38	260,35	1,99	1,08	0,55
0,36	0,79	0,14	0,14	0,36	269,65	1,99	1,04	0,56
0,37	0,82	0,14	0,14	0,35	277,70	1,99	1,00	0,57
0,38	0,84	0,14	0,14	0,33	284,44	1,99	0,96	0,58
0,39	0,86	0,15	0,14	0,31	289,87	1,98	0,92	0,59
0,40	0,89	0,15	0,14	0,29	293,99	1,97	0,87	0,60
0,41	0,90	0,15	0,13	0,26	296,85	1,96	0,83	0,60
0,41	0,92	0,15	0,13	0,24	298,49	1,95	0,78	0,61
0,42	0,94	0,15	0,13	0,22	299,02	1,93	0,73	0,61
0,43	0,95	0,16	0,13	0,19	298,54	1,91	0,68	0,61
0,43	0,96	0,16	0,13	0,17	297,15	1,89	0,62	0,62
0,44	0,98	0,16	0,12	0,14	295,01	1,87	0,56	0,62
0,44	0,98	0,16	0,12	0,11	292,24	1,84	0,49	0,62
0,45	0,99	0,16	0,12	0,08	289,00	1,82	0,42	0,61
0,45	1,00	0,16	0,12	0,06	285,45	1,80	0,34	0,61
0,45	1,00	0,16	0,11	0,03	281,72	1,77	0,24	0,61
0,45	1,00	0,16	0,11	0,00	277,98	1,75		0,61