



COMUNE DI FLUMINIMAGGIORE

Provincia del Sud Sardegna

Interventi di messa in sicurezza e di mitigazione del rischio idraulico del rio Niu Crobu in centro urbano (III lotto)

PROGETTO DI FATTIBILITÀ TECNICA - ECONOMICA

Elaborato: Relazione idrologica e idraulica	Allegato: B
	Scala:

Progetto:
UFFICIO TECNICO COMUNALE
Ing. Cristina Riola

Sindaco:
Sig. Marco Corrias

Gennaio 2022

Indice

1	Premessa	1
2	Inquadramento Territoriale	2
2.1	Assetto geologico	2
2.2	Lineamenti geomorfologici	4
2.3	Cenni di idrogeologia	5
2.4	Inquadramento idrogeologico	6
3	Analisi idrologica.....	8
3.1	Parametri morfometrici.....	9
3.2	Determinazione del Curve Number.....	9
3.3	Tempo di corrivazione.....	10
3.4	Determinazione della portata di piena	11
3.4.1	Curva di possibilità pluviometrica della distribuzione TCEV	12

1 Premessa

2 Inquadramento Territoriale

L'area di interesse è localizzata all'interno del centro urbano del Comune di Fluminimaggiore, nella provincia del Sud Sardegna e appartiene alla regione storica dell'Iglesiente. Il comune ha una superficie superiore ai 100 km², ed una altitudine media di 63 m s.l.m. Il territorio è caratterizzato da un reticolo idrografico fitto e ben sviluppato. Il principale corso d'acqua, il Rio Mannu di Fluminimaggiore, corre internamente al paese, andando a sfociare pochi chilometri più a valle nella spiaggia di Portixeddu, in territorio di Buggerru.

L'area in esame è rappresentata topograficamente nel foglio n° 224-225 della carta d'Italia I.G.M. alla scala 1:100.000 ed è localizzata nella nuova cartografia a scala 1:25.000 nella sezione 546-III



2.1 Assetto geologico

La geologia dell'Iglesiente, nella quale è ricompreso il comune di Fluminimaggiore, è stata da sempre fra le più studiate, soprattutto per la presenza di rocce datate oltre 600 milioni di anni contenenti importanti mineralizzazioni a piombo, zinco, bario, argento ed altri elementi accessori importanti ai fini estrattivi.

Nel territorio di Fluminimaggiore sono presenti evidenti eterogeneità geologiche-litologiche e geodinamiche.

Nello specifico nell'area comunale affiorano litologie costituite essenzialmente dalla serie Paleozoica con la presenza di terreni Cambro-Ordoviciani e Siluriani; si tratta di rocce di natura sedimentaria costituite da arenarie, calcari, calcari dolomitici, dolomie ed argilliti.

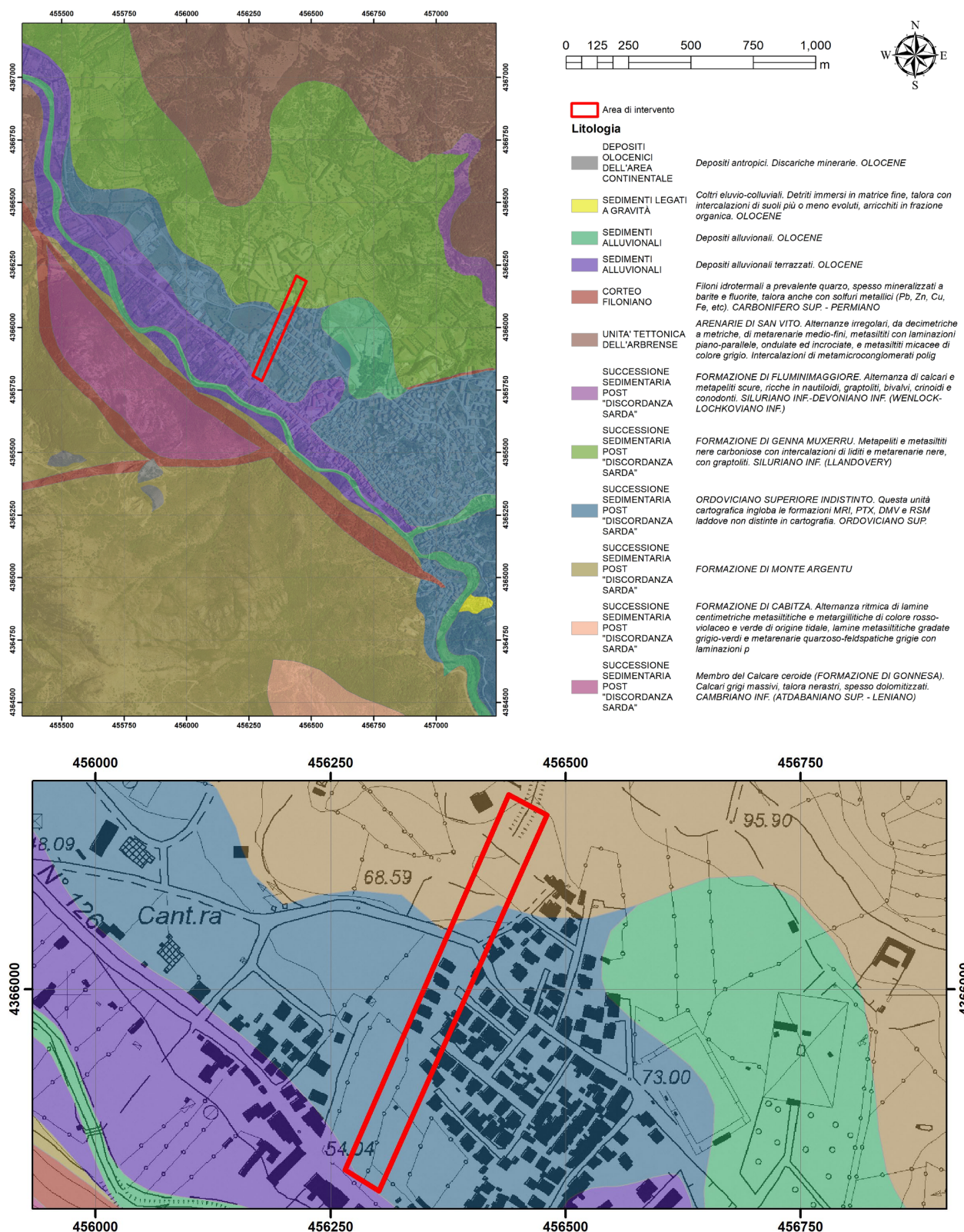


Figura 2: Carta geologica di inquadramento e di dettaglio

La geologia dell' "Iglesiente", è stata da sempre fra le più studiate per la presenza di rocce datate oltre 600 milioni di anni contenenti importanti mineralizzazioni a piombo, zinco, bario, argento ed altri elementi accessori importanti ai fini estrattivi.

Nel territorio di Fluminimaggiore sono presenti evidenti eterogeneità geologiche-litologiche e geodinamiche.

Nello specifico in ambito comunale affiorano litologie costituite essenzialmente dalla **Serie Paleozoica**, con la presenza di terreni Cambro-Ordoviciani e Siluriani; si tratta di rocce di natura sedimentaria costituite da arenarie, calcari, calcari dolomitici, dolomie ed argilliti;

2.2 Lineamenti geomorfologici

Le litologie che caratterizzano il territorio comunale di Fluminimaggiore, costituite prevalentemente da rocce calcareo-dolomitiche e scistoso-arenacee d'età paleozoica, hanno permesso la formazione di diverse morfologie conseguenti al loro differente grado di erodibilità e risposta alle azioni orogenetiche ed oggi riconoscibili e caratterizzanti questo territorio nella sua evoluzione geomorfologica.

Le *aree calcareo-dolomitiche* mostrano rilievi aspri, solo localmente arrotondati con balze, dirupi e rotture di pendio originate dalle azioni tettoniche (pieghe, faglie) e dal carsismo.

Quest'ultimo si è esplicato con imponenti fenomeni che hanno originato importanti cavità; il crollo di alcune di esse ha causato morfologie *relitto* visibili oggi in diverse zone del territorio.

Le *aree scistoso-arenacee* presentano spesso morfologie aspre, con creste e tipiche "*schiena d'asino*", in corrispondenza delle culminazioni delle anticlinali.

Si possono osservare i prodotti dell'erosione differenziale dove differenti litologie vengono in contatto; è il caso dei grandi filoni quarzitici che si ergono come muraglie frastagliate sul territorio circostante oppure, le balze della parte sommitale della *Formazione di Nebida*, dove strati calcarei ed arenacei ritmicamente sovrapposti danno luogo a tipiche "*gradonate*" (aree meridionali).

Queste fenomenologie si osservano ove gli agenti del modellamento del rilievo hanno evidenziato in una grande piega le testate degli strati, oppure dove affiorano dicchi di ipoabissaliti basiche (diabasi) risalite lungo fratture ed incassate in rocce carbonatiche.

Le caratteristiche generali dei rilievi sono più montuose che collinari, pur avendosi altimetrie che solo raramente superano i 1000 m s.l.m. (*M.te Lisone* e *P.ta Nestru*).

Le azioni tettoniche con pieghe, faglie inverse ed accavallamenti, accentuano l'asprezza di taluni dirupi carbonatici, la cui stratificazione è spesso sub-verticale.

È evidente l'azione delle acque meteoriche che, impostatasi sulle incisioni degli effetti della azione tettonica, hanno determinato con i numerosi torrenti e rii (*Rio Antas*, *Rio Pubusinu*, *Riu Billittu* ed il *Riu Bega*, affluenti del *Riu Mannu*), uno sviluppo delle valli, in generale, normale alla costa.

Tale circolazione idrica ha determinato lo sviluppo di un imponente fenomenologia carsica con oltre 120 cavità censite dall'Istituto Italiano di Speleologia e numerosi inghiottitoi, doline, pozzi; una massiccia presenza di fenomenologie superficiali quali solchi di vario tipo, vaschette con le tipiche "*terre rosse*" dei calcari, brecce di crollo, "*lapiez*" e morfologie carsiche.

L'erosione e l'accumulo sono testimoniate dal deposito di materiali sciolti al piede dei versanti (detriti di pendio) e dai ciottoli quarzitici ed ematitici.

Le osservazioni sul terreno e la fotogeologia evidenziano per le aree a litologia arenacea, una morfologia più dolce ed è una più fitta copertura vegetale.

L'entroterra del territorio è esclusivamente di tipo montuoso collinare ed il paesaggio risente di una intensa attività mineraria ultrasecolare che è stata, fino a pochi anni fa, la principale fonte economica del Paese.

Numerose discariche, ruderi minerari, escavazioni a giorno, pozzi ed imbocchi di gallerie, fanno da contorno, caratterizzando il paesaggio e rendendolo ancora più suggestivo.

Componente importante del paesaggio, quindi, è ovunque l'azione antropica, esplicatasi specialmente con l'attività mineraria che ha profondamente modificato l'ambiente e la sua morfologia, lasciando enormi vuoti, pareti a strapiombo e discariche.

Il territorio in oggetto viene caratterizzato dalla presenza di una fascia costiera di limitata estensione, inserita fra quelle del Comune di Buggerru a Sud e del Comune di Arbus a Nord che è caratteristica per la costa alta ed acclive.

Questa fascia costiera è costituita da rocce scistose poste a contatto col batolite granitico di *Capo Pecora* (parte estrema occidentale di quello dell'arburese).

2.3 Cenni di idrogeologia

L'idrografia principale del territorio comunale risulta influenzata dalla struttura geologica del substrato e dal regime pluviometrico.

La forma del reticolo, orientato E-W può localmente variare, ma è soprattutto di tipo "*dendritico*" con evidenti condizionamenti dovuti alla tettonica.

Le acclività sono spesso piuttosto elevate e questo determina per le acque meteoriche un elevato coefficiente di corrivazione con conseguente alta capacità erosiva spesso connessa con la scarsa o nulla permeabilità dei terreni argillitico-arenacei (*scisti*) i quali, avendo reagito in maniera plastica alle sollecitazioni tettoniche, presentano un ridotto indice di fratturazione che a scala locale consente solo una limitata circolazione idrica per fessurazione.

Nelle aree *calcareo-dolomitiche*, dove il carsismo si è sviluppato, pur tenendo conto delle acclività, una parte non secondaria delle precipitazioni segue percorsi ipogei sino al mare; talvolta si generano sorgenti per sbarramento tettonico o litologico che danno luogo a risorse idriche importanti.

Prendendo in considerazione le caratteristiche litologiche che influenzano il tipo ed il grado di permeabilità delle rocce e gli aspetti geomorfologici che condizionano sia il deflusso idrico superficiale, sia quello sotterraneo, vengono di seguito descritti, i principali complessi idrogeologici presenti, aventi litologie affini per comportamento idrogeologico e ricadenti nei seguenti intervalli:

Grado di Permeabilità relativa	Coefficienti di permeabilità
Alto	$K > 10^{-2}$
Medio – Alto	$10^{-2} > K > 10^{-4}$
Medio – Basso	$10^{-4} > K > 10^{-9}$
Basso	$10^{-9} > K$

Complesso Scistoso

Questo complesso costituito da rocce delle Unità Metamorfiche Inferiore e Superiore del Paleozoico, rocce scistose in senso lato è ampiamente diffuse nel territorio di Fluminimaggiore; le loro caratteristiche petrografiche, giaciture e strutturali, condizionano la modesta circolazione idrica sotterranea, affiancata da una altrettanto ridotta circolazione superficiale, determinata da un modesto apporto meteorico e giustificata dalle sporadiche manifestazioni sorgentizie.

Su tale morfologia si sviluppa un reticolo idrografico classificabile nei tipi: "*dendritico*" e "*subdendritico*" e localmente "*angolare*" di impostazione tettonica, solo successivamente modificata dalla stessa dinamica fluviale che, agendo sulle litologiche interessate, determina la evoluzione di un *pattern* di questo tipo.

Le Formazioni del complesso scistoso mostrano affinità litologiche, strutturali e di comportamento idrogeologico tali da poter essere considerate come facenti parte di un unico complesso idrogeologico nel quale le linee di discontinuità, siano esse singenetiche o di origine tettonica, non sono ampie e tendono a chiudersi a bassa profondità e la presenza di materiale argilloso, le oblitera quasi totalmente.

Questo complesso viene considerato di “bassa permeabilità” (per fessurazione); intendendo con essa valori medi di permeabilità K espressi in cm/sec, $10^{-7} - 10^{-9}$; non compaiono nel territorio le lenti carbonatiche che mostrano più elevati gradi di permeabilità per fessurazione e carsismo.

Complesso Carbonatico paleozoico

Questo complesso è costituito dalle litologie calcaree e dolomitiche del paleozoico Unità Carbonatica Cambriana ampiamente diffuse nel territorio in oggetto.

Si tratta di rocce interessate da fessurazione e carsismo tanto da essere classificabili come rocce a media ed elevata permeabilità ($10^{-2} > K > 10^{-4}$)

Le rocce calcaree, in particolare, presentano gli effetti della dissoluzione che portano alle fenomenologie carsiche superficiali e profonde.

Complesso filoniano

La messa in posto delle rocce filoniane (Unità Magmatica Paleozoica), avvenuta per la presenza di linee di debolezza tettonica o giunti di strato, idonei a favorire la loro intrusione, costituisce importante esempio di permeabilità per fessurazione di tipo medio- bassa.

Le facies filoniane sono presenti sul complesso scistoso, su quelli carbonatici, su quelli effusivi e rappresentano, potenziali vie di richiamo idrico superficiale e di maggiore drenaggio in quanto spesso, le modalità di contatto con la roccia incassante possono essere caratterizzate dalla presenza di fasce cataclastiche e/o milonitiche e terrigene che normalmente, condizionano la circolazione idrica.

Per la loro stessa geometria, i filoni sono da ritenersi degli elementi che influenzano in diversa maniera il complesso idrogeologico ospitante e possono venir considerati, come elementi complementari delle rocce che li inglobano, caratterizzandone infatti l'assetto idrogeologico.

Complesso sedimentario e detritico Quaternario

Tale complesso è costituito da litologie aventi un'elevata porosità, dovuta sia al basso grado di diagenesi, sia alle dimensioni dei granuli che lasciando degli spazi vuoti, favoriscono la infiltrazione delle acque meteoriche.

Il complesso in questione viene ascritto a:

1) Unità Detritico-Carbonatica Quaternaria con permeabilità alta ($K > 10^{-2}$) del tipo per porosità.

Queste litologie sono formate da sabbie sciolte e talora ciottoli e blocchi incoerenti, attuali o recenti che costituiscono le spiagge e le dune costiere; arenarie eoliche e sabbioni dovuti alla arenizzazione dei graniti; *Panchina tirreniana* e falde detritiche a granulometria grossolana (clasti provenienti dallo smantellamento di pareti rocciose per opera degli agenti esogeni e della gravità) ed altri sedimenti recenti dove la frequente assenza di cementazione, favorisce il facile assorbimento delle acque superficiali.

2) Unità Delle Alluvioni Plio-Quaternaria avente permeabilità variabile da medio-bassa a medio-alta sempre per porosità, nei livelli a matrice più grossolana.

Queste litologie sono formate da Depositi alluvionali conglomeratici e arenacei, argillosi, depositi palustri e discariche minerarie.

Nei complessi idrici citati non compaiono risorse idriche prodotte da accumuli sotterranei che si ritiene possano essere rilevanti per infiltrazione e dispersione sotterranea.

2.4 Inquadramento idrogeologico

L'idrografia principale del territorio comunale risulta influenzata dalla struttura geologica del substrato e dal regime pluviometrico.

La forma del reticolo, orientato E-W può localmente variare, ma perlopiù è di tipo “*dendritico*” con evidenti condizionamenti dovuti alla tettonica.

Le acclività sono spesso piuttosto elevate e questo determina per le acque meteoriche un elevato coefficiente di corrivazione con conseguente alta capacità erosiva spesso connessa con la scarsa o nulla permeabilità dei terreni argillitico-arenacei (scisti) i quali, avendo reagito in maniera plastica alle sollecitazioni tettoniche, presentano un ridotto indice di fratturazione che a scala locale consente solo una limitata circolazione idrica per fessurazione.

Nelle aree calcareo-dolomitiche, dove il carsismo si è sviluppato, pur tenendo conto delle acclività, una parte non secondaria delle precipitazioni segue percorsi ipogei sino al mare; talvolta si generano sorgenti per sbarramento tettonico o litologico che danno luogo a risorse idriche importanti.

3 Analisi idrologica

Per la determinazione della portata di piena di progetto si è fatto riferimento a 7 sottobacini, delimitati posizionando diverse sezioni di chiusura sul Rio Niu Crobu: la sezione di chiusura più valliva è stata posta subito prima della confluenza nel Rio Mannu; quella più a monte è stata posta subito a monte del tratto d'intervento; le altre sono state disposte in posizione intermedia tra queste (vedi Figura 3).

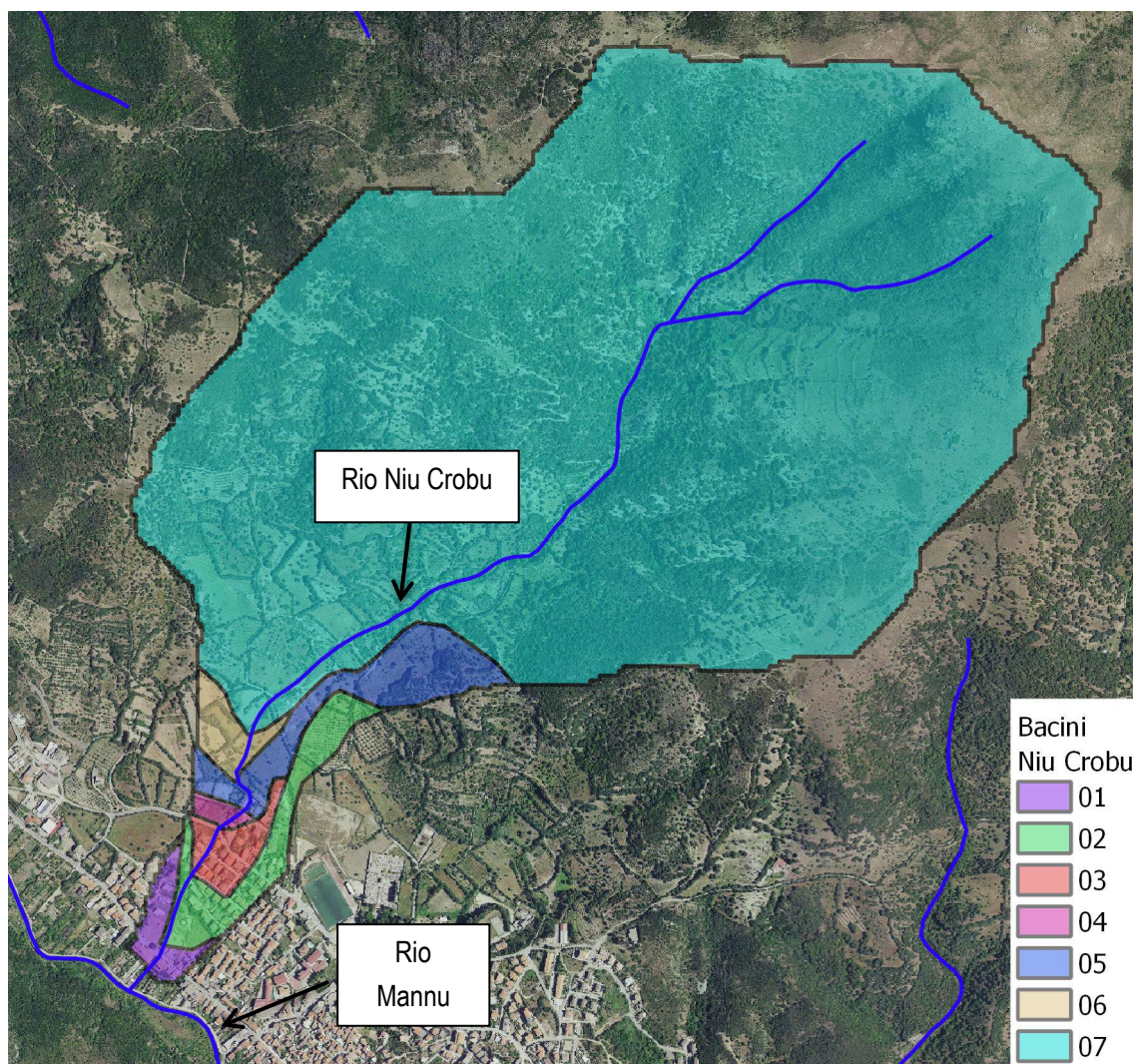


Figura 4: Bacino idrografico di studio.

3.1 Parametri morfometrici

Per i bacini oggetto di studio sono stati valutati i parametri morfometrici necessari all'analisi idrologica utilizzando il DTM di maglia 10 m della Regione Autonoma della Sardegna, integrato dalle carte IGM 1:25.000 e dalla CTR 1:10.000 e considerando gli strati informativi geografici disponibili sul database della Regione Autonoma della Sardegna.

Per ciascun bacino sono stati determinati i seguenti parametri morfometrici:

- Superficie del bacino **A**
- Perimetro del bacino **P**
- Altitudine media del bacino **Hm**, calcolata automaticamente dal DTM come risultato di un'analisi di tipo statistico delle quote altimetriche delle celle del DEM interne al poligono rappresentante il bacino idrografico;
- Quota alla sezione di chiusura **H0**
- Quota massima **Hmax**
- Pendenza media del bacino **jb**, calcolata automaticamente dal DTM come media delle pendenze delle celle del DEM interne al poligono rappresentante il bacino idrografico
- Lunghezza dell'asta principale **L**;
- Pendenza media dell'asta principale **jm**, calcolata applicando la seguente formula:

$$\sqrt{j_m} = \frac{L}{\sum \frac{L_k}{\sqrt{i_k}}}$$

- in cui L è la lunghezza dell'asta principale, L_k e i_k sono rispettivamente la lunghezza e la pendenza del k -esimo tratto elementare;

3.2 Determinazione del Curve Number

Il parametro CN, che va a definire la capacità d'infiltrazione del bacino, e consente l'applicazione del metodo SCS-Curve Number per la determinazione delle perdite di bacino durante un evento di piena, è stato derivato a partire dalle mappe dell'uso del suolo e del tipo suolo, a disposizione nel Geoportale della Regione Sardegna, come risultato di un'analisi di tipo statistico sull'area di ogni singolo bacino.

In particolare, per la definizione del CN si è fatto riferimento alla metodologia illustrata nel P.S.F.F., il quale valuta il CN a partire dalle classi di Uso del Suolo, che vengono poi corrette con un ΔCN variabile tra -5 e 15 determinato dalla litologia. Per effettuare il calcolo del CN si sono utilizzate la carta di Uso del Suolo del 2008 e la carta geologica della Sardegna 1:25.000 della Regione Sardegna, modificate sulla base delle ortofoto più recenti a disposizione.

Il valore calcolato è relativo ad una permeabilità del suolo media, riferita ad una condizione precedente all'inizio dell'evento (condizione AMC II), pertanto il coefficiente è stato ulteriormente corretto calcolando il valore riferito ad una condizione dei suoli bagnati con una limitata capacità di infiltrazione, tipica ad esempio di situazioni in cui siano cadute forti piogge nel periodo antecedente l'evento critico (condizione AMC III). Quest'ultimo valore è stato assunto come CN di riferimento, poiché riferito a delle condizioni più cautelative.

Nome bacino	A [km ²]	P [km]	Hm [m slm]	H0 [m slm]	Hmax [m slm]	jb [-]	L [km]	jm [-]	CN (II) [-]	CN (III) [-]
Niu_Crobu_01	2.13	8.41	0.39	289.52	50.00	600.00	3077.23	0.11	76.00	88.50
Niu_Crobu_02	2.12	8.06	0.39	291.47	54.18	600.00	2670.57	0.12	75.67	88.28
Niu_Crobu_03	2.07	7.75	0.40	296.75	62.97	600.00	2508.65	0.13	75.54	88.20
Niu_Crobu_04	2.04	7.52	0.40	299.15	68.89	600.00	2394.76	0.14	75.34	88.07
Niu_Crobu_05	2.04	7.46	0.40	299.80	72.52	600.00	2327.88	0.14	75.34	88.07

Niu_Crobu_06	1.97	7.36	0.41	305.87	77.93	600.00	2249.73	0.15	75.33	88.06
Niu_Crobu_07	1.95	7.17	0.41	308.03	84.74	600.00	2145.09	0.15	75.33	88.06

Tabella 1: Parametri morfometrici e CN dei bacini oggetto di studio.

3.3 Tempo di corrivazione

Per il calcolo del tempo di corrivazione sono state utilizzate diverse formule, indicate nelle Linee Guida del PAI, riportate di seguito.

Ventura:

$$T_c = 0.1272 \cdot \sqrt{\frac{A}{J_m}}$$

Pasini:

$$T_c = 0.108 \cdot \frac{\sqrt[3]{A \cdot L}}{\sqrt{J_m}}$$

Soil Conservation Service:

$$T_c = 0.00227(1000L)^{0.8} \left(\frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0.7} i_b^{-0.5}$$

dove

A: superficie del bacino [Km²];

L: lunghezza dell'asta principale [Km];

H_m: altitudine media del bacino [m];

H₀: altitudine della sezione finale del bacino [m];

j_m: pendenza media dell'asta principale del corso d'acqua [-];

i_b: pendenza media del bacino [-];

CN: curve number [-];

Non sono state utilizzate le formule VAPI Sardegna e Giandotti poiché sono riferite a bacini con superficie superiori ai 50 km². Si dimostrano invece appropriate sia la formula SCS-CN(III), quella di Pasini e quella di Ventura, poiché sviluppate entrambe per bacini rurali di modesta entità. Dall'analisi critica dei valori di tempo di corrivazione ottenuto con questi metodi, si può vedere che i valori ottenuti con i due metodi sono comparabili e dello stesso ordine di grandezza. **Tra i vari metodi si è fatto uso del tempo di corrivazione più conservativo, ovvero SCS (CN-III).**

Nome bacino	SCS (CN-II)		SCS (CN-III)		Pasini		Ventura		Metodo utilizzato
	Ore	Min	Ore	Min	Ore	Min	Ore	Min	
Niu_Crobu_01	0.61	36.55	0.40	24.15	0.60	35.95	0.55	32.98	SCS (CN-III)
Niu_Crobu_02	0.55	32.82	0.36	21.66	0.57	33.95	0.54	32.60	SCS (CN-III)
Niu_Crobu_03	0.52	31.05	0.34	20.47	0.52	31.37	0.51	30.64	SCS (CN-III)
Niu_Crobu_04	0.50	29.95	0.33	19.74	0.49	29.63	0.49	29.34	SCS (CN-III)
Niu_Crobu_05	0.49	29.25	0.32	19.27	0.49	29.33	0.49	29.30	SCS (CN-III)
Niu_Crobu_06	0.47	28.25	0.31	18.61	0.46	27.66	0.46	27.80	SCS (CN-III)
Niu_Crobu_07	0.45	27.09	0.30	17.85	0.45	27.13	0.46	27.66	SCS (CN-III)

Tabella 2: Tempo di corrivazione per i bacini idrografici di studio.

3.4 Determinazione della portata di piena

La determinazione delle portate di piena può avvenire con diverse metodologie in relazione ai dati disponibili per la loro valutazione. Si possono individuare dei *metodi diretti* basati sull'elaborazione di misure di portata disponibili per il bacino di studio o per bacini idrologicamente simili a quello considerato, e dei *metodi indiretti* facendo ricorso a equazioni che permettano di ottenere la sola portata al colmo oppure tramite modelli di trasformazione afflussi-deflussi. I metodi diretti prescindono dall'influenza che i diversi fattori morfologici hanno nella formazione dei deflussi, si fondano sull'analisi probabilistica di una o più serie storiche di misura di portata della piena. I metodi indiretti possono invece essere ulteriormente suddivisi in empirici e analitici. I metodi empirici consentono la valutazione della portata massima di piena sulla base dei parametri morfometrici del bacino imbrifero, mentre i metodi analitici prendono in considerazione tutte quelle relazioni che hanno un fondamento fisico e si basano, anche in maniera semplificata, sull'impostazione di un bilancio idrologico relativo all'evento di piena.

Considerate le dimensioni dei bacini (sempre inferiori ai 50 kmq) si sono utilizzati per il calcolo delle portate unicamente i metodi indiretti, con applicazione del metodo razionale. La determinazione della precipitazione critica è stata effettuata utilizzando le curve di possibilità pluviometrica TCEV. Tali metodi sono adeguati a bacini con superficie inferiore ai 60 km². Per le finalità del presente studio, si sono fatti i calcoli con tempi di ritorno di 50, 100, 200 e 500 anni.

I metodi indiretti nascono dalla scarsa disponibilità di osservazioni storiche di portata, unita alla necessità di avere a disposizione stime sui vari parametri caratterizzanti le diverse sezioni idrologiche lungo i corrispondenti tronchi critici. Tale metodologia stima la portata al colmo a partire dalla precipitazione nell'ipotesi che la frequenza di accadimento di quest'ultima caratterizza quella della portata al colmo.

Secondo le indicazioni delle Linee Guida PAI, la portata al colmo è derivata con il metodo razionale. Tale metodo è basato sull'ipotesi che l'evento meteorico, che inizia istantaneamente e ha intensità costante nello spazio e nel tempo, abbia una portata che aumenti fino ad un tempo pari al tempo di corrivazione t_c , quando tutta l'area del bacino contribuisce al deflusso. La portata al colmo è allora pari al prodotto tra l'intensità di precipitazione (i), di assegnata durata e periodo di ritorno (T_R), il coefficiente di assorbimento (Φ), la superficie del bacino (A), il coefficiente di laminazione $\varepsilon(t)$:

$$Q_c = i[\Theta, T_R, r(\Theta, A)]\Phi A\varepsilon(\Theta)$$

Dove:

i : intensità di precipitazione di assegnata durata d e periodo di ritorno T_R

Φ : coefficiente di assorbimento,

A : superficie del bacino

$\varepsilon(\Theta)$: coefficiente di laminazione

Θ : durata critica

$r(\Theta, A)$: il fattore di ragguaglio della precipitazione all'area del bacino

Si descrivono di seguito descritte le ipotesi e le metodologie di stima dei suddetti parametri.

La **durata di pioggia critica** (Θ), è assunta pari alla somma del tempo di formazione del deflusso superficiale (t_f) e del tempo di corrivazione (t_c):

$$\Theta_c = t_f + t_c$$

Il tempo di formazione t_f è ricavato iterativamente con la formula seguente, e successivamente sommato a t_c per il calcolo della durata critica:

$$t_f = \frac{I_a}{i(\Theta_c, r)}$$

Il **tempo di corrivazione** è stato valutato le formule illustrate in precedenza e, al fine dei calcoli idrologici, si è scelto di usare la formula del Soil Conservation Service con CN (III) che, oltre a fornire dei tempi bassi (ponendosi dunque in una condizione conservativa rispetto agli altri), mutua la metodologia per il calcolo delle portate adottata dal PSFF.

L'**intensità di precipitazione** $i[\Theta, T_R, r(\Theta, A)]$ che determina la massima portata di piena (intensità critica) è ottenuta dalla curva di possibilità pluviometrica che esprime la legge di variazione dei massimi annuali di pioggia in funzione della durata della precipitazione, d , ad assegnata frequenza di accadimento o periodo di ritorno T_R . La determinazione della pioggia lorda è stata condotta con le curve di possibilità pluviometrica Log-Normale e TCEV, come indicato di seguito.

L'**altezza di pioggia ragguagliata** ottenuta calcolata per la durata critica Θ di ogni bacino viene quindi ragguagliata all'area tramite il parametro r , secondo la formulazione utilizzata nel VAPI, che fa riferimento al FloodStudies Report

$$r = 1 - (0,0394 A^{0.354}) \Theta^{(-0.40+0.0208 \ln(4.6-\ln(A)))} \quad \text{per } A < 20 \text{ km}^2$$

$$r = 1 - (0,0394 A^{0.354}) \Theta^{(-0.40+0.003832 (4.6-\ln(A)))} \quad \text{per } A > 20 \text{ km}^2$$

dove:

Θ è la durata critica della precipitazione;

A è la superficie del bacino (espressa in km^2).

L'altezza di pioggia netta, ovvero la quota parte della precipitazione totale (lorda) al netto delle perdite di bacino dovute all'infiltrazione nei suoli, alla intercezione fogliare delle piante e agli accumuli d'acqua nelle piccole depressioni, può essere calcolata con il metodo SCS-Curve Number, in cui

$$h_N = \frac{(h_r(\theta) - 0.2S)^2}{h_r(\theta) - 0.8S} [\text{mm}]$$

dove

h_r = precipitazione meteorica ragguagliata (mm);

S = massima capacità di assorbimento del bacino per infiltrazione (mm).

Il valore S è calcolato dall'equazione:

$$S = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) [\text{mm}]$$

in cui il valore del CN è valutato come indicato precedentemente.

Il **coefficiente di laminazione**, $\varepsilon(t)$, dovrà essere opportunamente valutato a seconda dell'estensione e delle caratteristiche topografiche del bacino idrografico sotteso facendo riferimento ai ben noti modelli concettuali della corrivazione e dell'invaso. Nell'analisi effettuata, questo è stato posto pari a 1.

3.4.1 Curva di possibilità pluviometrica della distribuzione TCEV

La curva di possibilità pluviometrica della distribuzione TCEV utilizzata è la seguente:

$$h_T(\tau) = \mu(\tau) K_T(\tau) = (a_1 a_2) \tau^{n_1 n_2}$$

con la pioggia indice di durata τ (ovvero la media dei massimi annui delle piogge di durata τ) espressa come funzione della stessa durata e della pioggia indice giornaliera:

$$\mu(\tau) = a_1 \tau^{n_1}$$

dove i coefficienti a_1 e n_1 si possono determinare in funzione della pioggia indice giornaliera $\mu(g)$:

$$a_1 = \mu(g) / (0,886 \cdot 24^{n_1})$$

$$n_1 = -0,493 + 0,476 \text{ Log}_{10} \mu(g)$$

La pioggia indice giornaliera $\mu(g)$ viene stimata sulla base della carta delle isoiete riportata in Figura 5.

L'altezza di pioggia $h_T(\tau)$ di durata τ con assegnato tempo di ritorno T in anni si ottiene moltiplicando la pioggia indice $\mu(g)$ per un coefficiente di crescita:

$$K_T(\tau) = a_2 \tau^{n_2}$$

Dove a_2 e n_2 sono determinati sulla base del tempo di ritorno ($T \leq 10$ anni o $T > 10$ anni) e della sottozona SZO come individuata in Figura 5. Il bacino oggetto di studio ricade nella sottozona SZO 1.

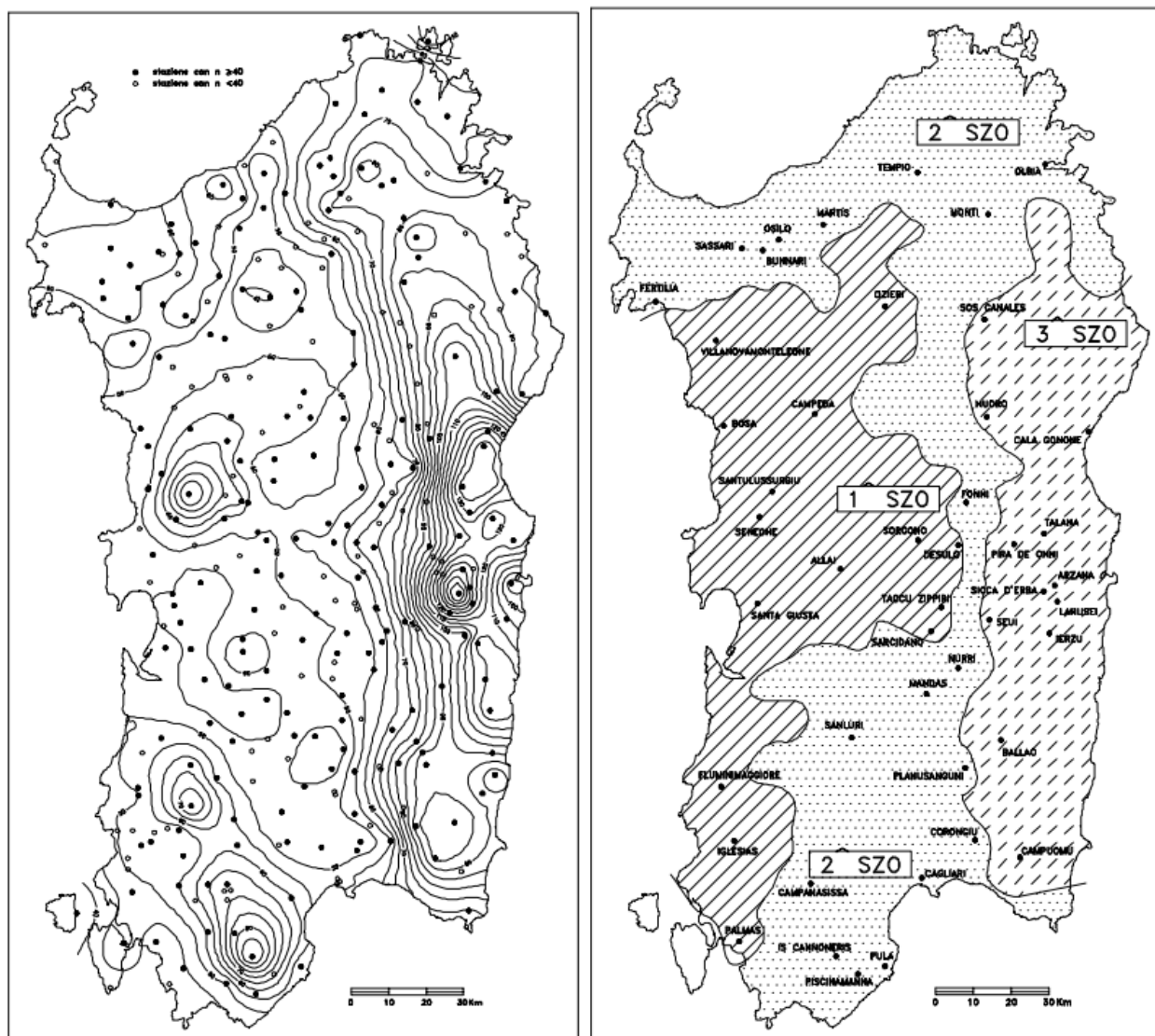


Figura 5: A sinistra carta delle isoiete per identificare la pioggia indice giornaliera $\mu(g)$ (espressa in mm), a destra sottozone omogenee

Recenti studi per la Sardegna mostrano che il modello probabilistico TCEV ben interpreta le caratteristiche di frequenza delle serie storiche motivo per il quale è stato adottato nella procedura VAPI per la derivazione delle curve di possibilità pluviometrica.

Di seguito si riportano le portate di progetto, ricavate con la metodologia appena illustrata.

Nome bacino	Tempi di ritorno (anni)			
	50	100	200	500
Niu_Crobu_01	15.31	18.82	22.45	27.52
Niu_Crobu_02	15.12	18.56	22.15	27.17
Niu_Crobu_03	14.74	18.10	21.58	26.48
Niu_Crobu_04	14.47	17.77	21.20	26.02
Niu_Crobu_05	14.47	17.75	21.17	25.99
Niu_Crobu_06	14.06	17.23	20.54	25.21
Niu_Crobu_07	13.98	17.12	20.40	25.03

Tabella 3: Portate dei bacini idrografici di studio