

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI INGEGNERIA E ARCHITETTURA

CORSO DI LAUREA MAGISTRALE

IN

INGEGNERIA CIVILE

TESI DI LAUREA

IN

PROTEZIONE IDRAULICA DEL TERRITORIO

Sull'impiego di DEM globali e dati satellitari nella
modellazione numerico - idraulica dei corsi d'acqua

CANDIDATO:
TRAMUTOLA Michele
Matr.: 0000620674

RELATORE:
Chia.mo Prof. Ing. BRATH Armando

CORRELATORI:
Prof. Ing. CASTELLARIN Attilio
Dott. Ing. DOMENEGHETTI Alessio

Anno Accademico 2013-2014

Sessione I

INDICE

INTRODUZIONE	I
1. STATO DELL'ARTE ED OBIETTIVI DELLO STUDIO	1
1.1 STATO DELL'ARTE	1
1.2 OBIETTIVI DELLO STUDIO	4
2. AREA DI INDAGINE	7
2.1 CARATTERISTICHE DELL'ASTA PRINCIPALE	8
2.2 INQUADRAMENTO CASO DI STUDIO	11
3. DATI E STRUMENTI UTILIZZATI	13
3.1 IL MODELLO LiDAR	14
3.2 IL MODELLO SRTM	17
3.2.1 <i>Errori altimetrici legati ai dati SRTM</i>	20
3.3 DATI OTTENUTI DA STAZIONI IDROMETRICHE	25
3.3.1 <i>Stazione idrometrica di Borgoforte (MN)</i>	26
3.3.2 <i>Stazione idrometrica di Pontelagoscuro (FE)</i>	28
3.4 MISURE IDROMETRICHE SATELLITARI	29
3.4.1 <i>ERS-2</i>	30
3.4.2 <i>ENVISAT</i>	32
3.5 TRACCE DI PIENA	35
3.6 OPENSTREETMAP	36
3.6.1 <i>Tecnica</i>	37
3.6.2 <i>Formato dei dati</i>	38
3.6.3 <i>Utilizzo dei dati</i>	38
3.7 ANALISI IN AMBIENTE GIS	39
4. IL CODICE DI CALCOLO HEC-RAS	45
4.1 LINEAMENTI DEL MODELLO E SUO UTILIZZO IN MOTO VARIO	47
4.2 ACCURATEZZA DEL MODELLO	48

5. CALIBRAZIONE DEI MODELLI IDRAULICI	51
5.1 CALIBRAZIONE DEI MODELLI ATTRAVERSO IL COEFFICIENTE DI MANNING	51
5.2 VALUTAZIONE DEI RISULTATI DELLA CALIBRAZIONE MEDIANTE FUNZIONI OBIETTIVO	53
6. SIMULAZIONI NUMERICHE	55
6.1 SIMULAZIONE DI PIENA ECCEZIONALE	56
6.1.1 <i>Unico coefficiente di Manning lungo il corso d'acqua</i>	57
6.1.2 <i>Diversi coefficienti di Manning lungo il corso d'acqua</i>	62
6.2 CONDIZIONI DI DEFLUSSO MEDIO	66
6.2.1 <i>Modello LiDAR</i>	70
6.2.2 <i>Modello SRTM</i>	73
7. MODIFICHE AL DEM SRTM	79
7.1 MODIFICA AL DEM ATTRAVERSO APPROCCIO PURAMENTE IDRAULICO	80
7.2 MODIFICA AL DEM ATTRAVERSO APPROCCIO MORFOLOGICO	87
7.2.1 <i>Metodo con interpolazione altezze alveo inciso</i>	89
7.2.2 <i>Metodo dello slope break</i>	90
7.3 CALIBRAZIONE DEL MODELLO MODIFICATO IN CONDIZIONI DI PIENA ECCEZIONALE	97
8. CONCLUSIONI	101
BIBLIOGRAFIA	105
SITOGRAFIA	111
APPENDICE	113

INTRODUZIONE

Il ruscellamento superficiale attraverso i sistemi fluviali rappresenta un importante elemento del ciclo idrologico ed una fra le principali risorse di acqua ad uso umano (v. ad es. Vörösmarty et al., 2010). Tuttavia, lo studio approfondito delle caratteristiche geometriche ed idrologiche dei corsi d'acqua viene intrapreso solo nei paesi più economicamente sviluppati, rimanendo in molti casi limitato ai soli corsi idrici più importanti. Tali indagini richiedono, infatti, ingenti campagne di misura con costi spesso non trascurabili.

Le tecniche adottabili per la rilevazione della geometria del corso d'acqua sono svariate e si basano sull'integrazione delle tradizionali tecniche di rilevazione statiche, con strumenti e metodologie più moderne ed accurate, quali LiDAR (Light Detection and Ranging) e sonar per la rilevazione della parte sommersa del fiume.

Per quanto riguarda le caratteristiche idrauliche, lo studio delle condizioni di deflusso è tipicamente condotto facendo riferimento a due grandezze caratteristiche, quali: altezza del livello in alveo e portata idrica. Mentre il livello in alveo risulta di più facile lettura (ad esempio mediante aste graduate, ultrasuoni, ecc.), la misura della portata presenta maggiori difficoltà, specie per corsi d'acqua di una certa grandezza. Questa è generalmente la variabile di maggior interesse per molte applicazioni legate alla tutela delle acque ed alla prevenzione degli eventi di piena. Non essendo possibile rilevare la portata tramite misurazione diretta, essa viene solitamente calcolata ed espressa in maniera indiretta tramite misure di livello idrico, utilizzando relazioni matematiche precedentemente stimate in sezioni fluviali di riferimento (i.e. scale di deflusso; v. ad es. Domeneghetti et al., 2012; Tarpanelli et al., 2013).

Ad ogni modo, in molte applicazioni di tipo idraulico (ad es. simulazioni di eventi di piena, studio della condizione di deflusso medio, propagazione di un inquinante, caratterizzazione del trasporto solido, ecc.) risulta cruciale la conoscenza delle caratteristiche geometriche del corpo idrico e delle portate idriche in transito.

Le difficoltà operative che spesso accompagnano la rilevazione di tali grandezze e, soprattutto, gli ingenti costi richiesti per l'esecuzione di periodiche e diffuse campagne di misurazioni in alveo, hanno favorito negli ultimi decenni l'impiego di tecnologia fotografica e di sensori satellitari (ad es. radar ed infrarossi) in molti campi dell'ingegneria civile ed ambientale. Il rapido sviluppo delle tecnologie di remote sensing rende oggi possibile il telerilevamento da satellite di numerose informazioni circa la superficie terrestre.

A partire dalla fine degli anni '70 si è cercato di mostrare in che modo, utilizzando la fotogrammetria aerea, fosse possibile misurare le caratteristiche di un corso d'acqua, mentre negli ultimi anni si è cercato di trasferire le conoscenze e le tecniche apprese al telerilevamento satellitare (v. ad es. ortofoto). I numerosissimi sensori a bordo dei satelliti permettono una gamma illimitata di utilizzi delle varie acquisizioni. Nel campo idraulico un importante ruolo è rivestito dalle antenne radar (SAR, Synthetic Aperture Radar), grazie alle quali è possibile misurare costantemente le variazioni di livello di oceani, mari, laghi e dei corsi d'acqua di maggiori dimensioni. La misura di tali informazioni da remoto può pertanto rappresentare una valida alternativa alle misure tradizionali in-situ, ampliando i dati a disposizione ed aprendo nuovi scenari di applicazione. L'utilizzo di questo tipo di tecnologia presenta tuttavia alcune difficoltà. In primo luogo la scarsa risoluzione temporale, da pochi giorni a più di un mese, che non permette di ottenere informazioni sufficientemente dettagliate per i corsi d'acqua caratterizzati da un regime molto variabile. Questo problema appare ancor più evidente se si considerano gli eventi di piena, di durata variabile da alcune ore o giorni: le grandezze idrauliche del corso d'acqua evolvono continuamente ed una rilevazione satellitare con cadenza mensile è da considerarsi insufficiente.

Una seconda questione risiede nella difficoltà di interpretare le informazioni. A causa del principio di riflessione, un sistema SAR non è in grado di delimitare la zona alluvionata all'interno di un centro urbano (v. ad es. Schumann et al., 2009). Per queste applicazioni si può fare riferimento a sensori che lavorano nel campo del visibile (ad es. ASTER, LANDSAT TM), i cui prodotti sono più affidabili e più facilmente interpretabili, seppur utilizzabili solamente di giorno ed in assenza di nuvole (Domeneghetti et al., 2014).

Oltre a quanto appena esposto, la necessità di sviluppare nuove procedure per la stima delle portate fluviali, utilizzando nuove metodologie, fra le quali le misure satellitari è motivata da:

- Il recente declino (i.e. riduzione del numero delle stazioni di misura; vedi ad es. <http://meteoniardo.altervista.org/>) delle reti di monitoraggio idraulico osservato in tutto il mondo;
- L'inaccessibilità di molte località remote che non consente di poter effettuare misure tradizionali;
- Le difficoltà, per i paesi in via di sviluppo, nel sostenimento dei costi legati alla realizzazione ed al mantenimento dell'efficienza delle reti di monitoraggio idrometrico o nella condivisione dei dati nel caso di bacini transfrontalieri.

Queste motivazioni, unite al crescente stress dei fiumi dovuto all'industrializzazione, alla crescita demografica ed ai cambiamenti climatici, giustifica lo sviluppo di nuovi approcci per capire la dinamica fluviale a partire da osservazioni satellitari (v. ad es. Mersel et al., 2013).

Alcuni studi recenti hanno mostrato come sia possibile utilizzare misurazioni di origine satellitare, quali per esempio le misure di livello dei corpi idrici, per la realizzazione e la calibrazione di modelli idraulici, integrando le eventuali le misure disponibili in corrispondenza di tradizionali stazioni idrometriche (v. ad es. Domeneghetti et al., 2014). Una metodologia che fonde questi due tipi di informazioni (misure tradizionali, così dette misure in-situ, e misure da remoto), permette la raccolta di un gran numero di dati ed arricchisce l'informazione puntuale disponibile in corrispondenza delle stazioni idrometriche, con misurazioni in altre sezioni che altrimenti non verrebbero monitorate. Un utilizzo di sole informazioni telerilevate è possibile, sebbene l'affidabilità e la precisione dei risultati così ottenuti non risulti, ad oggi, sufficiente (v. Domeneghetti et al., 2014).

Appurata la possibilità di ottenere misurazioni idrometriche da dati satellitari, per poter procedere in maniera diffusa allo studio dei corsi d'acqua risulta necessario conoscere anche la geometria fluviale.

Attualmente la geometria di un corso d'acqua viene ricavata mediante campagne di misurazione: le zone emerse in prossimità del corso d'acqua vengono rilevate utilizzando la strumentazione e le tecniche usuali dei rilievi topografici, servendosi di stazioni totali e, laddove la copertura arborea lo consenta, di strumenti aviotrasportati (v ad es. LiDAR). Per quanto concerne invece il rilievo della sezione bagnata, occorre applicare tecniche diversificate in relazione alle condizioni operative dei siti di misura. Nelle sezioni agibili a guado è sempre possibile ricorrere ad una asta centimetrata, laddove invece le sezioni siano accessibili solamente attraverso l'ausilio di una imbarcazione occorre munirsi di strumenti specifici, ad esempio un ecoscandaglio digitale.

Ottenere informazioni altimetriche di un qualsiasi luogo, a partire da dati satellitari, è oramai una realtà consolidata. Utilizzando sensori nel campo del visibile o radar, si può ricostruire tridimensionalmente qualsiasi elemento (terreno, rilievi montuosi, edifici, ecc.), l'unico ostacolo a queste procedure è la presenza di oggetti che si frappongono fra satellite ed area d'interesse. Gli ostacoli possono essere i più svariati: nuvole, alberi ed ovviamente l'acqua presente in alveo non fa eccezione. Una sfida, quindi, può essere quella di ottenere non solo informazioni idrometriche ma anche la stessa geometria del corso d'acqua a partire da dati satellitari.

L'attenzione va sicuramente focalizzata sui satelliti che dispongono di sensori radar, nel visibile o nell'infrarosso, per i quali il fondo risulterebbe impossibile da osservare al di sotto della lama d'acqua. Un DEM (Digital Elevation Model), utilizzabile per ricavare l'andamento plano-altimetrico di un corso d'acqua, è quello ottenuto dalla missione SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), che rappresenta il modello topografico digitale ad alta risoluzione più completo fra quelli basati su tecnologia radar.

Si reputa, quindi, possibile l'acquisizione da remoto di tutte le informazioni necessarie alle analisi idrauliche: livelli idrometrici e geometria. L'incognita di questo tipo di approccio è l'affidabilità e precisione del dato, relativamente agli utilizzi appena descritti.

Il presente studio si concentra sulla tematica della modellazione numerica del comportamento idraulico del corso medio-inferiore del fiume Po, in particolare lungo il tratto, circa 130 Km, che va dalla sezione relativa alla stazione idrometrica di Borgoforte all'incile del Po di Goro, ovvero fino al punto in cui il fiume Po si suddivide nel suo ramo principale e nel ramo secondario del Po di Goro. L'analisi presentata mira alla creazione di un modello numerico del corso d'acqua, partendo da dati ed informazioni di natura ed origine diversa e combinandoli opportunamente.

L'idea di base che contraddistingue quanto svolto è quindi il riconoscimento delle caratteristiche salienti di un qualsiasi corso d'acqua, geometria e quote assolute del tirante idrico, utilizzando quanto più possibile informazioni satellitari o, più in generale, globalmente disponibili. L'integrazione ed il confronto con dati tradizionali, risulta ad ogni modo, sempre utile e necessario al miglioramento ed alla verifica di quanto ottenuto.

1. STATO DELL'ARTE ED OBIETTIVI DELLO STUDIO

1.1 Stato dell'arte

La calibrazione di un modello idraulico è tradizionalmente basata sulla riproduzione delle condizioni di deflusso osservate lungo il corso d'acqua di interesse, in corrispondenza di stazioni di misura, ovvero rifacendosi a dati osservati nel tempo (così dette misure in-situ). Gli alti costi legati alla costruzione e manutenzione delle reti di monitoraggio idro-meteorologico limitano tuttavia il numero di stazioni strumentate (v. ad es. Domeneghetti et al., 2014; Mersel et al., 2013; Tarpanelli et al., 2013). La scarsità dei dati osservati rappresenta un rilevante problema, presente non solo nei paesi in via di sviluppo, dove la mancanza di dati è prevedibile e fisiologica, ma anche in molte regioni e paesi più economicamente sviluppati, dove il numero delle stazioni di misura è in continua diminuzione (v. ad es. Harmancioglu et al., 2003). L'assenza o insufficienza di reti di misurazioni in vaste regioni del globo, insieme al problema della condivisione dei dati tra paesi limitrofi (v. ad es. Hossain e Katiyar, 2006) ostacola la completa modellazione dei grandi sistemi fluviali transfrontalieri (v. ad es. Vorosmarty et al., 2001; Biancamaria et al., 2011; Siddique et al., 2011).

Negli ultimi decenni, l'uso del telerilevamento satellitare ha dimostrato di poter essere utile per numerose applicazioni idrologico-idrauliche, in siti per i quali i dati risultano essere scarsi o completamente assenti. I sistemi di rilevamento SAR (Synthetic aperture radar), in special modo, vengono sempre più utilizzati per l'identificazione di aree allagate e per la stima indiretta del tirante idrico (v. ad es. Di Baldassarre et al., 2009; Hostache et al., 2009; Montanari et al., 2009; Smith, 1997; Horritt et al., 2007; Matgen et al., 2007; Di Baldassarre et al., 2009; Mason et al., 2009).

I recenti progressi dei sensori radar hanno incoraggiato l'utilizzo delle informazioni registrate da satellite nelle attività di monitoraggio della superficie degli oceani e, più recentemente, dei livelli di corpi idrici interni, quali ad esempio grandi laghi (v. ad es. Morris et al., 1994; Birkett, 1995; Pereira-Cardenal et al., 2011), e grandi fiumi come il Rio delle Amazzoni (v. ad es. Koblinsky et al., 1993;

Birkett, 2004; De Oliveira Campos et al., 2001; Zakharova et al., 2006; Frappart et al., 2006) o il Mississippi (v. ad es. Mersel et al., 2013), per i quali sono state utilizzate tecniche simili a quelle adottate per il mare aperto.

Il telerilevamento fluviale è un argomento di attuale interesse che negli ultimi anni ha reso disponibile metodi e procedure alternative per lo studio dei sistemi fluviali, aprendo nuove frontiere e campi di applicazioni (v. ad es. Smith, 1997; Alsdorf et al., 2007; Durand et al., 2010; Marcus e Fonstad, 2010). La prospettiva spaziale fornita da sensori aerei e satellitari permette l'osservazione e lo studio dei fiumi in modi completamente diversi da quelli finora utilizzati.

Un'applicazione tipica delle misure da remoto è l'utilizzo di altimetri per la misurazione della quota della superficie idrica nelle sezioni per le quali la traccia dell'orbita satellitare interseca il corpo idrico (v. ad es. Koblinsky et al., 1993; Birkett, 1998; Birkett et al., 2002; Frappart et al., 2005; Calmant et al., 2008; Birkett e Beckley, 2010; Lee et al., 2011). Tali tecniche sono generalmente limitate a laghi, serbatoi e fiumi molto grandi essendo intrinsecamente point-based¹. Altri studi hanno cercato di mappare le variazioni spaziali di zone allagate, utilizzando sensori nel visibile, nel vicino infrarosso o radar ad apertura sintetica (SAR) (v. ad es. Smith et al., 1995; Prigent et al., 2001; Brakenridge et al., 2005; Papa et al., 2006; Smith e Pavelsky, 2008; Khan et al., 2011). Questi metodi, tuttavia, richiedono dati ausiliari da stazioni idrometriche a terra o modelli digitali di elevazione del terreno (DEM) e sono più efficaci per i fiumi di grosse dimensioni, ovvero dove la larghezza della zona interessata al deflusso è sufficientemente ampia per essere rilevata da remoto (v. ad es. Mersel et al., 2013; Domeneghetti et al., 2014). Mentre nubi e copertura vegetale limitano l'utilizzo di sensori nel visibile o vicino infrarosso, le tecniche SAR presentano difficoltà legate alla presenza di increspature sulla superficie dell'acqua dovute al vento ed all'attenuazione del segnale dovuta alla presenza di acqua (v. ad es. Smith, 1997; Yan et al., 2013).

¹ Una tecnica point-based utilizza come informazione minima il valore registrato in un unico punto nello spazio, prescindendo dai valori assunti da altri punti vicini. Un'immagine raster può essere un esempio di rappresentazione point-based, dove ad ogni punto (pixel) viene associato un unico valore.

Come emerso in precedenza, la modellazione di un corso d'acqua richiede, oltre alla conoscenza di informazioni idrologico-idrauliche che ne caratterizzino il deflusso (ad es. portate idriche, livelli, ecc.), la conoscenza della sua geometria. Le metodologie ad oggi disponibili per la rilevazione da remoto sono limitate e presentano notevoli limiti di accuratezza, specie per la ricostruzione della sezione fluviale sommersa. Alcuni studi, utilizzando sensori ottici (v. ad es. ASTER, LANDSAT TM), sono riusciti a trovare una relazione fra profondità del fondo alveo ed attenuazione della riflettenza lungo la colonna d'acqua (v. ad es. Legleiter et al., 2004, 2009; Marcus e Fonstad, 2008; Legleiter e Roberts, 2009). Altri hanno combinato le osservazioni dei livelli idrometrici con modelli idrodinamici, calcolando simultaneamente profondità d'alveo e portata transitata (v. ad es. Andreadis et al., 2007; Durand et al., 2008; Biancamaria et al., 2011), mentre altri ancora hanno investigato il legame esistente tra alcune variabili idrologiche d'interesse: velocità di deflusso, larghezza e profondità d'alveo (v. ad es. Leopold e Maddock, 1953). Lo studio effettuato da Leopold e Maddock (1953) offre ad esempio l'evidenza di una relazione tra le grandezze caratterizzanti un corso d'acqua ed il suo deflusso, in particolare tra tirante idrico, velocità e portata. Mediante tali relazioni, le caratteristiche principali della sezione fluviale possono essere implicitamente stimate attraverso l'utilizzo di opportuni coefficienti identificabili per ogni caso di studio.

Partendo da simili considerazioni Mersel et al. (2013) hanno recentemente investigato la possibilità di definire tali legami partendo da osservazioni satellitari, stimando nello specifico la profondità di un alveo sulla base di relazioni idrauliche definite ricorrendo a sole informazioni rilevate da remoto.

Allo stato attuale si ritiene possibile ricavare, con buona precisione, le caratteristiche idro-morfologiche di un qualsiasi corso d'acqua, con alcune limitazioni. I tiranti idrici possono essere ottenuti da misurazioni satellitari radar (i.e. ERS-2, ENVISAT), anche se l'accuratezza del modello ottenibile mediante il solo utilizzo di dati satellitari non risulta ancora del tutto soddisfacente (Domeneghetti et al., 2014).

Per quanto riguarda la riproduzione della geometria dell’alveo mediante dati satellitari la letteratura offre alcuni risultati incoraggianti. Yan et al. (2013), ad esempio, hanno investigato la possibilità di estrarre la geometria di un tratto di circa 100 Km del fiume Po mediante l’uso del solo SRTM (dem a risoluzione pari a 90 m), dimostrando come tale geometria possa garantire una apprezzabile riproduzione del comportamento idraulico del fiume, se valutato per condizioni di piena eccezionale. Nel caso invece di condizioni di deflusso più contenute (i.e. piena ordinaria, deflusso medio), il solo utilizzo del DEM SRTM non è altrettanto valido, fornendo risultati che sovrastimano le altezze idrometriche osservate. Tale evidenza appare legata alla ridotta risoluzione spaziale dell’SRTM (non adatta alla riproduzione accurata dell’alveo inciso) ed al fatto che la rilevazione da remoto delle quote non è in grado di riprodurre le parti sommerse della sezioni idrica. Tale limite riduce la possibilità di riprodurre in maniera fedele alla realtà le caratteristiche geometriche dell’alveo inciso, introducendo distorsioni alla geometria fluviale che appaiono tanto più importanti quanto più basse sono le portate simulate. Sulla scorta di queste risultanze gli obiettivi perseguiti durante il lavoro di Tesi sono di seguito sintetizzati.

1.2 Obiettivi dello studio

Il presente lavoro ha cercato di indagare diversi aspetti, integrando e risolvendo molte delle problematiche emerse ed affrontate dagli studi precedentemente condotti. Come già accennato, la possibilità di simulare il comportamento di un corso d’acqua si basa sulla conoscenza sia della sua geometria, che di alcune delle sue caratteristiche idrauliche (ad es., portata, velocità di deflusso, tiranti idrici) registrate nel corso degli anni attraverso stazioni di misurazione. Questo procedimento richiede molti anni dedicati alla raccolta di queste informazioni ed ovviamente molti fondi dedicati alla manutenzione e costruzione delle stazioni stesse.

L’obiettivo fondamentale perseguito dalla presente Tesi è quello di investigare la possibilità di poter creare un modello idraulico, applicabile ad un qualsiasi fiume, utilizzando informazioni di derivazione satellitare, sostituendole od affiancandole a quelle tradizionalmente ottenute. Questa possibilità permetterebbe di integrare e

completare la conoscenza della rete idrica, laddove l'ammontare delle informazioni tradizionalmente osservate appaiono scarse o quasi del tutto assenti (come ad es. in aree remote o in paesi in via di sviluppo).

In particolare, nel presente studio si è fatto riferimento a due tipologie di prodotti satellitari derivanti da acquisizioni SAR: un modello digitale di elevazione del terreno ricostruito mediante misurazioni satellitari e misurazioni del livello idrico dei corsi d'acqua.

La geometria d'alveo è stata generata partendo da acquisizioni effettuate dalla Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), mentre le misurazioni idrometriche sono state ricavate da dati forniti dai satelliti ERS-2 ed ENVISAT. Sebbene lo studio faccia riferimento al corso medio-inferiore del fiume Po, tratto per il quale sono disponibili le informazioni sopra elencate, le metodologie investigate sono state predisposte nell'ottica di poter essere implementate in qualsiasi altro corso d'acqua per il quale siano disponibili la stessa tipologia di informazioni.

I punti salienti dell'analisi possono essere riassunti in:

- Individuazione di un corso d'acqua e delle sue caratteristiche geometriche partendo da un modello digitale disponibile a scala globale e di limitata risoluzione spaziale (ad es. SRTM; www2.jpl.nasa.gov/srtm/);
- Calibrazione di un modello numerico del tratto indagato, in condizioni di piena eccezionale e deflusso medio, attraverso simulazioni di moto vario;
- Miglioramento del DEM per la riproduzione della parte sommersa del corso fluviale (alveo inciso), non rilevata da remoto.

Utilizzando uno fra i migliori DEM globali ad oggi disponibile (SRTM), come rappresentativo della geometria fluviale, si è cercato di creare un modello idraulico adottabile per la simulazione del comportamento del corso d'acqua i condizioni di piena ed in caso di deflusso medio. La scelta di simulare entrambe le condizioni segue la strada già aperta da Yan et al. (2013), i quali hanno mostrato che il fenomeno di piena eccezionale possa essere riprodotto con buona approssimazione anche utilizzando un DTM di origine satellitare. I risultati poco incoraggianti, ottenuti per eventi di piena ordinaria, suggeriscono invece un'analisi più

approfondita sulle problematiche legate alla simulazioni di portate di deflusso inferiori le quali appaiono maggiormente influenzate da una non corretta riproduzione dell’alveo di magra del corso d’acqua.

Le analisi condotte utilizzando come fondo alveo la geometria ricavata da SRTM sono state ripetute su un diverso DTM derivante da misurazioni LiDAR e batimetriche. Questo modello del terreno è considerabile come rappresentativo della realtà ed i risultati ottenuti da esso sono stati utilizzati come riferimento delle performance ottenibili dal modello numerico.

Per la calibrazione dei modelli, i dati forniti dai satelliti ERS-2 ed ENVISAT sono stati utilizzati come complemento alle misurazioni dei tiranti idrici registrate da stazioni strumentate tradizionali.

Il lavoro di Tesi svolto viene presentato secondo la seguente struttura. Nel secondo capitolo sono sinteticamente descritte le caratteristiche del bacino idrografico del fiume Po, della sua asta fluviale, definendo nel dettaglio il caso di studio. Nel terzo capitolo vengono elencati e descritti tutti gli strumenti e le informazioni utilizzate, quali ad esempio le informazioni idrometriche tradizionali (ovvero, misure in-situ) ed ottenute da satellite sfruttate per le calibrazioni. Viene, inoltre, fatto un breve cenno alle modifiche ed alle impostazioni fornite al modello in ambiente GIS. Nel quarto capitolo vengono mostrati i lineamenti del codice di calcolo del software HEC-RAS ed il suo funzionamento nell’ambito delle simulazioni di moto vario. Nel quinto capitolo è descritta la metodologia di calibrazione, mentre nel sesto capitolo vengono presentati e discussi i risultati delle calibrazioni in condizioni di piena e di deflusso medio. Nel settimo vengono mostrate le procedure investigate per modificare il DTM (Digital Terrain Model) al fine di ottenere una migliore riproduzione della geometria del corso d’acqua, mentre nell’ottavo, ed ultimo capitolo, si riassume il lavoro svolto, fornendo i risultati di quanto ottenuto e segnalando future sfide affrontabili anche grazie all’evolversi della tecnologia dei sensori satellitari.

2. AREA DI INDAGINE

Il bacino del fiume Po è il bacino idrografico più grande d'Italia, con una superficie di circa 74000 km² di cui circa 71000 situati in territorio italiano, corrispondente ad un quarto dell'intero territorio nazionale. Il territorio del bacino interessa circa 16 milioni di abitanti, 3200 comuni e 7 regioni: Piemonte, Valle d'Aosta, Lombardia, Veneto, Liguria, Emilia-Romagna, Toscana e la provincia autonoma di Trento.

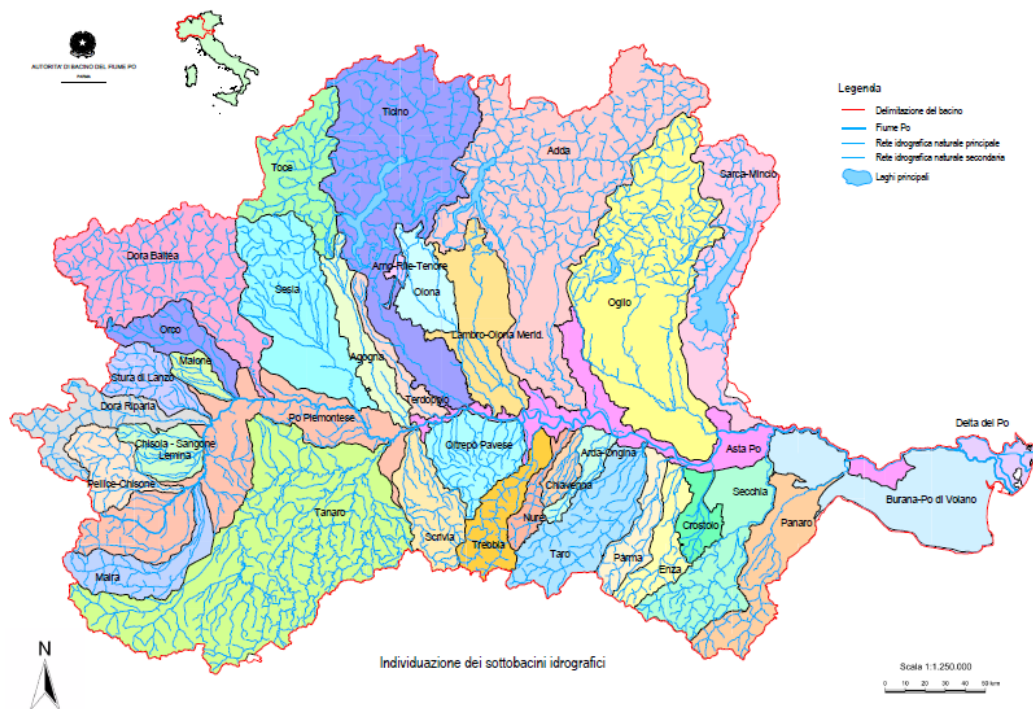


Figura 2.1 Bacino idrografico del fiume Po, con indicazione delle reti idrografiche principali e secondarie ed individuazione dei sottobacini idrografici (AdBPo 2006)

Il bacino idrografico, mostrato in figura 2.1, è un area economicamente strategica per il paese con un PIL² che copre circa il 40% di quello nazionale, in virtù della presenza di grandi industrie, di una quota considerevole di piccole e medie imprese, nonché di attività agricole e zootecniche. Nel bacino del Po sono infatti

² Il PIL (prodotto interno lordo) è il valore totale dei beni e servizi prodotti in un Paese da parte di operatori economici residenti e non residenti nel corso di un anno, destinati al consumo dell'acquirente finale, agli investimenti privati e pubblici ed alle esportazioni nette. Non viene conteggiata la produzione destinata ai consumi intermedi di beni e servizi consumati e trasformati nel processo produttivo per ottenere nuovi beni e servizi.

concentrati il 55% del patrimonio zootecnico italiano, il 35% della produzione agricola ed il 37% delle industrie, le quali sostengono il 46% dei posti di lavoro. (AdBPo 2006) Il delta del Po, per la sua grande valenza ambientale, è stato dichiarato patrimonio dell'umanità dall'UNESCO.

2.1 Caratteristiche dell'asta principale

Il fiume Po è il principale fiume italiano, sia per lunghezza, circa 650 km, che per portata, la massima osservata è di 10300 m³/s alla stazione idrometrica di Pontelagoscuro (evento di piena del Novembre 1951).



Figura 2.2 Monviso, località Pian del Re, sorgente del fiume Po.

La sua sorgente si trova in Piemonte in provincia di Cuneo sulle Alpi Cozie, precisamente in Località Pian del Re, ai piedi del Monviso (3.841 m) sotto un grosso masso riportante la targa che ne indica l'origine (v. Figura 2.2). Da qui sbocca in pianura dopo appena una ventina di chilometri, lambendo i territori della città di Saluzzo, in questo tratto vari affluenti arricchiscono la portata del fiume che entra in breve nella provincia di Torino attraversandone lo stesso capoluogo. A Torino il fiume, nonostante abbia percorso solo un centinaio di chilometri dalle sorgenti, è già un corso d'acqua notevole con un alveo ampio 200 m ed una portata media già prossima ai 100 m³/s.

Scorrendo verso est, costeggia le estreme propaggini del Monferrato giungendo nella piana Vercellese dove si arricchisce dell'apporto di importanti affluenti come la Dora Baltea ed il Sesia. Piegando verso sud, continua poi a lambire in sponda destra il Monferrato in provincia di Alessandria, bagnando le città di Casale Monferrato e Valenza. Qui funge anche da confine regionale tra Piemonte e Lombardia cominciando ad assumere notevoli dimensioni.

Presso Bassignana, il fiume punta definitivamente verso est per merito anche della forte spinta del Tanaro, suo principale tributario in destra. Dalla confluenza del Tanaro all'incile del Po di Goro, per circa 375 km, l'asta fluviale ha una connotazione prevalentemente artificiale, con un regime di deflusso influenzato dalle condizioni idrologiche e di sistemazione idraulica degli affluenti, oltre che dalle opere di difesa e di sistemazione direttamente realizzate sull'asta stessa. Dopo questa confluenza il Po, ormai possente nella portata oltre 500 m³/s, entra in territorio lombardo scorrendo in provincia di Pavia. Pochi chilometri a sud del capoluogo pavese il fiume riceve il contributo essenziale del Ticino, suo principale tributario per volume d'acque, diventando così navigabile (grazie alla sua portata ora di oltre 900 m³/s) anche da grosse imbarcazioni sino alla foce.

Dopo questa confluenza il fiume prende a scorrere per parecchi km nella zona di confine tra Lombardia e Emilia-Romagna, bagnando città importanti come Piacenza e Cremona, scorrendo all'interno della provincia di Mantova, ricevendo contributi notevoli dagli affluenti alpini Adda, Oglio e Mincio e moltissimi altri fiumi minori provenienti dall'Appennino che ne accrescono la portata ad oltre 1.500 m³/s.

Giunto infine nella zona di Ferrara il fiume scorre sul confine tra Veneto (provincia di Rovigo) ed Emilia-Romagna, nella regione storica del Polesine. Qui il fiume inizia il suo ampio delta (380 km²), dividendosi in 5 rami principali (Po di Maestra, Po della Pila, Po delle Tolle, Po di Gnocca e Po di Goro) e 14 bocche; un ulteriore ramo secondario (il Po di Volano) che attraversa la città di Ferrara, è ora inattivo. Il grande fiume sfocia quindi nel Mare Adriatico con un delta di 380 km² (AdBPo, 2006), attraversando territori appartenenti ai Comuni di Ariano nel Polesine, Goro, Porto Tolle, Taglio di Po e Porto Viro.

Il delta del Po, per la sua grande valenza ambientale, è stato dichiarato patrimonio dell'umanità dall'UNESCO.

Nel suo corso in pianura il Po si divide spesso in diversi rami formando diverse isole fluviali, la più grande delle quali (escludendo quelle presenti alla foce) è l'Isola Serafini, situata nei pressi della foce dell'Adda a Castelnuovo Bocca d'Adda, ma estesa circa 10 km² all'interno del comune di Monticelli d'Ongina.

Nel primo tratto, tra Tanaro e Ticino, conserva ancora caratteri di tipo torrentizio, con una pendenza al fondo dell'ordine dello 0.35 ‰. La confluenza del Ticino comporta una trasformazione del regime del corso d'acqua in fluviale, causato da un notevole contributo glaciale ed assenza di trasporto solido, riducendo la pendenza media allo 0.18 ‰ per poi decrescere regolarmente e gradualmente verso valle fino a circa lo 0.14 ‰ all'altezza di Revere-Ostiglia. Da qui all'incile del delta, l'alveo diventa canalizzato tra le arginature, in alcuni tratti a distanze inferiori ai 500 m e non riceve più apporti, ad eccezione del Panaro.

2.2 Inquadramento caso di studio

Nel presente lavoro di tesi è stata modellata una porzione dell'intera asta fluviale descritta, 130 Km circa, dalla sezione relativa alla stazione idrometrica di Borgoforte fino a raggiungere l'incile del Po di Goro dove il fiume si suddivide per la prima volta. In figura 2.3 è rappresentata l'area d'indagine con in evidenza le stazioni idrometriche (Borgoforte, Pontelagoscuro) e le due Virtual Station (VS1 e VS2) di cui si dirà più avanti.

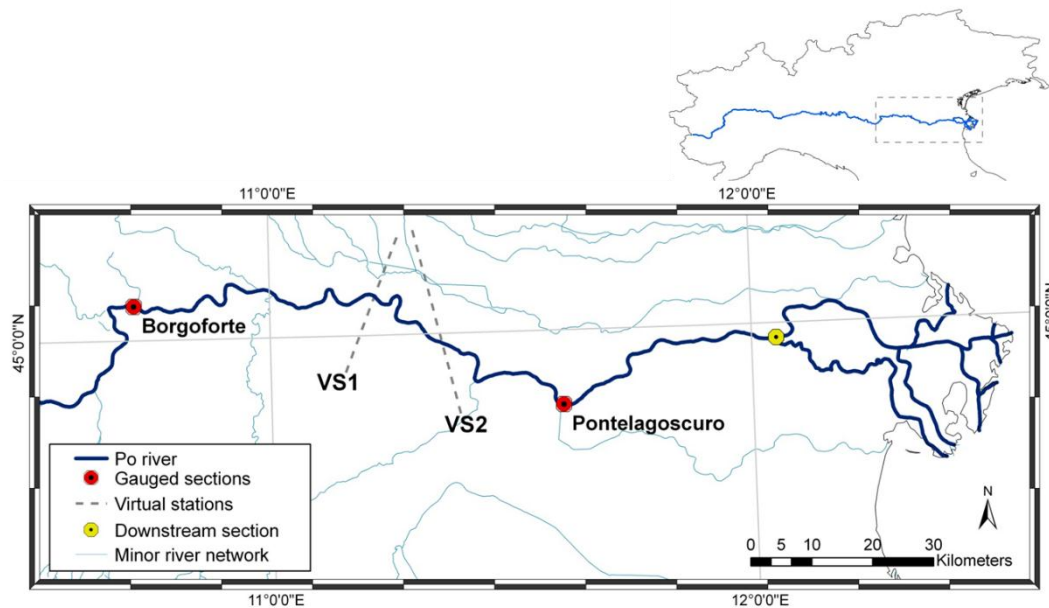


Figura 2.3 Inquadramento dell'area di studio e delle stazioni utilizzate per ottenere i dati osservati nelle varie fasi di analisi. Le stazioni idrometriche sono indicate in rosso e la sezione di valle in giallo. In evidenza anche parte della tracce dei satelliti utilizzati per ottenere le misure dei tiranti idrici.

Tabella 2.1 Stazioni di misura d'interesse e relative denominazioni assegnate da AIPo.

LOCALITÀ	SEZIONE AIPo
BORGOFORTE	S41B
VS1	S54A
VS2	S57B
PONTELAGOSCURO	S65
INCILE PO DI GORO	S74

La scelta del tratto di studio è stata dettata da molti fattori fra i quali:

- Presenza di serie storiche in termini di tirante e portate;
- Visibilità del corso idrico da satellite con la disponibilità di osservazioni storiche alle Virtual Station (VS; v. Figura 2.3)

Il primo punto fa riferimento alla necessità di disporre delle condizioni al contorno, in termini di tiranti e portate, al fine di caratterizzare il regime stesso del corso d'acqua nelle varie condizioni da simulare.

Il secondo punto invita a spostare l'attenzione su un corso d'acqua di carattere fluviale, con una larghezza superiore ad almeno due volte la risoluzione spaziale delle immagini satellitari utilizzate. L'unione di queste, ed altre considerazioni, ha portato ad esaminare il comportamento del fiume Po solamente nel tratto mostrato in figura 2.3.

3. DATI E STRUMENTI UTILIZZATI

Questo capitolo raccoglie tutti gli strumenti e le informazioni utilizzate durante il lavoro. Vengono dapprima presentati i due modelli digitali del terreno adoperati, mostrando numericamente errori e scostamenti fra i due, successivamente vengono descritte le misure idrometriche adottate per le modellazioni idrauliche. In particolare viene fatto cenno sia alle stazioni idrometriche posizionate lungo il percorso fluviale in analisi che ai satelliti utilizzati per ottenere tali misurazioni (ERS-2 ed ENVISAT).

L'integrazione tra dati idrometrici ed i modelli digitali del terreno è stata possibile grazie a software che lavorano in ambiente GIS³ ed all'applicativo HEC-GeoRAS. Quest'ultimo rappresenta un applicativo GIS che permette la classificazione e l'assegnazione di informazioni (metadati) ad ogni elemento restituito o creato in ambiente GIS, permettendo inoltre l'esportazione di queste informazioni al software di calcolo utilizzato per la simulazione numerica. La valutazione delle performance del modello idraulico viene condotta mediante opportuni coefficienti di efficienza, o funzioni obiettivo, quali il coefficiente di Nash-Sutcliffe (NSE) ed il valore del Root Mean Square Error (RMSE).

Entrambe le due condizioni, piena e deflusso medio, sono state simulate utilizzando due DTM⁴ molto diversi tra loro. Il primo, caratterizzante quello che verrà denominato modello LiDAR, è un DTM ottenuto tradizionalmente unendo informazioni laser a rilievi batimetrici. Il secondo è stato estratto dal più grande DEM globalmente disponibile, ovvero quello fornito dalla SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).

³ Il GIS è composto da una serie di strumenti software per acquisire, memorizzare, estrarre, trasformare e visualizzare dati spaziali dal mondo reale. (Burrough 1986) Trattasi quindi di un sistema informatico in grado di produrre, gestire e analizzare dati spaziali associando a ciascun elemento geografico una o più descrizioni alfanumeriche.

⁴ Il modello digitale del terreno (DTM), a differenza del DEM, è ottenuto dall'interpolazione delle curve di livello. Esso è spesso confuso con il DEM e la principale differenza tra i due modelli risiede nel fatto che il DEM tiene conto di tutti gli oggetti insistenti sul terreno (vegetazione, edifici ed altri manufatti) mentre il DTM riproduce l'andamento della superficie geodetica. La differenza tra i due modelli è più evidente in zone urbanizzate dove prevalgono edifici molto alti (presenti solamente all'interno del DEM).

L'utilizzo di due DTM, come geometria di base per le varie simulazioni, è una scelta dettata dalla necessità di voler confrontare, non solo gli errori e gli scostamenti legati alla rappresentazione del terreno, ma anche quelli relativi ai risultati ottenuti.

3.1 Il modello LiDAR

Il LiDAR (Light Detection and Ranging) è una tecnica di telerilevamento che permette di determinare la distanza di un oggetto o di una superficie utilizzando un impulso laser. La distanza dell'oggetto è determinata misurando il tempo trascorso fra l'emissione dell'impulso e la ricezione del segnale retrodiffuso. Questo metodo di misurazione, denominato a tempo di volo, viene adottato anche nei radar che però utilizzano al posto della luce delle onde radio. La sorgente di un sistema LiDAR è un laser, ovvero un fascio coerente di luce ad una ben precisa lunghezza d'onda, inviato verso il sistema da osservare. Le lunghezze d'onda utilizzate possono essere ultraviolette, nel visibile o nel vicino infrarosso, rendendo possibile localizzare e ricavare immagini e informazioni relativi ad oggetti molto piccoli, di dimensioni pari alla lunghezza d'onda usata. Il LiDAR è inoltre molto sensibile agli aerosol⁵ ed al particolato in sospensione nelle nuvole ed è molto usato in meteorologia e in fisica dell'atmosfera.

Affinché un oggetto rifletta un'onda elettromagnetica, deve produrre una discontinuità dielettrica; alle frequenze del radar (radio o microonde) un oggetto metallico produce una buona eco, tuttavia gli oggetti non metallici come acqua e rocce producono riflessioni molto più deboli ed alcuni materiali possono non produrne affatto, risultando a tutti gli effetti invisibili ai radar. I laser forniscono una soluzione a questi problemi: la coerenza e densità del fascio laser è ottima, e la lunghezza d'onda è molto più breve dei sistemi radio, può andare dai 10 micron a circa 250 nm. Onde di questa lunghezza d'onda sono riflesse ottimamente dai piccoli oggetti, con un comportamento detto retrodiffusione; il tipo esatto di retrodiffusione sfruttato può variare: in genere si sfruttano la diffusione Rayleigh, la diffusione Mie

⁵ Un aerosol è un tipo di colloide in cui un liquido o un solido sono dispersi in un gas. Il diametro delle particelle è normalmente compreso fra 10^{-9} m e 10^{-6} m. Esempi tipici di aerosol naturali sono le nuvole, la nebbia, la foschia ed il pulviscolo atmosferico.

e la diffusione Raman, oltre che la fluorescenza. Le lunghezze d'onda dei laser sono ideali per misurare fumi e particelle in sospensione aerea (aerosol), nuvole e molecole nell'atmosfera. Un laser ha in genere un fascio molto stretto, che permette la mappatura di caratteristiche fisiche con risoluzione molto alta, paragonata a quella del radar. Molti composti chimici interagiscono più attivamente con le lunghezze d'onda del visibile che non con le microonde, permettendo una definizione anche migliore.

Lo sviluppo del GPS negli anni ottanta ha reso possibile e pratica la diffusione di apparecchiature LiDAR aviotrasportate che, montate su velivoli leggeri in grado di volare a bassa quota, hanno permesso l'acquisizione di fasce georeferenziate contenenti informazioni altimetriche su tutti i punti intercettati dal raggio laser. Il prodotto di una scansione del territorio mediante LiDAR consiste in una vera e propria nuvola di punti forniti sotto forma di coordinate X,Y,Z, ottenuta incrociando il tempo di riflessione del raggio laser alla posizione del velivolo nel momento esatto della misurazione. La risoluzione spaziale di questo sistema dipende dallo strumento utilizzato, dalla quota di volo (maggiore sarà la quota minore sarà il numero di punti per metro individuati) e dalla morfologia del territorio indagato (la presenza di elementi che coprono il terreno può provocare problemi nel passaggio da DEM a DTM). Per ovviare a questo problema, negli ultimi anni sono stati sviluppati sistemi LiDAR a risposta multipla, per un singolo raggio laser inviato questi strumenti sono in grado di registrare più risposte ricevute fornendo, in fase di analisi della nuvola di punti, sia la quota dell'oggetto che insiste sul terreno che quella del terreno stesso rendendo possibile il passaggio da un modello di elevazione ad uno del terreno. Il fatto che un raggio laser possa "vedere" il terreno al di sotto di una vegetazione dipende ovviamente da molti fattori, fra i più rilevanti dei quali c'è la dimensione dell'impronta a terra del raggio. Quando l'impulso laser incontra un ostacolo che si lascia parzialmente penetrare (vegetazione di alto fusto, fogliame, fili sospesi, cornicioni colpiti solo parzialmente dall'impronta del Laser ecc.) viene diviso in più componenti che vengono riflesse verso l'alto in tempi diversi.

Un problema che verrà trattato diffusamente nei prossimi capitoli è quello legato alla corretta mappatura di una superficie al di sotto di uno strato più o meno spesso di acqua, problema presente sia per il laser che, come già detto, per i sistemi

radar. Per aggirare questo inconveniente, le misurazioni ottenute mediante laser scanner vengono solitamente, come in questo caso, integrate con rilievi batimetrici al fine di ricavare, per l'alveo inciso, informazioni qualitativamente confrontabili a quelle ottenute tramite LiDAR per le zone non allagate. L'esecuzione di rilievi batimetrici è indispensabile per il monitoraggio dei fenomeni di interrimento degli invasi, per lo studio dei bacini idrografici e delle sistemazioni fluviali, per la realizzazione di bilanci di sedimentazione ed erosione. La strumentazione di cui ci si avvale per eseguire questo tipo di rilievi si compone di una stazione GPS base, posta a terra su un punto di coordinate note, di una stazione GPS rover posta su un natante, collegate via radio ed utilizzate in modo cinematico differenziale in tempo reale, al fine di valutare in ogni istante di misurazione la posizione relativa del natante rispetto alla base. Al GPS rover viene accoppiato un ecoscandaglio posizionato a bordo dell'imbarcazione, la loro integrazione permette di rilevare dati in maniera continua lungo le rotte seguite dal natante durante la navigazione.

Per questo studio sono stati utilizzati dei file raster che già integrano i dati forniti dal volo LiDAR ed i rilievi batimetrici. Ad ogni pixel, corrispondente ad una dimensione reale di 2x2 metri, è associato un numero reale corrispondente alla quota sul livello del mare dell'area rappresentata.



Figura 3.1 DTM ottenuto da dati LiDAR e batimetrie (modello LiDAR), ed utilizzato per le analisi in ambiente GIS. Rappresentazione del tratto d'interesse dalla stazione idrometrica di Borgoforte all'incile del Po di Goro.

3.2 Il modello SRTM

All'interno del vasto panorama di tutte le attività scientifiche che si inseriscono nel settore del Telerilevamento, l'osservazione della Terra dallo spazio sta riscuotendo un enorme successo negli ultimi anni. Questo è dovuto in parte ai notevoli progressi compiuti nel campo delle missioni spaziali ed in parte al progresso tecnologico raggiunto nel progetto e nella costruzione di antenne per l'osservazione della Terra, che sono state o che tuttora sono utilizzate su satelliti o vettori spaziali quali lo Space Shuttle.

Un'antenna radar ha la caratteristica di acquisire dati praticamente in ogni luogo ed in ogni momento, indipendentemente dalle condizioni atmosferiche o dal fatto che in quel momento sia giorno o notte sulla regione osservata. Le onde elettromagnetiche emesse da queste antenne ad alcune frequenze possono penetrare le nubi e, sotto alcune condizioni, possono passare attraverso la vegetazione, il ghiaccio o la sabbia particolarmente asciutta. Con questo strumento è quindi possibile osservare cosa si nasconde sotto una fitta vegetazione pluviale o cosa si trova sotto la sabbia del deserto.

Il modello digitale del terreno utilizzato è stato estratto dai dati forniti dalla Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), questa missione ha consentito l'acquisizione di dati di elevazione su scala quasi globale generando il database topografico più completo e ad alta risoluzione digitale della Terra. SRTM consisteva in un sistema radar appositamente modificato e montato a bordo dello Space Shuttle Endeavour durante una missione di 11 giorni avvenuta nel febbraio del 2000.

Si tratta di un progetto internazionale guidato dalla National Geospatial Intelligence Agency (NGA), la NASA, l'Agenzia Spaziale Italiana (ASI) ed il Centro Aerospaziale Tedesco (DLR). All'inizio del 2004 è stata rilasciata la prima versione dei dati con nome in codice "Unfinished Version"; purtroppo questa versione presentava numerosissimi pixel mancanti e negli anni successivi ne sono state fornite versioni migliorate dal Jet Propulsion Laboratory (NASA). Tutte le elevazioni sono espresse in metri riferite al geode WGS84-EGM96 ed orizzontalmente georiferite all'ellissoide WGS84 utilizzando una proiezione geografica. Sono disponibili tre diverse risoluzioni per i DTM ottenibili tra cui 30 metri per i soli Stati Uniti ed 1

chilometro e 90 metri per il resto del mondo. Nel caso di studio è stata utilizzata la migliore disponibile per l'Europa: 3 secondi d'arco corrispondenti ad una dimensione dei pixel a terra di 90x90 metri. Nella tabella 3.1 vengono elencate le caratteristiche principali del sensore e dei prodotti forniti.

Tabella 3.1 Caratteristiche del sensore e degli elaborati forniti dalla missione SRTM del 2000

SENSOR AND PRODUCT CHARACTERISTICS			
Satellite	Sensor	Capture Resolution	Pixel Resolution
Space Shuttle Endeavor	C-band and X-band ⁶	1 arc second	30 meter
		3 arc second	90 meter
		30 arc second	1 kilometer
Scene Type	Scene Size		Projection
degree	1 degree latitude X 1 degree longitude		geographic
WRS-2	185 kilometer X 185 kilometer		UTM
mosaic	Global		Geographic

Lo schema di nomenclatura delle tiles, utile per poterle individuare e scaricare liberamente dal web, è legato alle coordinate geografiche del pixel corrispondente all'angolo in basso a sinistra della stessa⁷. Le tiles scaricabili si presentano come dei file GeoTIFF⁸ a 16 bit contenenti 1201*1201 pixel e ad ognuno è assegnato un livello di grigio che indica la quota cui si trova l'area alla quale è riferito il pixel.

⁶ Frequenze radio utilizzate dai sensori: bande C (4 – 8 GHz) ed X (8 – 12 GHz). Le bande sono classificate utilizzando la suddivisione dello spettro radio effettuata dall' Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE).

⁷ A titolo di esempio si riporta la tipica denominazione con cui è possibile trovare indicate le tile relative alla SRTM: N40W118.tif l'angolo in basso a sinistra di questo file si riferisce ad un punto situato sulla terra a 40 gradi di latitudine nord e 118 di longitudine ovest.

⁸ GeoTIFF è un tipo di metadati, rilasciato nel pubblico dominio, che permette di incorporare riferimenti geografici all'interno di un'immagine TIFF. Potenzialmente, può includere proiezioni, ellissoidi, datum, coordinate, e tutto ciò che è necessario per stabilire l'esatto riferimento spaziale per il file.

In figura 3.2, la prima immagine mostra l'intero DEM ottenuto mosaicando le due scene, in particolare la 39_03 e 39_04, necessarie ad estrarre il DEM relativo all'area di studio (seconda immagine). Quest'ultimo, dopo essere stata estratta dal DEM iniziale, è stato successivamente sottoposto ad un processo di image processing cercando di rendere più visibili l'asta fluviale e gli altri elementi d'interesse. Si osservi che questo processo è servito solamente a variare il modo in cui il software rappresenta l'informazione della quota fornita dal DTM, lasciando invariati i valori di altezza registrati dal sensore. Si è chiesto di rappresentare l'immagine in scala di grigi, assegnando il nero ad una quota corrispondente a 0 metri, piuttosto che i -2147483648 metri di partenza, ed il bianco alle quote pari o superiori ai 1000 metri, piuttosto che i 2147483648 metri iniziali.

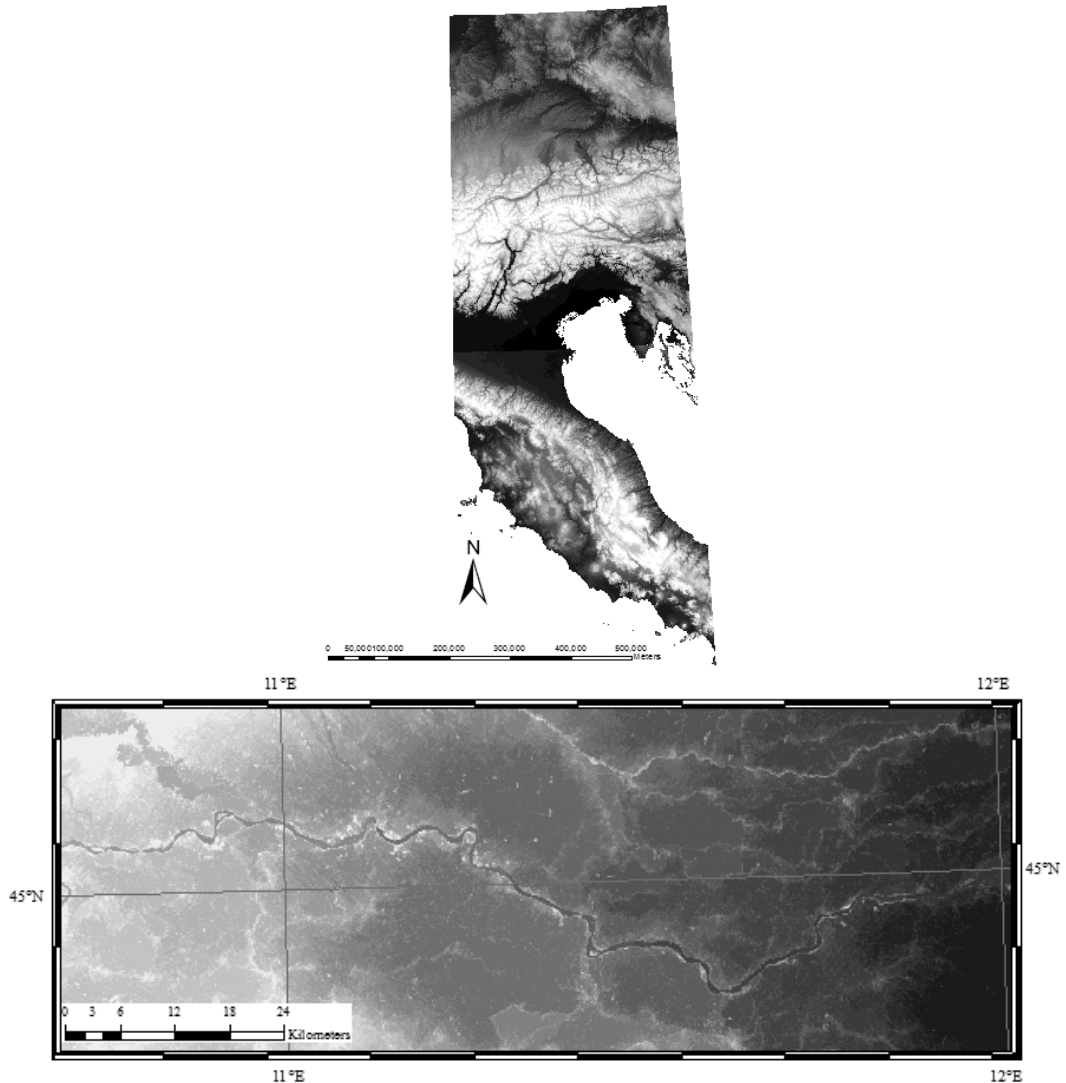


Figura 3.2 USGS (2006), Shuttle Radar Topography Mission, 3 Arc Second scene SRTM_39_03, SRTM_39_04, Finished-B Filled, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000.

3.2.1 Errori altimetrici legati ai dati SRTM

Da quando sono stati resi disponibili i DEM forniti dalla missione SRTM, sono stati condotti numerosi studi circa l'affidabilità stessa delle informazioni fornite. La precisione di un sistema di misurazione dipende da numerosi fattori legati innanzitutto alla morfologia del territorio indagato, nel caso specifico si è ritenuto interessante poter valutare numericamente l'entità degli errori altimetrici legati alla pendenza del terreno o all'uso del suolo.

L'errore legato alla pendenza aumenta all'aumentare della stessa, mentre per aree pianeggianti, o al di sotto dei 5° esso risulta negativo; il massimo errore valutato è pari a circa 40 metri per angoli al di sopra dei 50°. L'area in analisi in questo studio è da considerarsi pianeggiante e per una morfologia simile, Ludwig (2006) stima che il terreno reale si trovi a -3.8 metri rispetto a quello indicato da SRTM. La presenza di una traslazione dell'SRTM rispetto all'andamento altimetrico reale viene confermata da Koch (2002), il quale ha ottenuto un posizionamento del terreno reale a -2.6 metri rispetto a quello individuato da SRTM, per un sito di prova abbastanza piano nel nord della Germania.

Gli errori di misurazione altimetrici sono anche legati alla presenza ed alla tipologia di oggetti che insistono sul terreno. Ludwig (2006) ha valutato, utilizzando le informazioni fornite dal progetto Corine Land Cover⁹, l'entità degli errori riconducibili ai diversi usi del suolo. Lo studio è basato sul confronto fra dati altimetrici misurati con metodologie tradizionali e quelli ottenuti dalla missione SRTM, a seguito del quale ogni differenza di quota è stata associata ad una fra le 44 classi ricavate dal CLC. I migliori risultati sono stati ottenuti in aree urbane (0.06 metri), i peggiori per spazi aperti (24.07 metri) e foreste (18.23 metri), mentre per i corpi idrici è stato stimato in un errore medio pari -1.56 metri.

⁹ Il progetto Corine Land Cover (CLC) è nato, nel 1990, a livello europeo specificamente per il rilevamento e il monitoraggio delle caratteristiche di copertura e uso del territorio. Con questo progetto si è inteso realizzare un mosaico Europeo all'anno 2006 basato su immagini satellitari SPOT-4 HRVIR, SPOT 5 HRG e/o IRS P6 LISS III, ed è stata derivata dalle stesse la cartografia digitale di uso/copertura del suolo all'anno 2006 e quella dei relativi cambiamenti.

Il range di errori presentati da Ludwig è sicuramente interessante ai fini della presente analisi, si tratta tuttavia di valutazioni che considerano errori di misurazione legati ad oggetti solidi (ad es. alberi, edifici etc.) che insistono sul territorio analizzato. Uno fra i maggiori problemi riscontrati durante le analisi è, invece, la difficoltà di rilevare le quote terreno al di sotto della lama d'acqua all'interno di un fiume. Con l'ausilio del DTM ottenuto mediante rilevamenti batimetrici e laser a scansione, si vuole mostrare l'entità della quota parte dell'area destinata al deflusso idrico, persa dal DTM SRTM.

Per una prima stima si è cercato di misurare e quantificare gli errori altimetrici concentrandosi sugli elementi considerati di maggior importanza: sommità arginali ed alveo inciso. Com'era ovvio aspettarsi lo scostamento fra misurazioni LiDAR ed SRTM non è riassumibile in un solo valore per l'intera area d'indagine. I punti ottenibili dal rilievo LiDAR presentano una quota maggiore in corrispondenza delle sommità arginali ed una inferiore, rispetto ai medesimi individuati da SRTM, per le zone rappresentanti l'alveo inciso.

Per quanto riguarda le sommità arginali la differenza fra le quote rilevate dal LiDAR ed SRTM è mediamente di 4.32 metri. Questa differenza è sicuramente da attribuire alle dimensioni dei manufatti, le arginature presenti possono essere schematizzate con forma trapezoidale con base maggiore di circa 40-50 metri mentre ogni pixel del DTM SRTM riproduce un'area di 90x90 metri. Il risultato di questa differenza dimensionale implica che ogni pixel rappresentante la quota dell'area in cui sono situate le arginature, mostri un valore calcolato mediando fra l'altezza di quest'ultime e quella del terreno circostante, ovviamente molto più basso della sommità. Si riporta di seguito un scatter plot (v. Figura 3.3) che mostra per ogni sezione trasversale, individuata lungo il corso d'acqua, i valori misurati da LiDAR ed SRTM in corrispondenza delle sommità arginali.

Per quanto riguarda, invece, la rappresentazione dell'alveo inciso la situazione si presenta diametralmente opposta: le quote del LiDAR, ottenute mediante rilievo batimetrico, risultano per ovvi motivi più basse di quelle fornite dall'SRTM, con una differenza mediamente pari a 6.83 metri (v. Figura 3.4). Come appena ricordato la maggiore precisione del LiDAR è legata all'utilizzo di batimetrie, mentre il modello del terreno globale (SRTM) non riesce ad interpretare e rappresentare con efficacia

il fondo alveo proprio a causa della presenza dell'acqua. Questo problema, di cruciale importanza ai fini della capacità di riprodurre in maniera affidabile il comportamento fluviale, verrà diffusamente trattato e risolto nel capitolo 7, ipotizzando che al momento dell'acquisizione del DTM l'acqua occupi il solo alveo inciso e non i piani golenali che verranno esclusi dalle modifiche effettuate.

Le Figure 3.3 e 3.4 riassumono i risultati ottenuti dai primi confronti effettuati sui due modelli, riferendosi, rispettivamente, alla quota massima raggiunta dalle arginature (v. Figura 3.3) ed al minimo valore registrato per il fondo dell'alveo inciso (v. Figura 3.4). La figura 3.5 mostra i due profili longitudinali del fondo alveo così come ricostruibili dai due DTM. In figura 3.6, utilizzando l'operazione di sottrazione fra raster, viene messa in evidenza la differenza di quota fra i due DTM utilizzati. Infine, a titolo di esempio, viene mostrato un ulteriore confronto fra due sezioni trasversali ricavate dai due DTM (v. Figura 3.7).

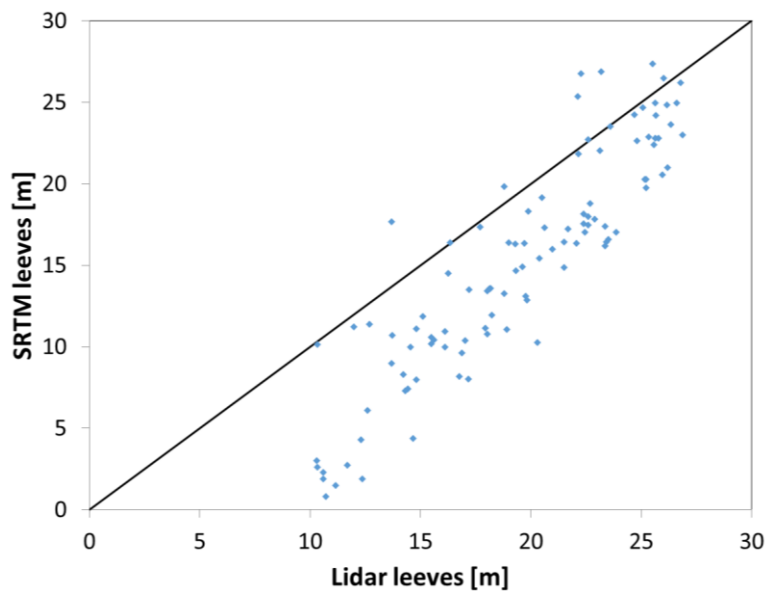


Figura 3.3 Scatter plot delle quote misurate da LiDAR ed SRTM in corrispondenza delle sommità arginali.

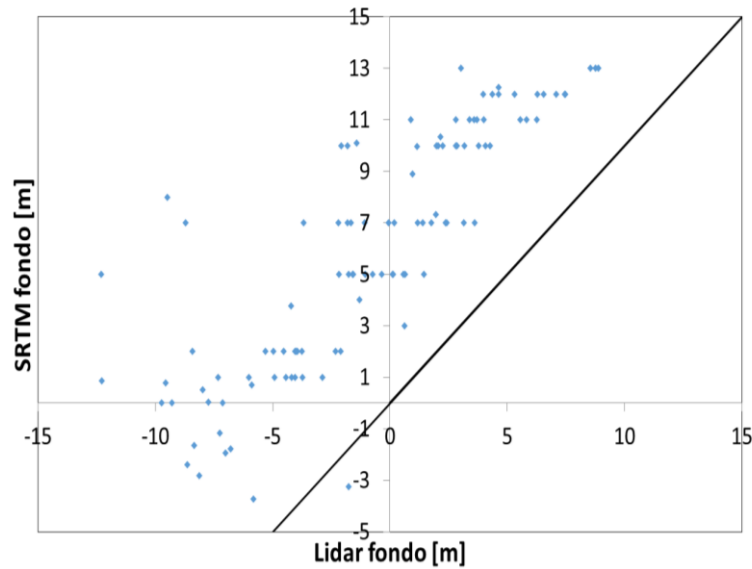


Figura 3.4 Scatter plot utilizzato delle quote misurate da LiDAR ed SRTM per il fondo alveo.

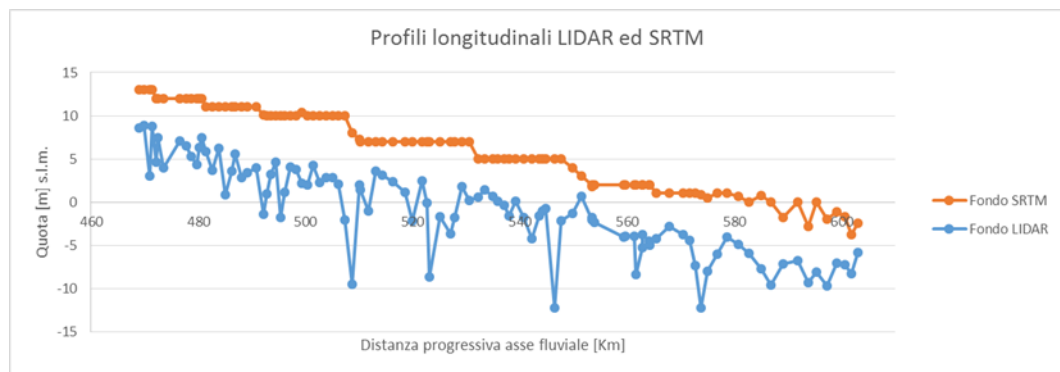


Figura 3.5 Confronto fra profili longitudinali rappresentanti il fondo alveo ottenibile dai due DTM utilizzati

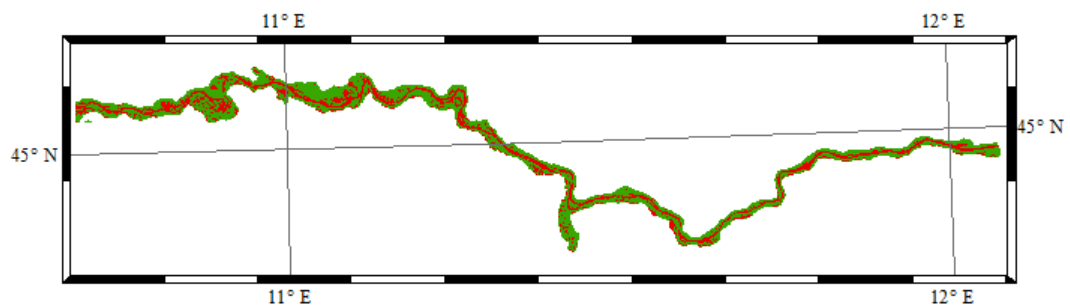


Figura 3.6 Raster ottenuto attraverso l'operazione di sottrazione fra i due DTM (SRTM-LiDAR), la rappresentazione utilizza i colori rosso e verde rispettivamente per valori assunti dai digital number positivi e negativi. Al di fuori dell'alveo il colore verde mostra valori, e di conseguenza quote (m s.l.m.), maggiori nel LiDAR che invece presenta quote (m s.l.m.) più basse in corrispondenza dell'alveo inciso.

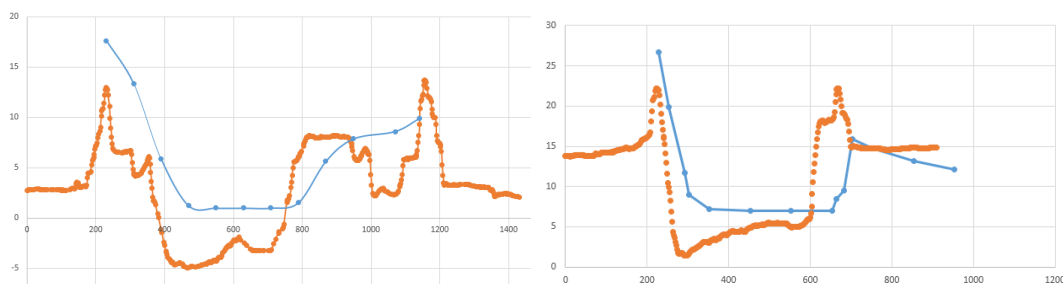


Figura 3.7 Confronto fra le sezioni fluviali 69B (sinistra) e 54A (destra) estratte dal rilievo LiDAR (arancio) e dall’SRTM (blu).

La diversità fra i due DTM non si limita alla qualità ed al numero di informazioni contenute, ma anche alla velocità e praticità di creazione. Un DTM ottenuto tramite laser a scansione necessita di un grandissimo lavoro e molto tempo per rilevare le informazioni necessarie ed è ristretto alla sola area d’interesse. I dati forniti dalla missione SRTM, sebbene sia stato necessario il lancio di un satellite e la correzione di quanto acquisito, sono per l’utente finale facilmente ottenibili ed hanno, a parità di area indagata, dimensioni più gestibili.

Com’è intuibile i due modelli hanno una diversa precisione in termini di rappresentazione del corso d’acqua e, mentre per il modello LiDAR è possibile individuare esattamente la posizione dell’alveo inciso e delle arginature, per il modello SRTM in alcune zone è molto difficoltoso riconoscere questi elementi. Si fa notare che la fase di restituzione¹⁰ di un’immagine è un procedimento che lega la precisione del raster a quella della persona che la effettua, ed è pertanto esposto ad elementi di soggettività. Maggiore è la precisione del file di partenza, più facile sarà il riconoscimento degli elementi di interesse da parte dell’operatore, assicurando all’intera elaborazione una maggiore oggettività. Per dare una prima idea del livello di dettaglio dei due DTM si osservi che, una sezione in cui il Po ha una larghezza di 300 metri, viene rappresentata mediante 150 misurazioni dal LiDAR e solamente 3 dall’SRTM¹¹.

¹⁰ La restituzione “fotogrammetrica” è definita come quel procedimento operativo che consente di pervenire, dai fotogrammi o dai dati raster, alla rappresentazione grafica o numerica dei diversi oggetti ritratti, digitalizzandoli mediante l’ausilio di curve o poligoni.

¹¹ Il calcolo è stato effettuato a scopo meramente indicativo considerando una risoluzione di 2 metri per il DTM generato tramite LiDAR e 90 metri per quello relativo ad SRTM.

3.3 Dati ottenuti da stazioni idrometriche

Le simulazioni di moto vario sono state trattate mediante software HEC-RAS, che risolve le equazioni differenziali monodimensionali delle acque basse di Saint Venant (v. ad es Preissman, 1961). In generale per risolvere questo tipo di equazioni è necessario imporre un primo valore di tentativo (condizioni iniziali), oltre che una o più condizioni al contorno. Una condizione al contorno è una condizione imposta che la soluzione di un'equazione differenziale, deve soddisfare ai margini del suo insieme di definizione, ovvero il suo contorno. Un'equazione differenziale ammette spesso infinite soluzioni e l'imposizione di condizioni aggiuntive è necessaria per individuare una particolare soluzione, che sarà inoltre unica se l'equazione soddisfa certe ipotesi di regolarità.

Nel caso specifico delle simulazioni di moto vario, è stato necessario utilizzare una condizione sia a monte che a valle, oltre che un valore iniziale di portata necessario come punto di partenza per le simulazioni. Fra gli esempi esposti di seguito, solamente gli idrogrammi possono essere utilizzati indifferentemente come condizione di monte o valle, mentre la scala di deflusso e la pendenza dei carichi totali possono essere forniti esclusivamente per la sezione di valle.

Alcune condizioni al contorno accettate da HEC-RAS:

- Idrogramma¹² di piena (Flow Hydrograph): necessarie data d'inizio, fine ed intervallo temporale delle misurazioni fornite in termini di portata;
- Idrogramma di livelli idrometrici (Stage Hydrograph): necessarie data d'inizio, fine ed intervallo temporale delle misurazioni fornite in termini di tirante;
- Scala di deflusso (Rating Curve): necessari tiranti idrici e relative portate in una data sezione;

¹² Diagramma utilizzato in idrogeologia per lo studio delle portate dei corsi d'acqua in relazione al tempo. In ascisse viene riportato il tempo e in ordinate la portata del corso d'acqua o i livelli idrometrici registrati.

- Pendenza della linea dei carichi totali (Normal Depth) attraverso la quale viene calcolata l'altezza di moto uniforme utilizzata come condizione al contorno.

Per quanto riguarda le simulazioni effettuate per le condizioni di piena eccezionale sono stati utilizzati: un idrogramma di piena come condizione al contorno nella sezione di monte e la pendenza dei carichi totali come condizione di valle; per quelle relative alle condizioni di deflusso medio sono stati utilizzati: un idrogramma di livelli idrometrici per la sezione monte e la pendenza dei carichi totali per quella di valle. È stato, inoltre, fornito anche un valore iniziale di portata ed è stato fatto corrispondere, anche per le simulazioni in condizioni di piena, al valore di portata ordinaria presente in alveo prima dell'arrivo della portata simulata.

In questo paragrafo vengono elencate le stazioni idrometriche nelle quali sono state registrate le misurazioni utilizzate come condizioni al contorno ed in particolare quella di Borgoforte (MN), sezione iniziale dei modelli utilizzati e fonte dei dati utilizzati come condizione al contorno di monte, e di Pontelagoscuro (FE) stazione idrometrica della quale è stato utilizzato l'idrogramma dei livelli idrici per la calibrazione dei modelli in condizioni di deflusso medio. La condizione di valle, in corrispondenza dell'incile del Po di Goro, è invece stata sempre imposta attraverso la pendenza della linea dei carichi totali calcolata semplicemente conoscendo la geometria del corso d'acqua.

3.3.1 Stazione idrometrica di Borgoforte (MN)

Caratteristiche della stazione (v. Figura 2.3): (AdbPo, 2011)

- Bacino di dominio Km² 62450;
- Distanza dalla foce in mare Km 184;
- Inizio osservazioni anno 1923;
- Inizio misure anno 1924;
- Quota zero idrometrico 14.50 m s.l.m.;
- Altezze idrometriche: max m 9.96 (14 nov. 1951); minima m -3.84 (23 lug. 2006);

- Portate: max m^3/s 12047 (9 ott. 2000); minima m^3/s 209 (19 mag. 1965); media m^3/s 1373 (1924-1990 e 1993 e 1996-2000 e 2003-2011).

La stazione idrometrica di Borgoforte è quella dalla quale è stata ricavata la maggior parte delle informazioni utilizzate, sotto forma di condizioni al contorno, essendo questa la sezione di monte del modello.

CONDIZIONE DI PIENA ECCEZIONALE:

Per queste prime simulazioni è stato utilizzato, come condizione al contorno di monte, l'idrogramma di piena registrato presso la stazione idrometrica di Borgoforte durante la piena occorsa nel 2000 dalle ore 24:00 del 13 alle 22:00 del 21 Ottobre (v. figura 3.8). L'idrogramma mostra un andamento crescente fino a raggiungere la portata massima registrata alle ore 15:00 del 19/10/2000 pari a $11266.62 \text{ m}^3/\text{s}$, la portata minima registrata il 13/10/2000 alle 24:00 di $1508.68 \text{ m}^3/\text{s}$ risulta essere anche la portata di inizio simulazione.

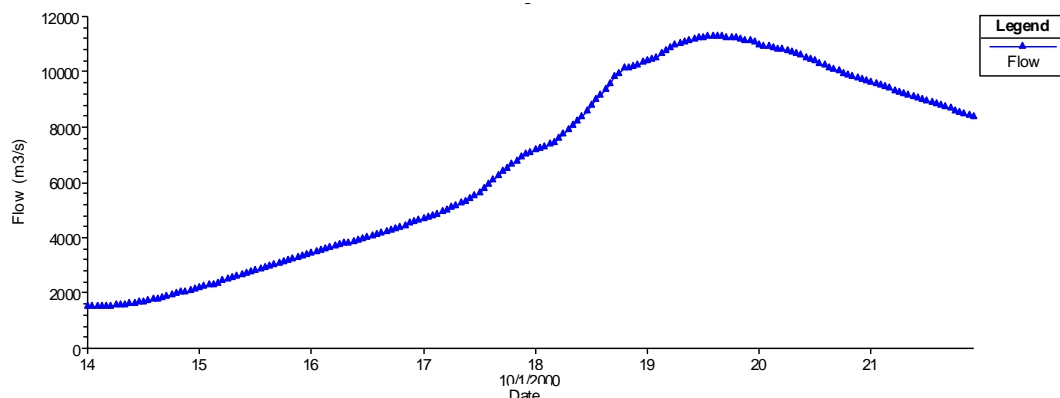


Figura 3.8 Idrogramma di piena osservato alla stazione di Borgoforte ed adottato come condizione al contorno di monte per la simulazione dell'evento di piena dell'11 Ottobre del 2000

CONDIZIONE DI DEFLUSSO MEDIO:

In questo caso è stata fornita al software, come condizione al contorno di monte, la serie delle portate medie giornalieri registrata presso la stazione idrometrica di Borgoforte nel periodo che va dal 1 Maggio 1995 al 10 Giugno 2003 (v. Figura 3.9)

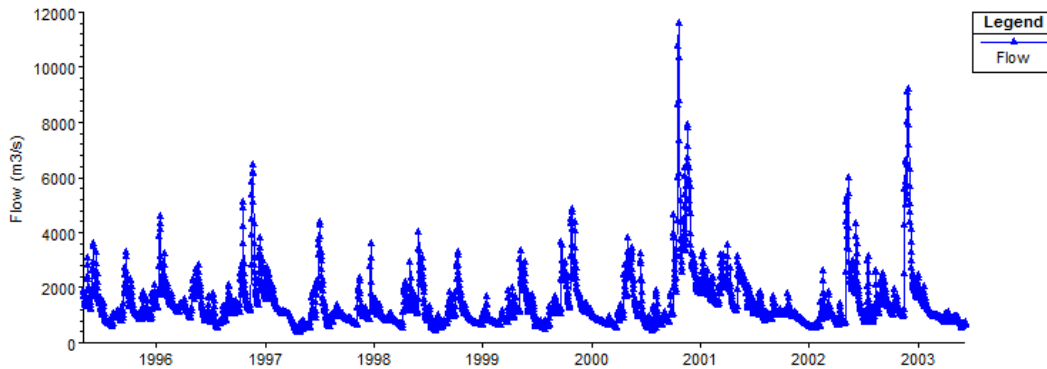


Figura 3.9 Idrogramma di piena fornito al programma HEC-RAS nella sezione corrispondente alla stazione idrometrica di Borgoforte, al fine di simulare le condizioni di deflusso medio

3.3.2 Stazione idrometrica di Pontelagoscuro (FE)

Caratteristiche della stazione (v. Figura 2.3): (AdbPo, 2011)

- Bacino di dominio Km² 70091;
- Distanza dalla foce in mare Km 91;
- Inizio osservazioni anno 1807;
- Inizio misure anno 1922;
- Quota zero idrometrico 8.12 m s.l.m.;
- Altezze idrometriche: max m 4.28 (14 nov. 1951); minima m -7.46 (21 lug. 2006);
- Portate: max m³/s 10300 (14 nov. 1951); minima m³/s 156.39 (21 lug. 2006); media m³/s 1501 (1923-1990 e 1992-2000 e 2003-2011).

CONDIZIONE DI DEFLUSSO MEDIO:

I dati relativi alla stazione di Pontelagoscuro sono stati utilizzati solamente per la fase di calibrazione in condizione di deflusso medio, queste misurazioni sono state confrontate con i dati simulati ottenuti nella sezione corrispondente (SEZ 65 AIPo)

del modello HEC-RAS, valutando in questo modo, l'efficienza del modello mediante funzioni obiettivo e scatter plot¹³ per un riscontro visivo. Per questa sezione sono stati utilizzati dati, raccolti in forma tabellare, in termini di quote sul livello del mare raggiunte dal tirante in alveo tra l'1 Maggio 1995 ed il 10 Giugno 2003 (v. Figura 3.10).

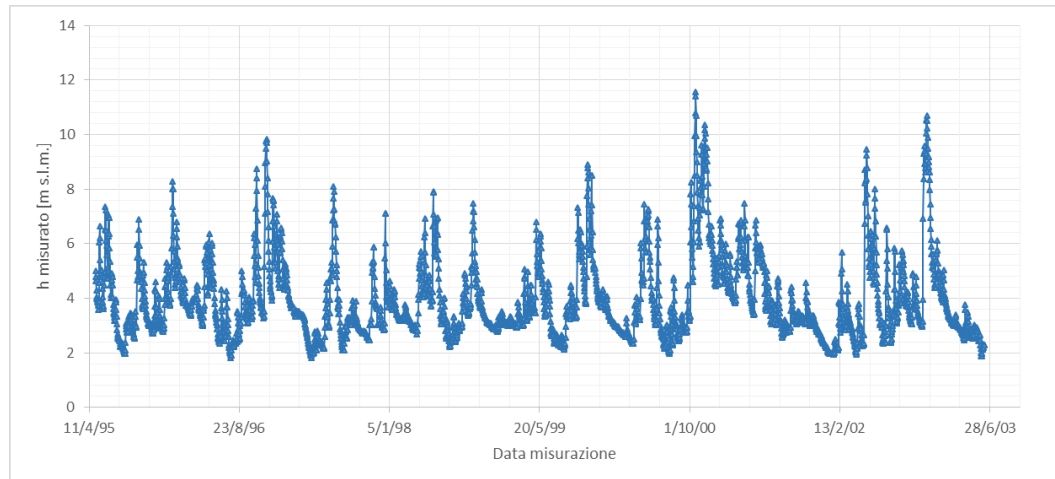


Figura 3.10 Altezze idrometriche misurate presso la stazione idrometrica di Pontelagoscuro. Frequenza di misurazione giornaliera a partire dal 1 Maggio 1995 al 10 Giugno 2003.

3.4 Misure idrometriche satellitari

Le analisi effettuate per le condizioni di deflusso medio ricorrono, in fase di calibrazione, non solo alle informazioni elencate in precedenza, ma anche ai dati forniti dai satelliti ERS-2 ed ENVISAT. Si tratta di satelliti geostazionari¹⁴, eliosincroni¹⁵ ad orbita polare¹⁶ posti ad una quota di circa 800 Km. Le Virtual

¹³ Uno scatter plot o grafico di dispersione è un tipo di grafico in cui due variabili di un set di dati sono riportate su uno spazio cartesiano. I dati sono visualizzati tramite una collezione di punti ciascuno con una posizione sull'asse orizzontale determinato da una variabile e sull'asse verticale determinato dall'altra. La perfetta corrispondenza fra i dati delle due variabili corrisponde visivamente alla disposizione dei punti lungo la bisettrice del piano cartesiano.

¹⁴ Un'orbita geostazionaria è un'orbita circolare ed equatoriale, situata ad un'altezza tale che il periodo di rivoluzione di un satellite che la percorre coincida con il periodo di rotazione della Terra.

¹⁵ Si dice eliosincrona un'orbita geocentrica che combina altezza ed inclinazione, in modo tale che un oggetto posto su quest'orbita sorvoli ogni dato punto della superficie terrestre sempre alla stessa ora solare locale.

¹⁶ Un'orbita polare è un'orbita che permette al satellite che la percorre di passare sopra entrambi i poli terrestri.

Station, a cui si è già fatto riferimento, sono state localizzate lungo l’asta fluviale tenendo conto delle orbite dei due satelliti che transitano, con periodo di 35 giorni, in corrispondenza di queste sezioni, registrando informazioni grazie alle antenne radar di cui sono forniti. In particolare la VS1 rappresenta l’intersezione fra la traccia del satellite ERS-2 ed il Po mentre la VS2 raccoglie le informazioni registrate sia dall’ERS-2 che dall’ENVISAT essendo una sezione comune ai due.

3.4.1 ERS-2

Il satellite European Remote-Sensing Satellite-2 (ERS-2) fu lanciato nel 1995 con un vettore Ariane-4 ed era equipaggiato con un sistema attivo a microonde, in grado di acquisire dati anche attraverso la coltre spessa di nubi e durante la notte, si tratta di una versione cui sono stati aggiunti alcuni strumenti rispetto alla prima missione del 1991 denominata appunto ERS. Il 4 luglio 2011 l'ESA ha comunicato che la missione del satellite ERS-2 sarebbe stata da considerarsi completata con l'orbita 84719. La missione è stata terminata il 5 settembre 2011, quando è stato comandato al satellite di bruciare il carburante residuo presente a bordo, per evitare il rischio di future esplosioni e la produzione incontrollata di detriti spaziali.

Tabella 3.2 Caratteristiche tecniche del satellite ERS-2

Luogo di lancio	Kourou (Guyana Francese) 21.04.1995
Vettore	Ariane 4
Massa	2516 Kg
Numero di strumenti	AMI, ATSR, LRR, PRARE, RA , GOME
Orbita	Orbita sincrona con il sole, altitudine 800 km
Inclinazione	98.5 °
Tempo di un’ orbita	100 minuti
Ciclo	35 giorni

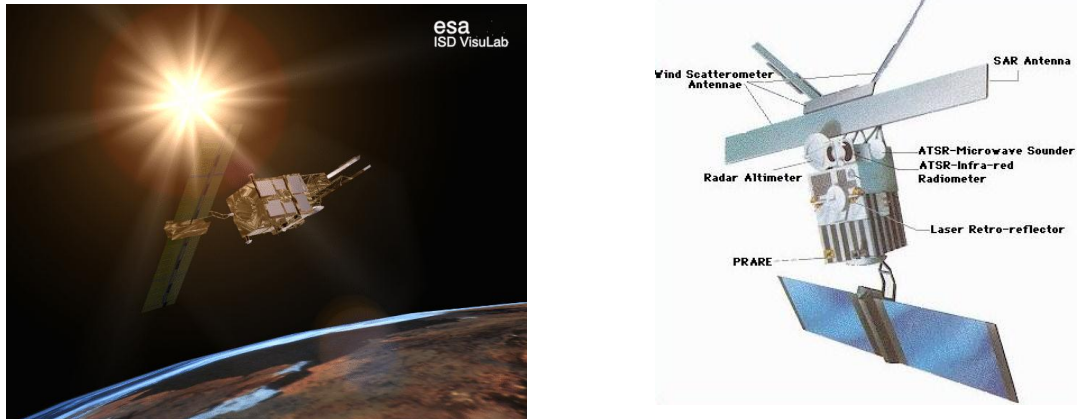


Figura 3.11 Satellite ERS-2, rendering del satellite durante la missione a sinistra e schematizzazione sensori a destra.

Gli strumenti dell'ERS-2 sono:

- Scatterometro, utilizzato per la misura della direzione e velocità del vento sugli oceani;
- Radar altimetro (RA), è progettato per misurare il tempo di andata e ritorno per gli echi delle superfici oceaniche e ghiacciate. Quindi è in grado di fornire misurazioni sull'altezza delle onde. L'altimetro radar emette un fascio che viene riflesso verso l'antenna, dalla superficie terrestre;
- Radar ad apertura sintetica SAR in grado di produrre immagini della superficie terrestre utilizzabili per applicazioni cartografiche.

L'interpretazione di un'immagine SAR è molto diversa da quella acquisita da un sensore ottico o ad infrarossi. Le immagini SAR non mostrano colori, ma forniscono informazioni collegate alle irregolarità del terreno. Per un sensore SAR, una superficie del mare con onde medie o alte causate dal vento, è un esempio di superficie irregolare; un mare calmo o con moto ondoso molto ridotto costituisce invece un esempio di superficie piatta. Per quanto riguarda il terreno, una foresta è una superficie irregolare con colorazione brillante, mentre una distesa erbosa o una strada di lunga percorrenza appare di colore molto scuro, poiché per il radar rappresenta una superficie relativamente uniforme. Il rilievo cartografico e il monitoraggio dell'avanzamento/ritiro dei ghiacci nelle acque artiche sono stati resi possibili grazie ai sensori radar in grado di funzionare indipendentemente dalle condizioni meteorologiche.

Sul satellite ERS-2 è stato installato uno scanner ATSR (Along-Track Scanning Radiometer), si tratta di uno scanner passivo tradizionale con 7 canali negli intervalli del visibile, dell'infrarosso vicino e dell'infrarosso termico. Il canale dell'infrarosso termico è utile soprattutto per il rilievo cartografico della temperatura della superficie del mare. I canali nel visibile e nell' infrarosso vicino si possono usare per rilievi cartografici globali della vegetazione, con una risoluzione spaziale di 1 km. Il satellite ERS-2 è equipaggiato inoltre per la realizzazione di rilievi cartografici globali dello strato d'ozono.

3.4.2 ENVISAT

L'Environmental Satellite ovvero satellite ambientale, è un satellite sviluppato dall'Agenzia Spaziale Europea (ESA) per controllare l'ambiente terrestre nel suo complesso. Le sue dimensioni sono di 25×7×10 metri (pannello solare compreso) e la massa è di 8050 kg. Lanciato l'1 marzo 2002 con il vettore Ariane 5, è stato posizionato in un'orbita polare eliosincrona ad un'altezza di 790 chilometri (±10 chilometri) da terra. Orbitava intorno alla Terra in 101 minuti effettuando un ciclo completo in 35 giorni. La durata inizialmente prevista della missione era di 5 anni quando nel 2010, dopo 8 anni di servizio, la sua orbita è stata modificata per allungare la sua operatività di altri 3 anni. L'8 aprile 2012 le comunicazioni si sono interrotte bruscamente ed il satellite, sebbene secondo l'ESA si trovi ancora in un'orbita stabile, non ha più comunicato i dati rilevati alle stazioni a terra portando, il 9 maggio 2012, a dichiarare ufficialmente la fine della missione.

ENVISAT trasportava una schiera di dieci strumenti per l'osservazione di parametri ambientali, che coprivano ogni ambiente della Terra (acqua, terra, ghiaccio e atmosfera) utilizzando diversi metodi di misura. Molti di questi strumenti sono delle versioni avanzate degli strumenti montati a bordo delle precedenti sonde ERS-1, ERS-2 e di altre sonde.

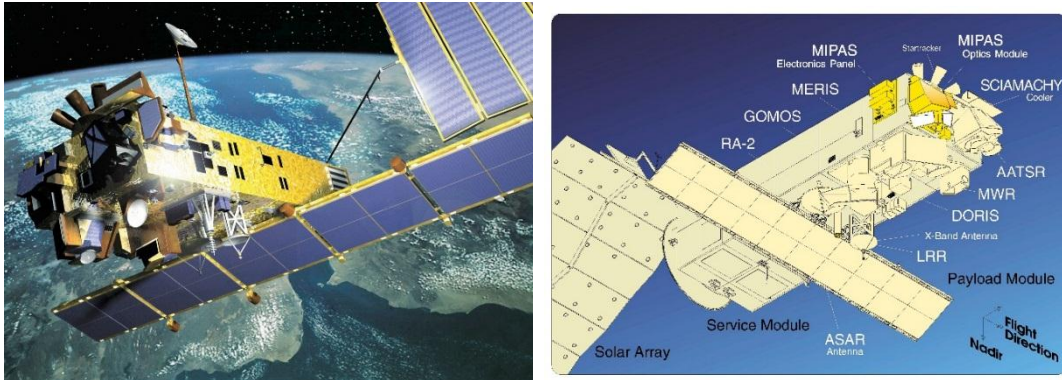


Figura 3.12 Satellite ENVISAT: rendering del satellite durante la missione a sinistra e schematizzazione sensori a destra

Strumenti di Envisat:

- AATSR, (Advanced Along Track Scanning Radiometer) misura la temperatura della superficie del mare con il grado di precisione e accuratezza richiesto per le ricerche sul clima ($\pm 0,3$ °K). Stabilisce una preziosa continuità con i set di dati acquisiti dall'ATSR-1 e ATSR-2 (sull' ERS-1 e ERS-2) fornendo un quadro completo delle temperature della superficie marina globale degli ultimi dieci anni;
- ASAR, (Advanced Synthetic Aperture Radar) rileva variazioni di quota delle superfici. Si tratta di un radar ad immagini con swath ampio ad alta risoluzione, che può essere utilizzato sia per ricerche specifiche in sito che per il monitoraggio e la sorveglianza delle terre e degli oceani;
- DORIS, (Doppler) viene utilizzato per determinare con una precisione di 10 cm la posizione del satellite e la sua orbita. In congiunzione all' altimetro radar, DORIS supporta la climatologia misurando i cambiamenti spaziali e temporali della topografia oceanica superficiale e le variazioni della copertura di ghiaccio;
- GOMOS, (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) controlla il cambiamento del colore delle stelle dovuto al loro abbassamento rispetto all'orizzonte, questa variazione permette di determinare la presenza di gas come l'ozono (O₃) e permette per la prima volta una misura della distribuzione verticale del gas nell' atmosfera;

- MIPAS, (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) è uno spettrometro a trasformata di Fourier in grado di misurare l'emissione termica dell'atmosfera terrestre nella regione spettrale del medio infrarosso (da 685 a 2410 cm⁻¹) secondo la tecnica di scansione del lembo, a quote tra 6 e 68 km;
- MERIS, (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) produce immagini bidimensionali utilizzando uno spettrometro a 15 bande;
- RA-2, (Radar Altimeter 2) è un radar utilizzante due frequenze, la Banda S e la Banda Ku per misurare la topografia dell'oceano, per misurare/controllare il ghiaccio nel mare e le terre emerse. Lo strumento RA-2 trasmette impulsi di radiofrequenza che si propagano approssimativamente alla velocità della luce. Il tempo trascorso dalla trasmissione di un impulso alla ricezione della sua eco riflessa dalla superficie della Terra è proporzionale all'altitudine del satellite. La grandezza e la forma delle eco contengono informazioni sulle caratteristiche della superficie che ha causato il riflesso;
- SCIAMACHY, (Scanning Imaging Absorption SpectroMeter for Atmospheric Chartography) compara la luce ricevuta dal Sole con la luce riflessa dalla Terra, fornendo informazioni sull'atmosfera che è stata attraversata dalla luce solare;
- LRR, (Laser Retro-Reflectors) è installato sulla faccia nadir del satellite vicino all'antenna RA-2 per supportare la telemetria satellitare e la calibrazione della misurazione dell'altitudine. Il retro riflettore laser LRR è un dispositivo passivo che verrà utilizzato come riflettore dalle stazioni telemetriche di terra che utilizzano laser pulsati ad alta potenza;

Gli strumenti utilizzati per la rilevazione dei dati utili alle prossime analisi sono i radar altimetrici RA per l'ERS-2, RA2 per l'ENVISAT.

Grazie a questa strumentazione sono stati acquisiti livelli idrometrici in corrispondenza delle stazioni virtuali (v. Figura 3.13). Tali valori hanno permesso le successive calibrazioni dei modelli in condizione di deflusso medio attraverso il confronto, mediante coefficienti di efficienza, di questi con i risultati ottenuti dalle varie simulazioni.

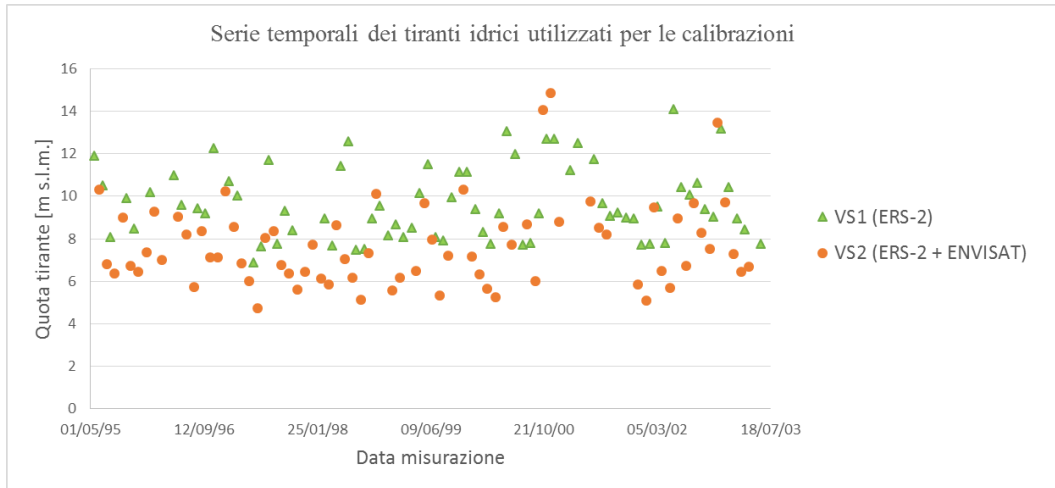


Figura 3.13 Serie temporali dei tiranti idrici osservati dai satelliti ERS-2 ed ENVISAT in corrispondenza delle stazioni virtuali VS1 e VS2.

3.5 Tracce di piena

Se per le calibrazioni in condizione di deflusso medio è stato possibile utilizzare dati di origine satellitare (v par. 3.4), lo stesso non è valso per le condizioni di piena. Il lungo periodo di rivoluzione e l'esiguo numero di sezioni trasversali per le quali si hanno informazioni, non consente l'eshaustiva ricostruzione di un evento di così breve durata. A tale scopo sono stati utilizzate delle tracce di piena fornite dall'autorità di bacino (AdbPo), registrate successivamente all'evento di piena del fiume Po occorso nell'Ottobre 2000. Il dato fornito ed utilizzato per le successive analisi, è essenzialmente la raccolta dei tiranti idrici raggiunti, in corrispondenza delle sezioni trasversali definite da AdbPo lungo l'asta fluviale. Anche per questo motivo si è scelto di non individuare, nei modelli proposti, nuove sezioni trasversali ma utilizzare quelle appena citate.

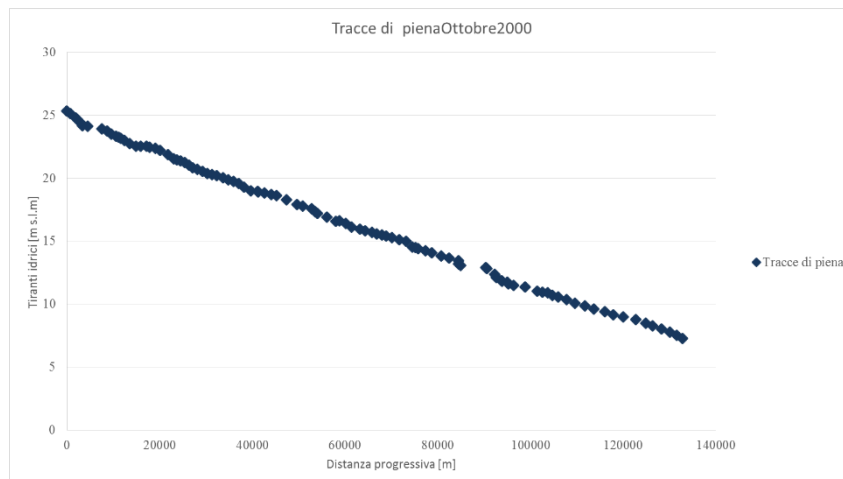


Figura 3.14 Tracce di piena fatte registrare dall'evento di piena eccezionale occorso nell'Ottobre 2000, utilizzate per la calibrazione dei due modelli per le simulazioni in condizioni di piena.

3.6 OpenStreetMap

« OpenStreetMap è una mappa liberamente modificabile dell'intero pianeta. [...] OpenStreetMap permette a chiunque sulla Terra di visualizzare, modificare ed utilizzare dati geografici con un approccio collaborativo» (<http://www.openstreetmap.org/about>). OpenStreetMap (OSM) è un progetto collaborativo finalizzato a creare mappe a contenuto libero del mondo, il progetto punta ad una raccolta mondiale di dati geografici, con scopo principale la creazione di mappe e cartografie. La caratteristica fondamentale dei dati geografici presenti in OSM è che possiedono una licenza libera. È cioè possibile utilizzarli liberamente per qualsiasi scopo con il solo vincolo di citare la fonte e usare la stessa licenza per eventuali lavori derivati dai dati di OSM, tutti possono contribuire arricchendo o correggendo i dati.

Le mappe sono create usando come riferimento i dati registrati da dispositivi GPS portatili, fotografie aeree ed altre fonti libere. Sia le immagini renderizzate che i dati vettoriali, oltre che lo stesso database di geodati sono rilasciati sotto licenza Open Database License. OpenStreetMap è stato ispirato da siti come Wikipedia: la pagina in cui la mappa è consultabile espone in evidenza un'etichetta "Modifica", selezionabile nel caso si voglia procedere con la modifica o l'aggiunta di dati usando gli editor forniti; il progetto è accompagnato da un archivio storico delle modifiche (cronologia e log).

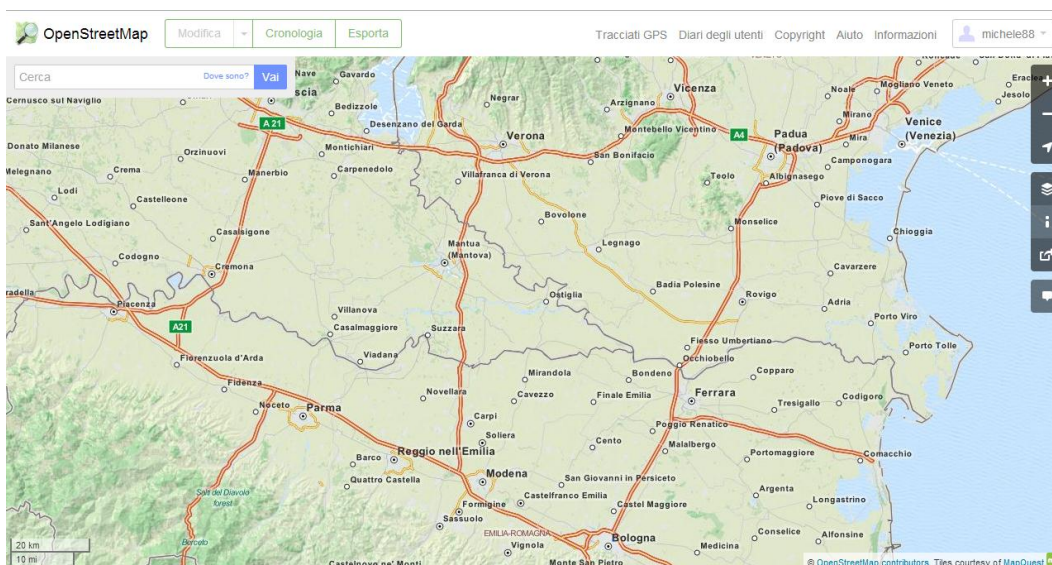


Figura 3.15 Pagina iniziale di OpenStreetMaps.org attraverso la quale è stata individuata l'area di studio, la cartografia ovviamente presenta una ricchezza di informazioni molto superiore a quella necessaria.

3.6.1 **Tecnica**

I dati per la realizzazione delle mappe sono ricavati da schizzi realizzati da volontari che intraprendono sistematici rilievi sul territorio muniti di unità GPS portatili capaci di registrare il percorso, insieme a smartphone, computer portatili o registratori vocali; le informazioni raccolte vengono introdotte via computer nel database, in formato vettoriale. I dati, come latitudine/longitudine, sono raccolti nel formato WGS84 e sono normalmente visualizzati sulla proiezione di Mercatore.

I rilievi sul territorio vengono effettuati da volontari “mappers” che si spostano a piedi, in bici, auto, treno o qualsiasi altro mezzo di trasporto (benché la bicicletta rimanga il mezzo di trasporto preferito dai mapper nelle aree urbane), usando un'unità GPS, unitamente in alcuni casi a computer portatili, registratori vocali digitali e fotocamere digitali per la raccolta di dati (in alcuni casi si è rivelato utile anche la raccolta di informazioni mediante domande ai passanti). Alcuni contributori concentrano la propria attività nella propria città di residenza, raccogliendo dati in maniera sistematica. Inoltre, periodicamente vengono organizzati dai volontari dei mapping party, campagne di mappatura concentrate in un luogo preciso a cui i volontari partecipano divisi in squadre; queste attività possono durare anche più di un giorno nel caso di "mappature intensive".

Oltre alla raccolta di dati strutturata, un gran numero di modifiche al database viene effettuato da contributori che controllano i dati, aggiungono caratteristiche o correggono errori; per farlo, è sufficiente essere registrati al sito del progetto. Alcune agenzie di governo hanno rilasciato i propri dati ufficiali con licenze appropriate per l'importazione in OSM mentre varie altre autorità locali hanno donato i propri dati fotografici per mezzo di licenze compatibili attraverso OpenAerialMap.

In Italia L'ISTAT mette a disposizione le coordinate dei centri abitati e i confini di Regioni, Province e Comuni. I comuni di Merano, Schio, Vicenza e Storo hanno assunto atti amministrativi formali per dichiarare liberi i dati geografici in loro possesso. Nel 2010 il Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare ha autorizzato l'uso delle fotografie aeree ortorettificate, disponibili sul Portale Cartografico Nazionale, per ricalcarle e ricavarne dati vettoriali da inserire in OpenStreetMap. Molti dei dati rilasciati sui portali open data regionali (in

particolare: dati.piemonte.it, dati.emilia-romagna.it e dati.veneto.it) con licenze CC0 o CC-BY¹⁷, sono stati inseriti sotto l'occhio vigile della comunità.

3.6.2 Formato dei dati

OpenStreetMap utilizza una struttura dati topologica strutturata sfruttando le seguenti caratteristiche:

- Nodes (nodi) sono punti con posizione geografica.
- Ways (vie) sono liste di nodes, rappresentanti una polilinea o poligono.
- Relations (relazioni) sono gruppi di nodes, ways ed altre relations alle quali possono essere assegnate precise proprietà.
- Tag (etichette) possono essere applicati a nodes, ways o relations e consistono in coppie nome=valore.

3.6.3 Utilizzo dei dati

Il sito di OSM permette, oltre alla modifica ed all'immissione di nuove informazioni, l'esportazione di tutti i dati disponibili. Nel caso di studio è stato possibile esportare tutte le caratteristiche morfologiche necessarie alle analisi, in particolare posizione ed andamento dell'alveo inciso, dell'asse fluviale e delle arginature. Questo strumento a copertura globale permette l'acquisizione di informazioni anche per corsi d'acqua non strumentati o oggetto di studi precedenti. Quanto esportato è stato sovrapposto al DTM SRTM al fine di individuare e delimitare gli elementi d'interesse per le analisi successive in ambiente GIS.

¹⁷ Le licenze CC (Creative Commons) sono alcune licenze di diritto d'autore redatte e messe a disposizione del pubblico a partire dal 16 dicembre 2002 dalla Creative Commons. Con CC0 vengono indicati i dati di pubblico dominio, quelli forniti con licenza CC-BY possono essere copiati, distribuiti, a patto che vengano mantenute le indicazioni di chi è l'autore dell'opera.

3.7 Analisi in ambiente GIS¹⁸

Come è possibile osservare dalle due immagini in figura 3.13, il livello di dettaglio del modello ottenuto tramite le misurazioni fornite dall'SRTM è molto inferiore rispetto a quello ottenuto mediante tecnologia LiDAR. Mentre per il DTM generato utilizzando il laser a scansione è possibile riconoscere tutti gli elementi necessari all'analisi, per quello rilevato in remoto risulta riconoscibile solamente l'alveo inciso ed alcune aree più chiare riconducibili alle arginature.

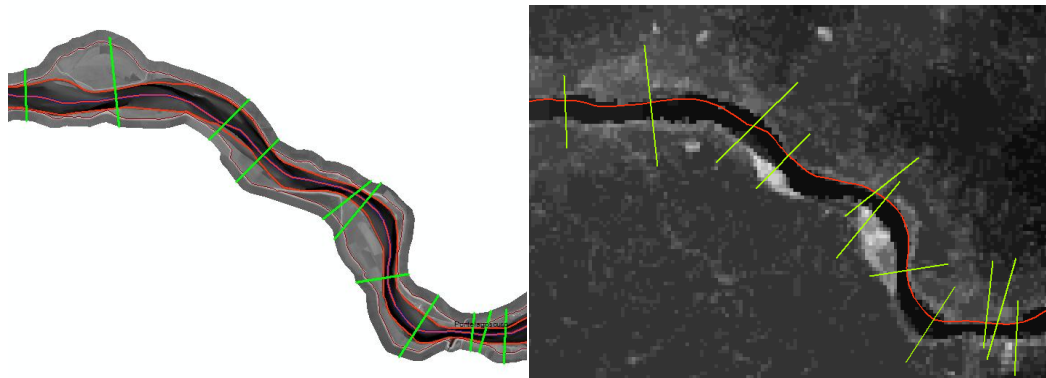


Figura 3.16 Confronto fra i due DTM utilizzati, laser a scansione a sinistra e SRTM a destra, nei pressi della stazione idrometrica di Pontelagoscuro (in basso a destra). Il rilievo LiDAR ha una risoluzione circa cinquanta volte superiore rispetto a quella ottenibile dai dati forniti dalla SRTM.

Nonostante sia stato possibile ricavare informazioni georeferenziate, relative a posizione ed andamento degli elementi d'interesse costituenti il corso d'acqua (ad es. posizione argini, asse fluviale, etc.) da OSM, si reputa interessante mostrare in che modo si possano ottenere alcune di queste, dalla sola analisi del DEM in ambiente GIS. Quanto appena detto è stato realizzato sul DTM SRTM attraverso l'utilizzo di procedure denominate HYDRO TOOLS.

¹⁸ Un Geographic information system (GIS) è un sistema progettato per catturare, immagazzinare, manipolare, analizzare, gestire e rappresentare dati di tipo geografico. L'acronimo GIS è spesso usato per significare la scienza o gli studi sulle informazioni geografiche (dette anche geospaziali). Con il GIS si possono unire cartografie, eseguire analisi statistiche e gestire i dati attraverso tecnologie database.

Una prima manipolazione del DTM è stata effettuata attraverso il comando fill sinks, ciò ha permesso un ricampionamento¹⁹ dell'immagine, riempiendo gli avvallamenti dovuti ad errori di misurazione. Il processo genera un nuovo DTM nel quale non esistono passaggi o salti repentini di quota fra pixel adiacenti (v. figura 3.17/A). È molto importante distinguere gli abbassamenti legittimi del terreno da quelli dovuti ad errori di misurazione; l'utilizzo di un DEM privo di avvallamenti artificiali è sicuramente un miglior punto di partenza per la determinazione, attraverso strumenti GIS, della direzione dei deflussi idrici. Nei passi successivi è stata individuata la direzione di deflusso naturale di eventuali eventi di pioggia (Flow Direction) (figura 3.17/B), considerando semplicemente lo scorrimento da un pixel a quota più alta verso quello a valore minore fra quelli che lo circondano. Nota la direzione di deflusso è stato possibile valutare le zone di accumulo (Flow Accumulation) da considerarsi come fiumi o laghi.

Il software GIS permette, inoltre, l'identificazione dei soli corsi fluviali, eliminando dalle successive analisi le altre eventuali zone di accumulo individuate. Questo processo, denominato Stream Definition (v. figura 3.18), assegna il numero 1 ai pixel reputati facenti parte di un corso d'acqua e con 0 i rimanenti. Il comando Stream Definition permette un'identificazione ed un utilizzo immediato dei dati idrologici forniti dal DTM, non risulta necessario stimare la posizione dell'asta fluviale poiché viene ottenuta direttamente dal GIS attraverso le analisi sul DTM finora esposte. Sovrapponendo a quanto appena ottenuto le informazioni ricavate da OSM, è possibile rendersi conto che quanto descritto porta ad un eccellente individuazione del corso d'acqua, sebbene in corrispondenza del delta (zona molto pianeggiante) viene ipotizzata una deviazione verso sud che allontana il modello dal corso d'acqua reale di circa 4 Km. Viene, infine, mostrata la carta delle pendenze (v. figura 3.17/C) ottenuta tramite il comando Slope; questo tipo di visualizzazione del dato permette una identificazione pressoché immediata dell'alveo del tratto in analisi.

¹⁹ Il ricampionamento è una tecnica molto utilizzata nell'immagine processing, attraverso varie tecniche (vicino più prossimo, interpolazione bilineare o bicubica) il software calcola per ogni pixel la media dei valori assunti dai pixel vicini. Se il valore iniziale del pixel e quello calcolato attraverso la media sono molto diversi, quest'ultimo diventa il nuovo valore assunto dal pixel. Questo processo può essere regolato dall'operatore modificando il valore di tolleranza accettabile.

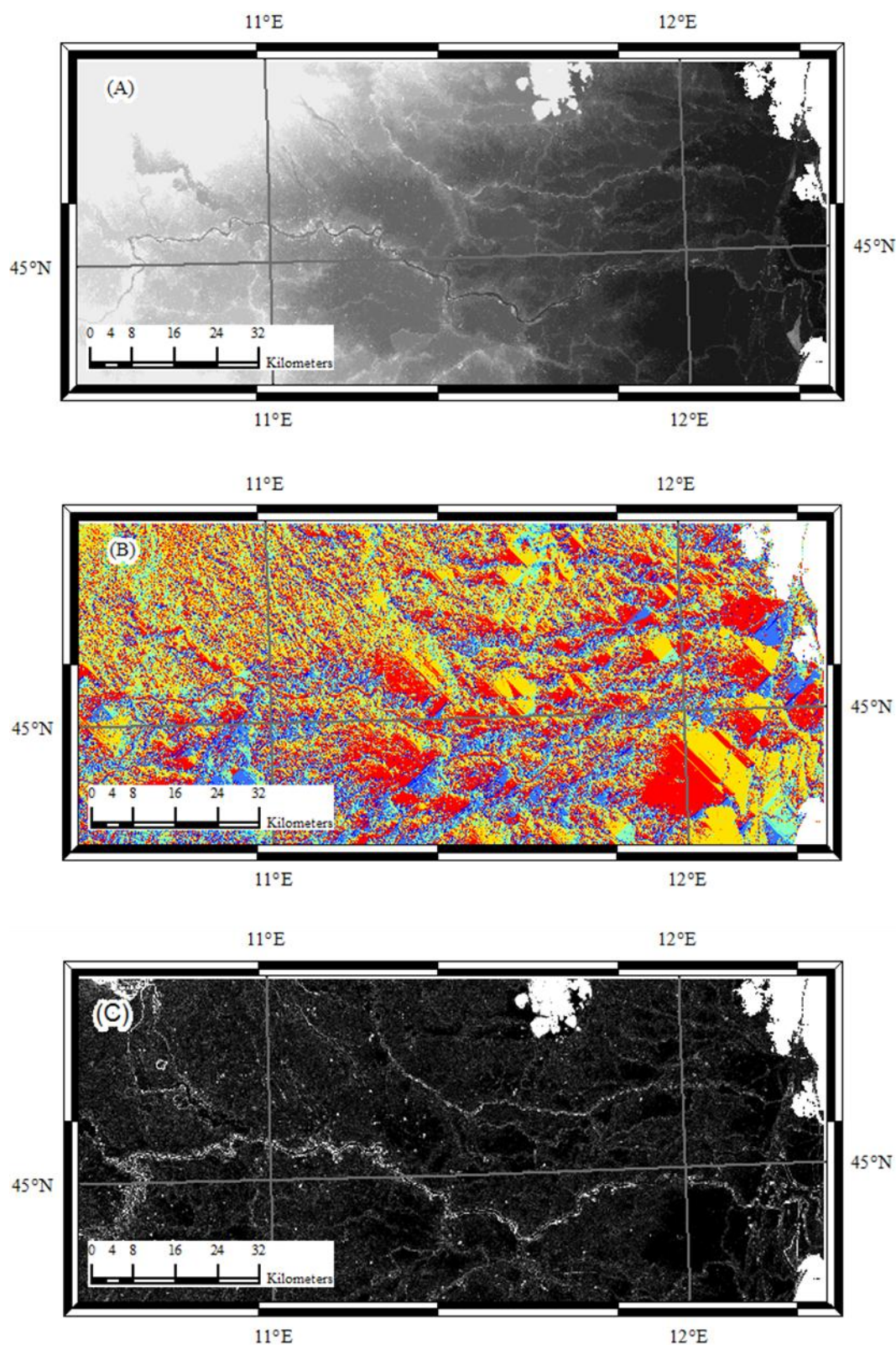


Figura 3.17: Elaborazioni effettuate sul raster fornito dalla missione SRTM, al fine di identificare meglio il corso d'acqua in analisi. I comandi utilizzati rientrano nella classe Terrain Preprocessing, fornita all'interno del pacchetto Hydro Tool del software GIS. (A) Fill Sinks, (B) Flow Direction, (C) Slope.

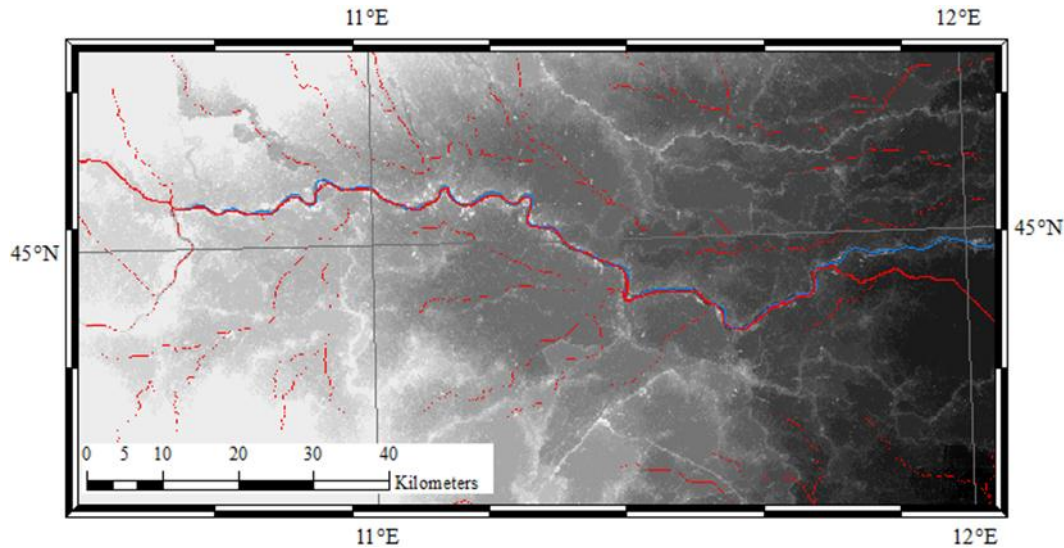


Figura 3.18 Confronto fra corso d’acqua ottenuto mediante il comando Stream Definition (rosso) ed asta fluviale ottenuta dal modello LiDAR (blu). Basemap utilizzata DEM SRTM.

Utilizzando il DEM ottenuto dalla missione SRTM è, quindi, possibile individuare in modo semplice tutte o alcune delle informazioni geomorfologiche del corso d’acqua seguendo due strade:

- Sovrapponendo le informazioni fornite da OSM;
- Ricostruendo l’andamento dell’asta fluviale basandosi esclusivamente sul DTM utilizzato;

La strada seguita in questo lavoro è stata la prima, sia per completezza di informazioni che per la precisione mostrata dai dati OSM. La seconda rimane comunque una valida alternativa sia per la verifica di quanto estratto da OSM che per corsi d’acqua non ancora presenti su OSM.

Un ulteriore verifica sui dati estratti dal web, è stata possibile confrontandoli con il rilievo LiDAR, la perfetta corrispondenza di quanto acquisito da OSM con il rilievo LiDAR mostra implicitamente una elevatissima precisione ed affidabilità di quanto ottenuto.

I dati ricavati mediante OSM si presentano come dei poligoni georiferiti nel sistema di coordinate WGS 1984 e, pertanto, subito sovrapponibili ai DTM di partenza. I layer ottenuti da OSM forniscono informazioni sovrabbondanti rispetto a quelle necessarie. L’alveo inciso, ad esempio, viene rappresentato per mezzo di poligoni che lo ricoprono completamente. Utilizzando il comando “trace” è stato

possibile creare un nuovo layer, seguendo il contorno dei poligoni ottenuti, riducendo l'informazione a due polilinee che delimitano l'alveo inciso, informazione necessaria e sufficiente ad HEC-GeoRAS.

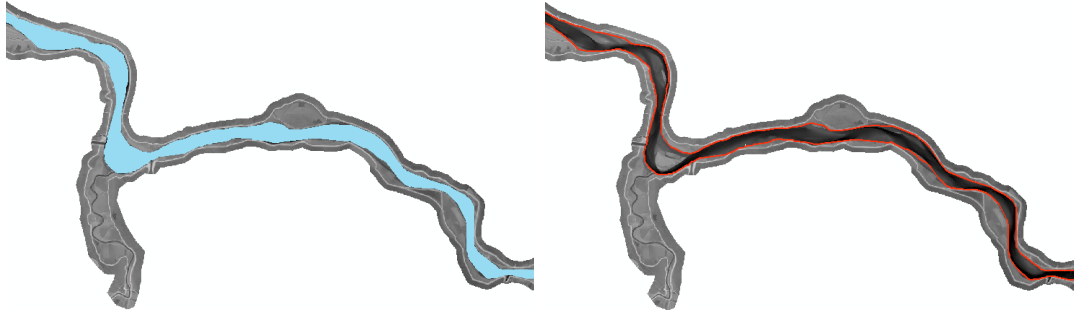


Figura 3.19 Confronto fra informazione relativa all'alveo inciso ottenuta da OSM nell'immagine di sinistra in azzurro e layer creato e necessario alle analisi in HEC-RAS nell'immagine di destra in rosso.

Il passo successivo è stato quello di creare un file di esportazione, mediante il plugin HEC-GeoRAS, al fine di trasferire tutte le caratteristiche individuate in ambiente GIS al software HEC-RAS. Il plugin oltre che assegnare un unico HydroID²⁰ ad ogni elemento individuato, fornisce ad HEC-RAS l'esatta posizione della linea di fondo dell'asse fluviale (Stram Centerline), adottata dal software come ascissa curvilinea, ed i limiti dell'alveo inciso (Bank Station Lines) utilizzati per separare il flusso all'interno del canale principale (Main Channel) da quello nelle espansioni golenali (Overbanks). Il risultato è la definizione di tre zone ben distinte a cui è possibile attribuire differenti condizioni di scabrezza. Oltre ai layer ottenuti da OSM sono state esportate anche le sezioni trasversali (Cross Section) fornite da AiPo, la loro identificazione è affidata oltre che all'HydroID anche ad un codice alfanumerico del tipo SEZ 00A. L'utilizzo di codici alfanumerici forniti da AdBPo è stato necessario per effettuare, in qualsiasi momento, il confronto con i risultati ottenuti da lavori precedenti. Si reputa interessante segnalare che il software utilizzato, come molti programmi di calcolo idraulico, tratta il corso d'acqua come una successione di sezioni trasversali e solo in quelle effettua le simulazioni idrauliche richieste, è quindi indispensabile che queste sezioni siano ben distanziate

²⁰ Come in ambiente GIS, HEC-RAS raccoglie le caratteristiche geometriche del corso d'acqua all'interno di un database. L'unico modo per identificare in maniera univoca ogni elemento è assegnargli un codice identificativo, che nel caso di HEC-RAS prende il nome di HydroID.

e siano sempre ortogonali alla direzione dell'alveo. L'orientamento e la posizione delle Cross Section sono definiti da tre caratteristiche inserite nella tabella Downstream Reach Lengths. In questa tabella sono raccolte le informazioni relative alla distanza dal limite dell'alveo inciso della sezione visualizzata a quella successiva in destra (ROB) e sinistra (LOB). A queste due si aggiunge l'ascissa curvilinea che rappresenta la distanza fra le due sezioni misurata lungo l'asse fluviale (Channel). Nella fase di modellazione sono stati tralasciati gli eventuali ostacoli, quali ad esempio i ponti, poiché ci si è resi conto che in un modello di questo tipo non provocano variazioni in termini di tirante e portate introducendo, tuttavia, elevate complicazioni nella creazione e gestione del modello stesso.

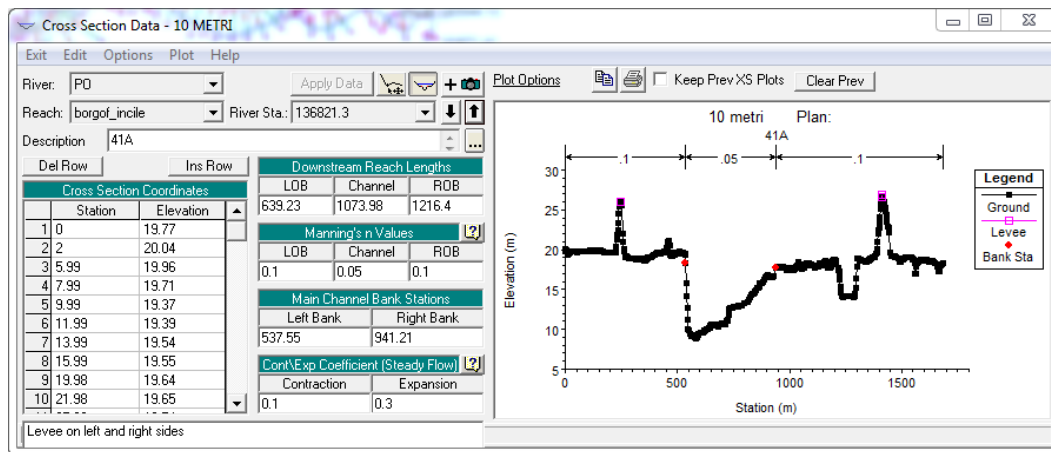


Figura 3.20 Finestra utilizzata dal software HEC-RAS per raccogliere le informazioni relative alle sezioni trasversali. Nella casella di testo relativa alla descrizione è stata inserito il nome con cui la sezione è stata battezzata da AIPo, la tabella Cross Section Coordinates raccoglie le coordinate piane della sezione con le quali riesce a disegnarla nello spazio più a destra. Nella figura vengono rappresentati, con un cerchietto rosso la delimitazione dell'alveo inciso e, con un quadratino rosa, le sommità arginali. I dati contenuti nelle tabelle centrali sono, a partire dall'alto, la distanza dalla successiva sezione, misurata lungo l'ascissa curvilinea del canale (Channel), dei limiti sinistro (LOB) e destro (ROB); valori assunti dai coefficienti di Manning per piano golenale sinistro (LOB), destro (ROB) ed alveo inciso (Channel); larghezza dei piani golenali destro e sinistro; coefficienti di perdita energetica che tengono conto di eventuali espansioni o contrazioni della corrente dovute ad ostacoli presenti all'interno della sezione (coefficienti non utilizzati, essendo efficaci solo per simulazioni di moto permanente).

4. IL CODICE DI CALCOLO HEC-RAS

HEC-RAS (HEC-River Analysis System) è un software sviluppato dall'U.S. Army Corps of Engineering²¹ che consente il calcolo idraulico monodimensionale di canali naturali ed artificiali, sia in con condizioni di moto permanente (steady flow) che di moto vario (unsteady flow). Il software consente di considerare l'influenza di manufatti di vario tipo presenti nell'alveo fluviale, è freeware, affidabile, duttile e per queste ragioni è largamente diffuso tra i tecnici operanti nel settore dell'ingegneria idraulica. Nel suo complesso HEC-RAS dispone di quattro moduli:

- Analisi dei profili di corrente in condizioni di moto permanente;
- Simulazioni di moto vario;
- Analisi del trasporto solido e delle conseguenti variazioni d'alveo;
- Analisi di qualità dell'acqua.

Il modulo 1 (Steady Flow Analysis) è strutturato per l'analisi di una corrente gradualmente variata: essa può far riferimento ad un canale singolo o ad una rete di canali e l'analisi del profilo può essere condotta con riferimento ad una corrente lenta, veloce o mista.

Il modulo 2 (Unsteady Flow Analysis) permette di effettuare un'analisi in condizione di moto vario per una rete di canali a pelo libero.

Il modulo 3 (Sediment Transport Analysis) restituisce l'analisi di variazione del fondo a seguito di depositi o di erosioni dello stesso, dovuti alla presenza di trasporto solido. In genere l'analisi si riferisce a simulazioni su lunga scala temporale, solitamente in termini annuali.

Il modulo 4 (Water Quality Analysis) consente di valutare la qualità dell'acqua di un fiume, effettuando analisi della temperatura e di una classe di materiali trasportati (ossigeno disciolto, materiale organico ecc.).

²¹ <http://www.usace.army.mil/About.aspx>

Di seguito si farà riferimento solamente al secondo modulo, utilizzato durante le simulazioni di moto vario per i due modelli idraulici. Il software possiede un'interfaccia grafica molto intuitiva. In primo luogo devono essere inserite le caratteristiche geometriche del canale artificiale o dell'alveo naturale da modellare, queste informazioni vengono salvate all'interno di un file di tipo "geometry". Successivamente è necessario inserire le condizioni iniziali ed al contorno del moto vario salvandole all'interno di un file di tipo "unsteady flow". Per effettuare una simulazione, le caratteristiche geometriche devono essere associate alle caratteristiche idrauliche costituendo un "plan" che viene salvato in un corrispondente tipo di file. L'insieme di tutte le tipologie di file utilizzati costituisce il progetto che viene salvato in un ulteriore file di tipo "project" che è quello utilizzato in ogni momento per caricare tutti gli altri file fin ora elencati e ad esso associati.

Per ogni DTM è stato creato un apposito file geometry a cui sono stati associati differenti plan riferiti alle condizioni di piena eccezionale e deflusso medio. Per ogni plan sono state eseguite numerose simulazioni che si differenziano fra di loro solamente per i valori assunti, di volta in volta, dai coefficienti di scabrezza associati ad alveo inciso e piani golenali.

I valori relativi al tirante, velocità e portata simulati, vengono forniti in forma tabellare per ogni sezione e per un qualsiasi istante di tempo della simulazione.

4.1 Lineamenti del modello e suo utilizzo in moto vario

La simulazione di moto vario utilizza uno schema implicito alle differenze finite per la risoluzione delle equazioni complete di De Saint Venant. Il modello numerico-idraulico sfrutta il codice di calcolo di moto vario 1D UNET (v. ad es. Barkau, 1997). Tale codice di calcolo risolve le equazioni di De Saint Venant 1D, consistenti nelle equazioni di continuità e di conservazione della quantità di moto.

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial S}{\partial t} - q_l = 0 & \text{Eq. conservazione della massa} \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial QV}{\partial x} + gA \left(\frac{\partial z}{\partial x} - J \right) = 0 & \text{Eq. conservazione della quantità di moto} \end{cases}$$

Dove:

- Q: portata della corrente fluviale;
- A: area della porzione di sezione trasversale bagnata e considerata attiva nei confronti del deflusso;
- S: area di accumulo, ovvero l'area della sezione trasversale bagnata che non contribuisce al deflusso;
- q_l : portata per unità di lunghezza dovuta ad apporti laterali;
- V: velocità media della corrente;
- J: cadente piezometrica.

La risoluzione delle equazioni è effettuata dal modello attraverso un classico schema implicito alle differenze finite a quattro nodi, definito in letteratura come box scheme. (v. ad es. Preissman, 1961).

I risultati delle simulazioni possono essere visualizzati secondo diverse rappresentazioni grafiche o sotto forma di tabelle, anche personalizzabili con le informazioni necessarie. Tutti gli output, oltre ad essere direttamente visualizzati sullo schermo, possono essere direttamente copiati in altri software per successive elaborazioni.

4.2 Accuratezza del modello

L'accuratezza del modello può essere definita come il grado di vicinanza della soluzione numerica a quella reale. L'accuratezza generale è quindi sintesi delle seguenti:

- Assunzioni e limitazioni del modello (modello monodimensionale, pelo libero superiore alla quota massima di ogni sezione);
- Accuratezza dei dati geometrici (sezioni trasversali, valore del coefficiente di Manning, ponti, ecc.);
- Accuratezza dei dati relativi alla portata ed alle condizioni al contorno (idrogrammi di piena, scale di deflusso ecc.);
- Accuratezza numerica dello schema solutivo²² (soluzione delle equazioni di moto vario).

Un problema che può portare a dati poco accurati o inaspettatamente lontani da quanto atteso è l'instabilità del modello, si tratta di un problema tanto comune quanto di difficile soluzione. Capita spesso che il modello con cui si lavora possa diventare instabile quando si effettuano simulazioni di moto vario, molte volte il software riesce facilmente ad individuare a cosa sia legata l'instabilità e, attraverso dei messaggi di warning, fornisce anche un'eventuale soluzione. Le motivazioni che portano all'instabilità di un modello possono essere moltissime, se ne indicano di seguito alcune:

- Intervallo troppo elevato fra le sezioni trasversali;
- Geometria delle sezioni;
- Valori dei coefficienti di scabrezza assegnati alle sezioni;
- Time step²³ utilizzato per le simulazioni;

²² Se si assume che le equazioni di moto vario siano una rappresentazione esatta della portata transitante lungo il corso d'acqua, solo una soluzione analitica di queste equazioni fornirà un risultato esatto. HEC-RAS utilizza un metodo alle differenze finite per effettuare le simulazioni, fornendo soluzioni approssimate.

²³ Ogni simulazione necessita che venga fornita la durata dell'evento, espressa attraverso data ed ora di inizio e fine simulazione, ed in quanti intervalli dividere questa durata. Il numero di intervalli viene fornito in modo indiretto attraverso il time step ovvero la loro durata. Per ovviare a problemi

- Strutture laterali o ponti;
- Condizioni al contorno di valle errate;
- Valore di portata iniziale troppo basso.

Le sezioni trasversali devono essere localizzate in posizioni utili a rappresentare correttamente tutti i cambiamenti della geometria. Risulta essere necessario aggiungere una sezione trasversale ove ci siano cambi di portata (affluenze), pendenza, velocità o scabrezza. Quando la distanza è eccessiva ed i cambiamenti delle proprietà idrauliche del corso d'acqua sono grandi, la soluzione può diventare instabile. Per ovviare a questo problema il manuale di HEC-RAS consiglia tre soluzioni, aggiungere una sezione intermedia, ridurre il time step o far generare allo stesso software una o più sezioni interpolando le due che provocano il problema. Il time step utilizzato per le varie simulazioni, sia per le condizioni di piena che di deflusso medio, è stato fissato pari a 10 minuti.

Un' indicazione per il corretto posizionamento delle sezioni trasversali può essere ottenuta dall'equazione di Samuel, verificata anche per tutte le sezioni trasversali utilizzate.

$$\Delta x \leq \frac{0.15D}{S_0}$$

La massima distanza Δx fra due sezioni trasversali è calcolabile una volta note D : media calcolata fra le massime profondità registrate, per ogni sezione, espressa in piedi ed S_0 : media della pendenza di tutto il corso d'acqua.

di instabilità le simulazioni sono state effettuate utilizzando un time step di 10 minuti richiedendo i risultati delle simulazioni con cadenza giornaliera (Courant Condition).

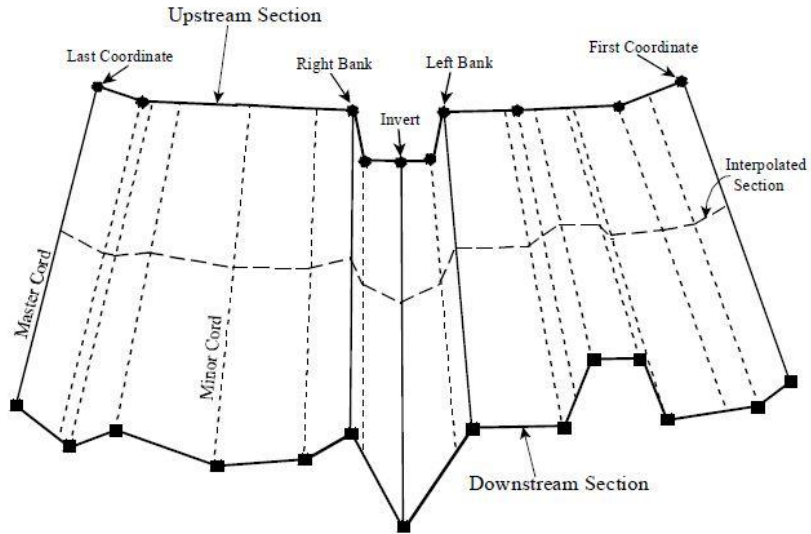


Figura 4.1 Schematizzazione utilizzata da HEC-RAS nella definizione delle caratteristiche di un corso d'acqua. La figura mostra una porzione di geometria del corso d'acqua, compresa fra due sezioni, per la quale è stato necessario creare una terza sezione (tratteggiato) mediante interpolazione delle prime due.

5. CALIBRAZIONE DEI MODELLI IDRAULICI

5.1 Calibrazione dei modelli attraverso il coefficiente di Manning

La procedura di calibrazione o taratura, qualora il modello simuli variabili osservabili e nel caso siano esse disponibili, può essere effettuata confrontando le variabili simulate con quelle osservate. Solitamente, come in questo caso, per calibrare un modello idraulico si fa variare il valore del coefficiente di scabrezza di Manning in modo da minimizzare lo scostamento dei dati simulati da quelli osservati. Il coefficiente di Manning è un parametro del modello con un preciso significato fisico perché rappresenta la scabrezza dell'alveo fluviale, tuttavia, calibrare un modello facendo variare solo il coefficiente di scabrezza significa associare a questo parametro tutte le incertezze e le semplificazioni introdotte dal modello stesso, alterandone il suo significato fisico.

Il valore del coefficiente di Manning è molto variabile e dipende da diversi fattori tra i quali:

- Scabrezza superficiale dell'alveo fluviale;
- Presenza di vegetazione;
- Irregolarità dell'alveo;
- Dimensioni e forma dell'alveo;
- Ostruzioni in alveo;
- Entità della portata transitante;
- Variazioni stagionali dell'alveo;
- Temperatura.

In generale la calibrazione tramite il coefficiente di Manning dovrebbe essere effettuata nel caso siano disponibili delle osservazioni sul profilo del pelo libero. In questo lavoro si hanno, difatti, a disposizione informazioni di questo tipo attraverso misurazioni del livello idrico ottenuto da dati satellitari oltre che il profilo assunto dal Po durante l'evento di piena del 2000. Nella tabella vengono riassunti i valori assumibili dal coefficiente di Manning al variare della tipologia di superficie offerta dell'alveo.

Tabella 5.1 Valori tipici del coefficiente di scabrezza di Manning per alvei di pianura (Open-Channel Hydraulics, Chow, 1959)

Tipo di superficie	Minimo	Normale	Massimo
non vegetati, rettilinei, corrente regolare	0.025	0.030	0.033
come sopra ma con pietre e alghe	0.030	0.035	0.040
non vegetati, tortuosi con molienti e rapide	0.033	0.040	0.045
come sopra ma con pietre e alghe	0.035	0.045	0.050
come sopra, in magra	0.040	0.048	0.055
non vegetati, tortuosi, pietre, molienti e rapide	0.045	0.050	0.060
molto irregolari e alghe molto fitte	0.075	0.100	0.150

Durante la fase di calibrazione del modello è stato fatto variare, per ogni simulazione effettuata, il valore del coefficiente di scabrezza relativo sia all'alveo inciso che alle golene laterali. Quest'ultime presentano valori tipicamente maggiori rispetto a quelli indicati in tabella, non essendo sempre coperte dalle acque del corso d'acqua possono avere una superficie molto irregolare con eventuale sviluppo di vegetazione.

Come indicato nel capitolo precedente, anche il valore assunto dal coefficiente di scabrezza può essere fonte di instabilità del modello. Valori della n di Manning troppo bassi possono provocare tiranti troppo bassi, alte velocità o correnti supercritiche²⁴. Sovrastimare i valori di n potrebbe provocare tiranti molto elevati o attenuazioni poco realistiche agli idrogrammi in output.

²⁴ Una corrente si definisce supercritica o veloce se il numero di Froude calcolato è superiore all'unità, il profilo di moto uniforme associato alla corrente avrà un tirante sempre inferiore all'altezza di stato critico associato alla portata transitante.

5.2 Valutazione dei risultati della calibrazione mediante funzioni obiettivo

In alcuni degli studi che hanno considerato il corso medio-inferiore del fiume Po (Galletti, 2007; Carisi, 2011; Domeneghetti et al., 2014), viene segnalata una ridotta variabilità dei coefficienti di Manning identificati per le zone di espansione golenale ed un valore assumibile pari a 0.1. In detti studi viene, inoltre, mostrato come il comportamento idraulico del corso d'acqua sia debolmente influenzato dalla variazione di scabrezza assegnata ai piani golenali e che le calibrazioni siano fortemente condizionate dal solo coefficiente conferito all'alveo inciso. Allo scopo di confermare quanto appena detto, le calibrazioni dei modelli idraulici sono state effettuate facendo variare in maniera indipendente i coefficienti di Manning per l'alveo inciso fra 0,01 e 0,06 mentre per i piani golenali fra 0,05 e 0,1.

Per valutare oggettivamente le performance del modello nella riproduzione dei dati osservati sono state utilizzate due funzioni obiettivo: il coefficiente di efficienza di Nash-Sutcliffe (NSE) e la radice dell'errore quadratico medio (RMSE root mean square error):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (h_{sym_i} - h_{oss_i})^2}{\sum_{i=1}^n (h_{oss_i} - \bar{h}_{oss})^2}$$

Il coefficiente di Nash-Sutcliffe, fornisce un valore di efficienza variabile fra 1 e $-\infty$. Un efficienza pari ad 1 corrisponde ad una perfetta corrispondenza fra modello ed osservazioni, un valore pari allo 0 indica che le previsioni fornite dal modello sono accurate quanto la media dei dati osservati, valori tendenti a $-\infty$ indicano che la media dei dati osservati può essere considerata migliore dei dati simulati per le singole sezioni ed è quindi preferibile utilizzare il valore medio per tutto il canale.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (h_{sym_i} - h_{oss_i})^2}{n}}$$

Il valore assunto dal Root Mean Square Error è solitamente usato per misurare la differenza tra i valori predetti da un modello e quelli effettivamente osservati. Questo indice può variare fra 0 e $+\infty$ dove a 0 corrisponde il valore ottimale per il quale si ha una perfetta corrispondenza fra modello ed osservazioni, un valore tendente all'infinito indica invece un elevato discostamento fra valori simulati ed osservati.

6. SIMULAZIONI NUMERICHE

La fase di simulazione numerica è stata completamente svolta utilizzando il software HEC-RAS, la figura 6.1 mostra come HEC-RAS visualizzi l'intero corso d'acqua in analisi, utilizzando vari colori per i diversi elementi d'interesse: l'asse longitudinale in blu, le sezioni trasversali in verde, le bank lines in rosso, le arginature con quadrati fucsia mentre la freccia indica il verso del deflusso. La zona di interesse per ambo le simulazioni va dalla stazione idrometrica di Borgoforte sino all'incile del Po di Goro. Si noti che la figura 6.1 può essere attribuibile ad entrambi i DTM utilizzati; a questo livello di analisi l'unica, ma fondamentale, differenza fra i due risiede nella geometria delle sezioni trasversali.

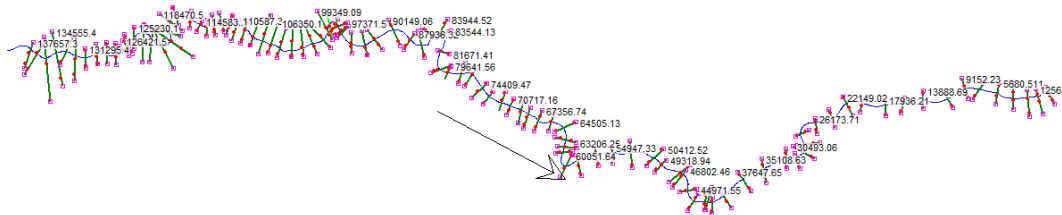


Figura 6.1 Rappresentazione in HEC-RAS del tratto del fiume Po indagato a partire da Borgoforte fino a raggiungere l'incile del Po di Goro.

Le simulazioni, fissate le due geometrie schematizzanti il corso d'acqua, hanno seguito due filoni: condizione di piena eccezionale e di deflusso medio. Alcuni studi (v. ad es. Domeneghetti et al., 2014; Yan et al., 2013) hanno mostrato che nonostante si riesca a calibrare un modello in condizione di piena, non è detto che lo stesso risultato valga anche per condizioni di deflusso medio. In particolare, la condizione di deflusso medio, data la relativa esiguità di portate rispetto alla condizione di piena, risente maggiormente della precisione plano-altimetrica con cui viene rappresentato il corso d'acqua.

Ad ogni singola simulazione, è seguita la raccolta dei dati simulati ed il loro confronto con quanto osservato presso le stazioni idrometriche, virtuali e tradizionali (v. Fig. 2.3).

Variando, entro un range di valori ammissibili, i coefficienti di scabrezza attribuibili ad alveo inciso e piani golenali, sono state ottenute diverse configurazioni. Per ognuna sono stati calcolati i valori di efficienza di simulazione, mediante le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. Come ausilio alla scelta del/dei coefficienti di Manning da utilizzare per la successiva simulazione, si è scelto di avvalersi di scatter plot al fine di confrontare graficamente, per ogni sezione in cui si ha disponibilità di dati osservati, se il modello in quel punto sottostimi o sovrastimi la condizione reale.

6.1 Simulazione di piena eccezionale

La prima simulazione numerica riguarda la condizione di piena eccezionale. I dati in input forniti al modello sono rappresentati dall'idrogramma di piena osservata alla stazione di Borgoforte durante la piena dell'Ottobre 2000 (v. figura 6.2). L'andamento orario delle portate è stato utilizzato come condizione di monte per la sezione di Borgoforte, mentre per la condizione al contorno di valle si è fatto riferimento alla pendenza del fondo nel suo tratto finale, nei pressi dell'incile del Po di Goro (0.16 ‰). La calibrazione dei modelli è stata effettuata confrontando sezione per sezione, il massimo tirante idrico ottenuto dalle simulazioni con le tracce di piena registrate a pochi giorni dall'evento (v. par. 3.5).

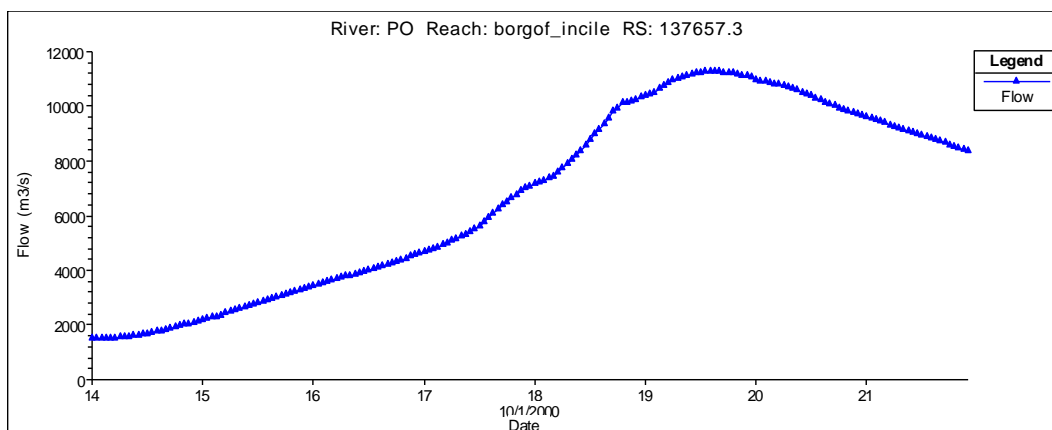


Figura 6.2 Idrogramma di piena fornito al software HEC-RAS, nella sezione iniziale, in termini di portate con passo orario dal 13/10/2000 24:00 al 21/10/2000 22:00

6.1.1 Unico coefficiente di Manning lungo il corso d'acqua

Per il primo tentativo di calibrazione dei modelli, si è scelto di tenere costante lungo tutta l'asta fluviale il coefficiente di scabrezza, differenziando solamente fra alveo inciso e piani golenali.

Per l'alveo inciso, si è fatto variare il coefficiente di Manning fra 0.01 e 0.06 con passo di 0.05, per le golene tra 0.05 e 0.1 con passo di 0.005, ottenendo una combinazione di 100 simulazioni per modello. Per ognuno, utilizzando un foglio di calcolo, è stato possibile calcolare i coefficienti di efficienza e valutare quale fosse la migliore combinazione di calibrazione.

Per il modello LiDAR, utilizzando come coefficiente di Manning per l'alveo inciso 0.03, il coefficiente NSE si aggira attorno allo 0.9 raggiungendo 0.92 quando si utilizza, per i piani golenali, un coefficiente di Manning pari a 0.1.

Si noti che, come già anticipato, il coefficiente di Manning che determina in maniera decisiva il tirante è quello riferito all'alveo inciso, ciò è reso evidente anche dalle figure 6.3 e 6.4. I due abachi presentati, mostrano in che modo e che tendenza adottino NSE e RMSE al variare dei coefficienti di scabrezza utilizzati per le simulazioni. È immediato notare che, fissata un'ascissa (coefficiente di Manning del canale), i valori dei coefficienti rimangono costanti, o variano leggermente, muovendosi lungo l'asse delle ordinate (coefficiente di Manning dei piani golenali).

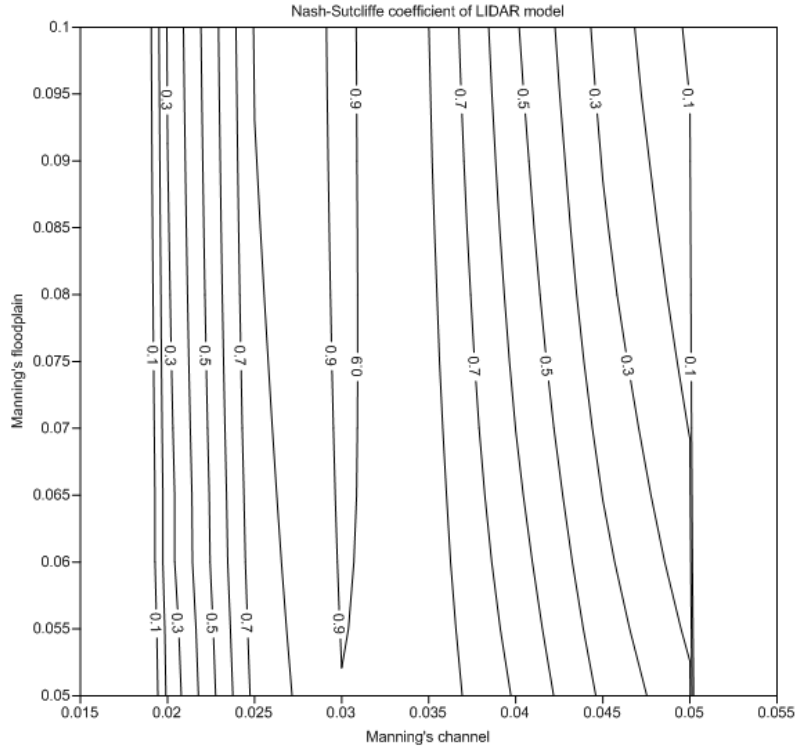


Figura 6.3: Rappresentazione grafica della variazione della funzione obiettivo NSE per il modello LiDAR. La rappresentazione grafica è stata interrotta in corrispondenza del peggior valore ammissibile per detta funzione obiettivo (0.1), migliorando la visibilità delle informazioni d’interesse.

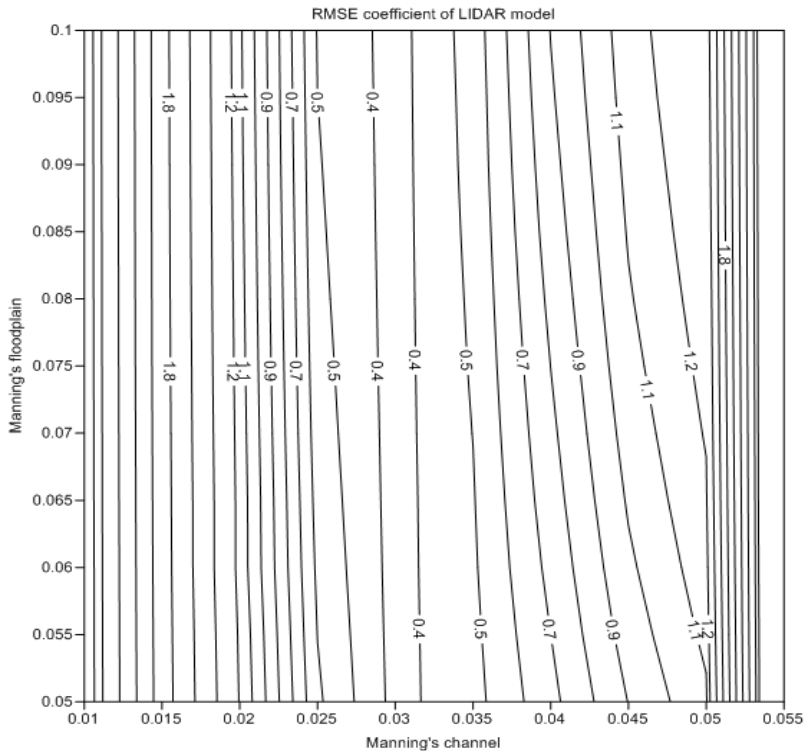


Figura 6.4: Rappresentazione grafica della variazione della funzione obiettivo RMSE per il modello LiDAR. La rappresentazione grafica è stata interrotta in corrispondenza del peggior valore ammissibile per detta funzione obiettivo (2), migliorando la visibilità delle informazioni d’interesse.

Le medesime considerazioni espresse per il modello LiDAR possono essere ripetute per il modello SRTM il quale, tuttavia, ha mostrato fenomeni di instabilità per valori del coefficiente di Manning dell'alveo inciso superiori a 0.025, fornendo coefficienti di efficienza lontani da quelli attesi. A tal proposito si è pensato di eliminare la parte di abaco per valori superiori allo 0.025 fornendo una migliore leggibilità all'elaborato. Come è possibile osservare dalla figura 6.5 si è riusciti ad ottenere un'efficienza del modello, in termini di Nash-Sutcliffe, di circa 0.8 in corrispondenza di un coefficiente di Manning per il canale di 0.015 e 0.08 per i piani golenali. A questo proposito è interessante anticipare che, sebbene il coefficiente di Manning utilizzato non esprima la sola scabrezza del fondo ma, come detto in precedenza, raccoglie tutti gli errori legati al modello, si reputa il valore ottenuto poco attendibile. Confrontando i coefficienti adottati per le due calibrazioni, si nota che quelli necessari al modello LiDAR sono nettamente superiori, nonostante i valori mostrati dalle funzioni obiettivo siano incoraggianti, è già possibile constatare che il modello SRTM fornisca risultati molto diversi dal modello di confronto e da quanto atteso.

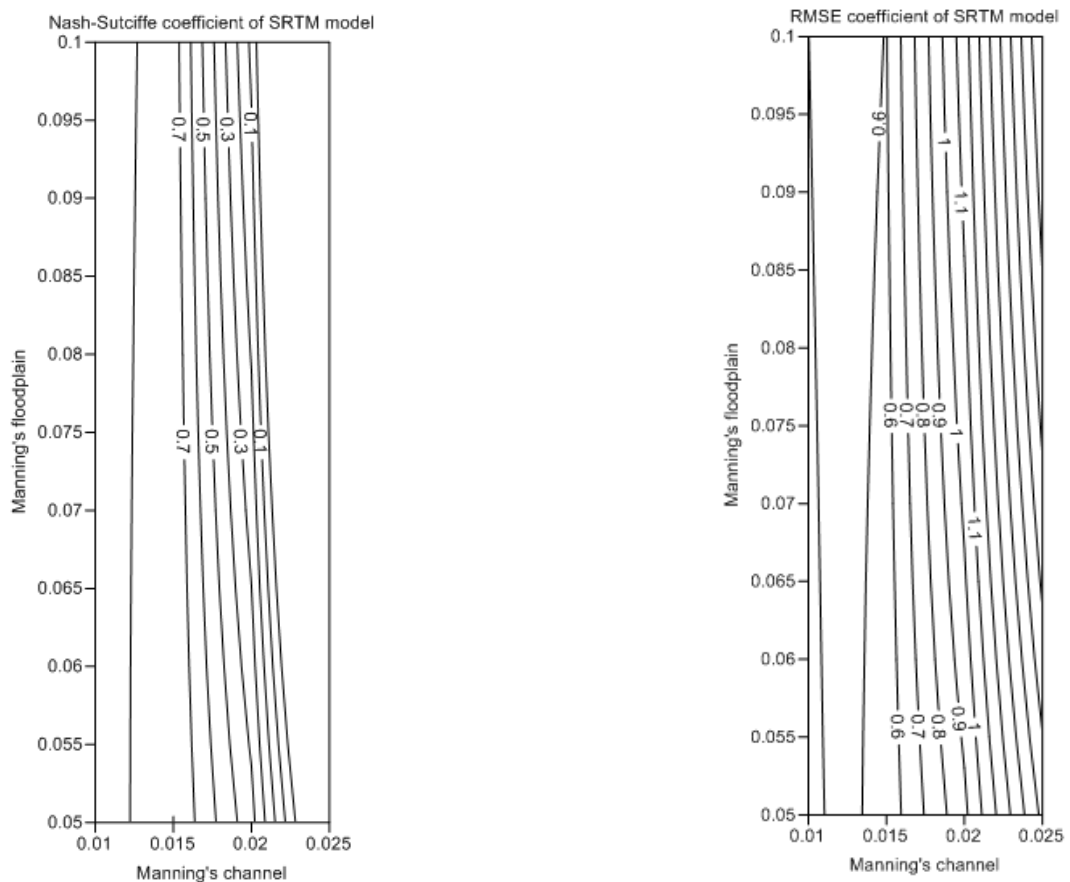


Figura 6.5: Rappresentazione grafica della variazione del coefficiente di Nash-Sutcliffe e del RMSE per il modello “SRTM”

Entrambi i modelli hanno mostrato un'ottima efficienza nel simulare il fenomeno di piena del 2000, semplicemente modificando i coefficienti di scabrezza del canale e cosa molto importante, è stata confermata l'ininfluenza della scabrezza dei piani golenali in questo tipo di simulazione. Si riassumono, in tabella 6.1, i valori assunti dai coefficienti di scabrezza e relativi coefficienti di efficienza per i due modelli analizzati.

Tabella 6.1 Valori assunti da NSE e RMSE per i due modelli per valori di Manning costanti lungo tutta l'asta fluviale ma diversi fra alveo inciso e piani golenali.

MANNING'S $[S \cdot M^{-1/3}]$				
DTM	CHANNEL	FLOODPLAIN	NS [-]	RMSE [m]
LIDAR	0.03	0.1	0.92	0.36
SRTM	0.015	0.08	0.81	0.53

Si vuole mostrare (v. Fig. 6.6 e 6.7) il grado di affinità ottenuto fra i valori simulati attraverso il modello calibrato, e quelli osservati in occasione della piena, utilizzando scatter plot che vedono in ascissa i tiranti osservati ed in ordinata quelli ottenuti dalle simulazioni. La figura 6.8 è, invece, stata inserita allo scopo di mostrare più chiaramente quale sia lo scostamento fra profilo longitudinale osservato e quelli simulati dai due modelli.

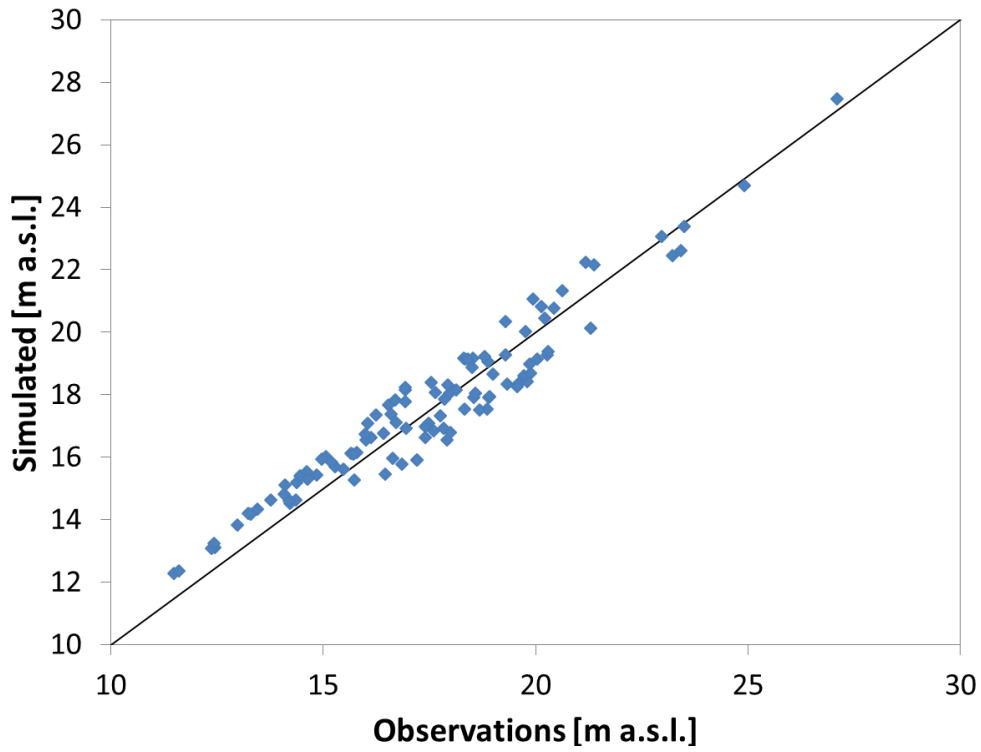


Figura 6.6 Scatter plot tra le altezze osservate e quelle simulate dal modello estratto dal rilievo LiDAR nella sua configurazione ottimale (coefficienti di Manning $n_{\text{channel}}=0.03$ $n_{\text{floodplain}}=0.1$)

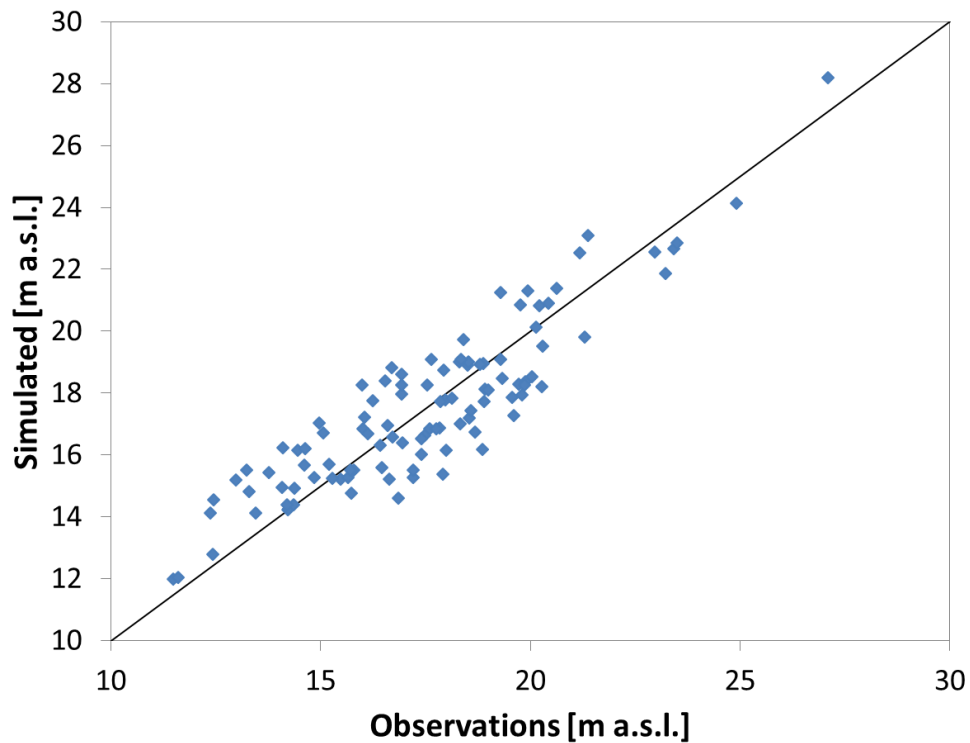


Figura 6.7 Scatter plot tra le altezze osservate e quelle simulate dal modello estratto dall'SRTM nella sua configurazione ottimale (coefficienti di Manning $n_{\text{channel}}=0.015$ $n_{\text{floodplain}}=0.8$)

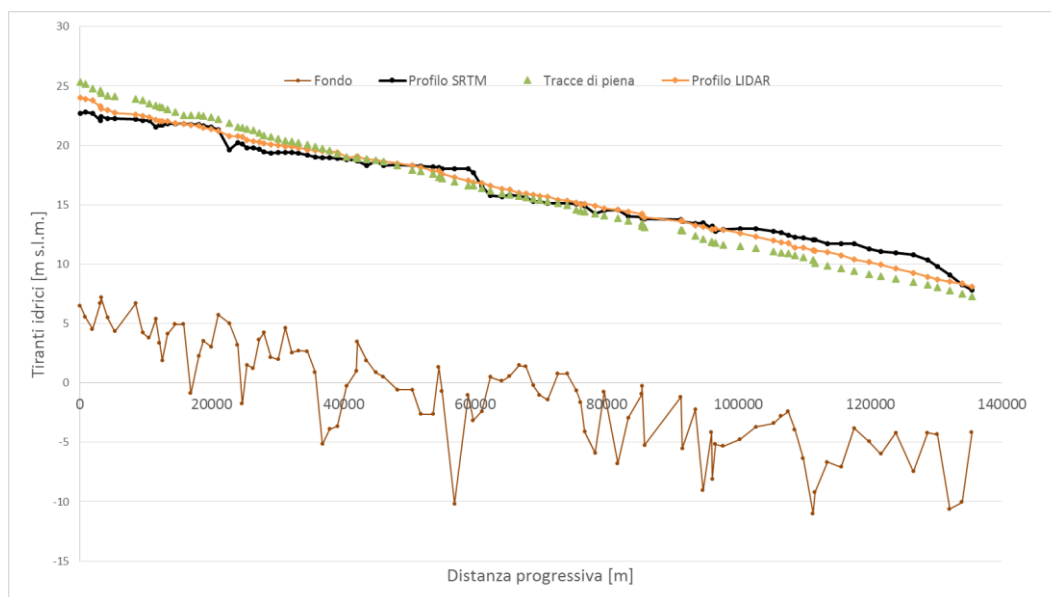


Figura 6.8 Confronto fra profili longitudinali simulati dai modelli LiDAR, SRTM ed osservato. Si noti che i dati ottenuti dalle simulazioni sottostimano il valore del tirante nella prima parte e lo sovrastimano più a valle, intersecando i dati osservati a circa 40 Km dalla stazione di Borgoforte. L'andamento del fondo alveo è stato rappresentato utilizzando i valori minimi assunti in ogni sezione trasversale dal DTM LiDAR.

6.1.2 Diversi coefficienti di Manning lungo il corso d'acqua

Come mostrato in figura 6.8, i due modelli si discostano dai dati osservati in maniera differente spostandosi da monte verso valle. Si è cercato di migliorare le calibrazioni ottenute facendo variare, in modo opportuno, il coefficiente di scabrezza dividendo l'asta fluviale in più tronchi. Il tentativo messo in atto è stato quello di aumentare la scabrezza nella parte più a monte e ridurlo andando verso valle, auspicando in una risposta direttamente proporzionale del tirante. Tale approccio appare giustificato anche sulla scorta delle risultanze emerse da precedenti studi condotti sullo stesso tronco fluviale, dai quali appare che le caratteristiche geomorfologiche dell'alveo siano diverse spostandosi da monte verso valle, giustificando una differenziazione dei coefficienti di Manning. Dopo un gran numero di simulazioni mirate si è riusciti a calibrare, sia il modello LiDAR che SRTM, suddividendo l'asta fluviale in tre tronchi con differenti coefficienti di scabrezza. La scelta di questi particolari tronchi fluviali è da ricondurre alle caratteristiche meandriche degli stessi. Considerato che questa suddivisione verrà utilizzata anche per le simulazioni in condizione di deflusso medio, si è ritenuto importante considerare un numero di tronchi fluviali omogenei, in relazione al numero e posizione delle stazioni idrometriche. (v. Figura 6.9) (v. ad es. Domeneghetti et al., 2014).

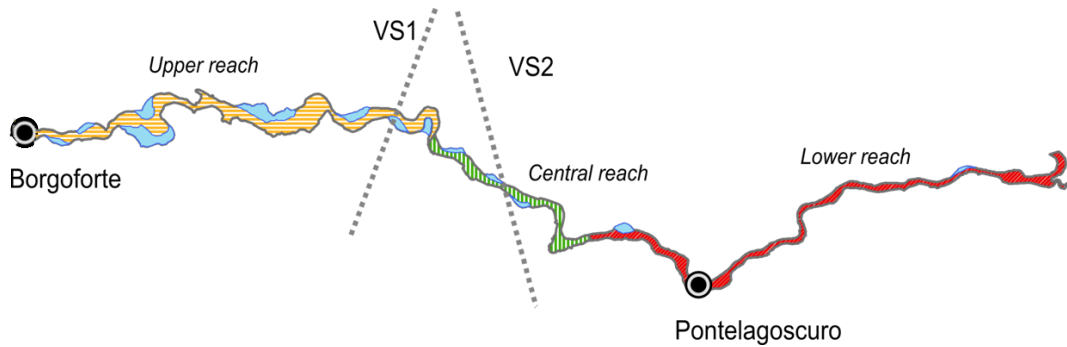


Figura 6.9 Identificazione di tronchi fluviali omogenei in relazione al numero di stazioni idrometriche dotate di misure di livello

Vengono riportati di seguito, i nuovi coefficienti di scabrezza utilizzati e relative efficienze dei modelli (tabella 6.2), uno scatter plot ed un confronto dei profili longitudinali simulati ed osservato per il modello LiDAR (v. Figure 6.10 e 6.11) ed SRTM (v. Figure 6.12 e 6.13).

Tabella 6.2 Valori dei coefficienti di Nash-Sutcliffe e RMSE per i due modelli per valori di Manning variabili lungo l'asta fluviale, per il modello "LiDAR" sono stati fatti coincidere quello dell'alveo inciso con quello usato per i piani golenali mentre per l'SRTM si è mantenuto lo stesso coefficiente di Manning per i piani golenali utilizzato in precedenza ed è stato mantenuto costante

MANNING'S [$S \cdot M^{-1/3}$]				
DTM	CHANNEL	FLOODPLAIN	NS [-]	RMSE [m]
LIDAR	0.045-0.038-0.03	0.1	0.99	0.08
SRTM	0.02-0.016-0.012	0.08	0.96	0.13

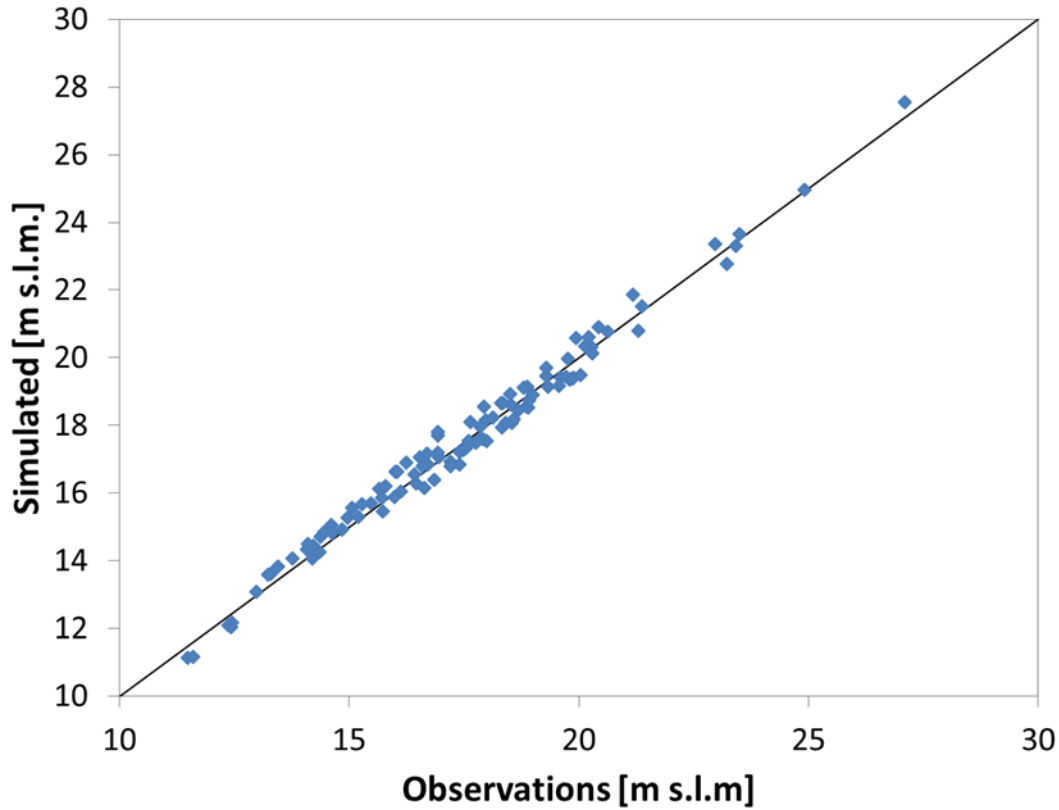


Figura 6.10 Scatter plot rappresentato in base ai dati osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello LiDAR nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. (Coefficienti di Manning $n_{\text{channel}}=n_{\text{floodplain}}$, $n_1=0.045$ $n_2=0.38$ $n_3=0.3$)

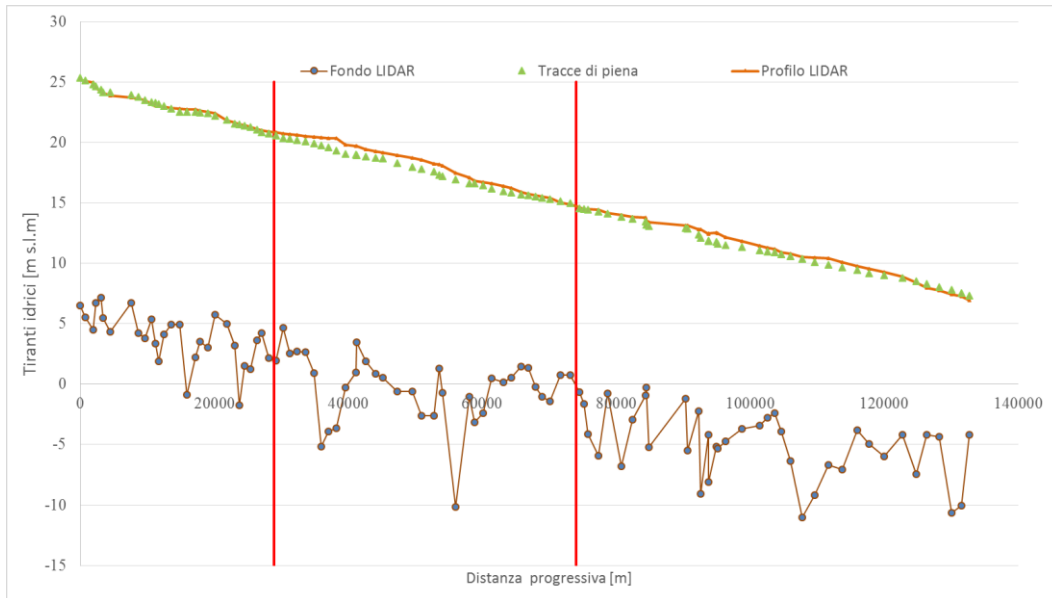


Figura 6.11 Confronto fra profilo osservato e simulato con modello “LiDAR”, le due linee rosse indicano le sezioni in cui è stato effettuato il cambio coefficiente di Manning. (Coefficienti di Manning: $n_1=0.045$ $n_2=0.38$ $n_3=0.3$). L’andamento del fondo alveo è stato rappresentato utilizzando i valori minimi assunti in ogni sezione trasversale dal DTM LiDAR.

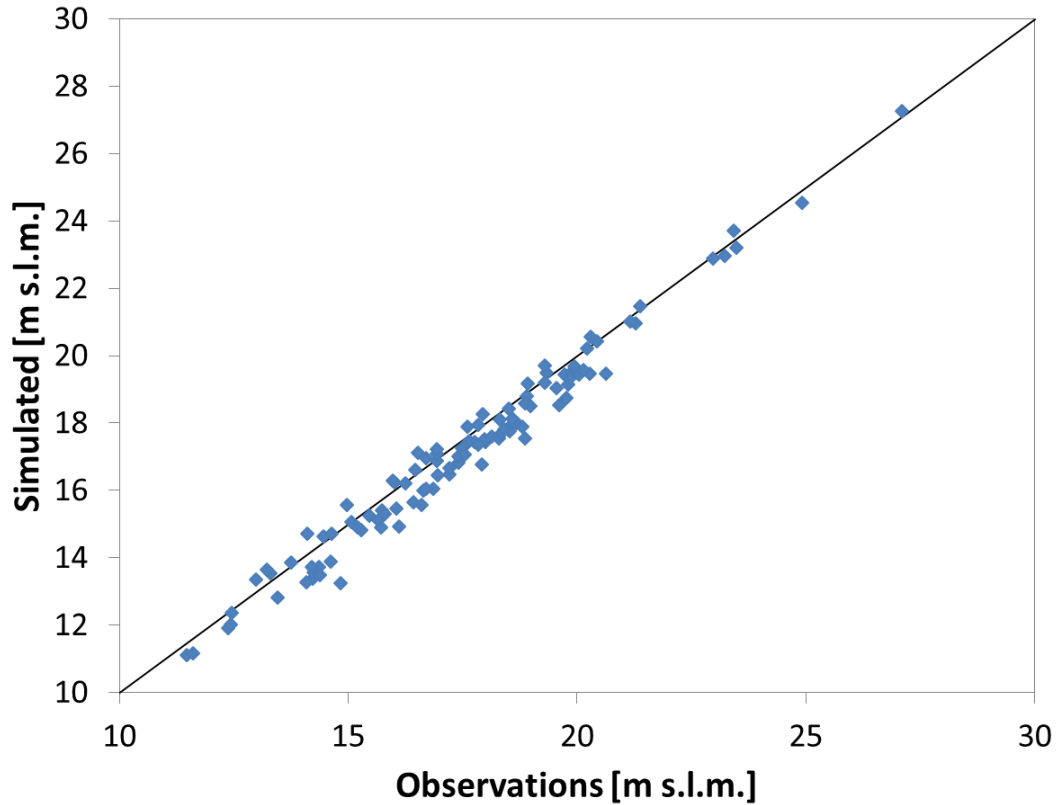


Figura 6.12 Scatter plot rappresentato in base ai dati osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello SRTM nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. (Coefficienti di Manning $n_{\text{channel}}=n_{\text{floodplain}}$, $n_1=0.02$ $n_2=0.016$ $n_3=0.012$)

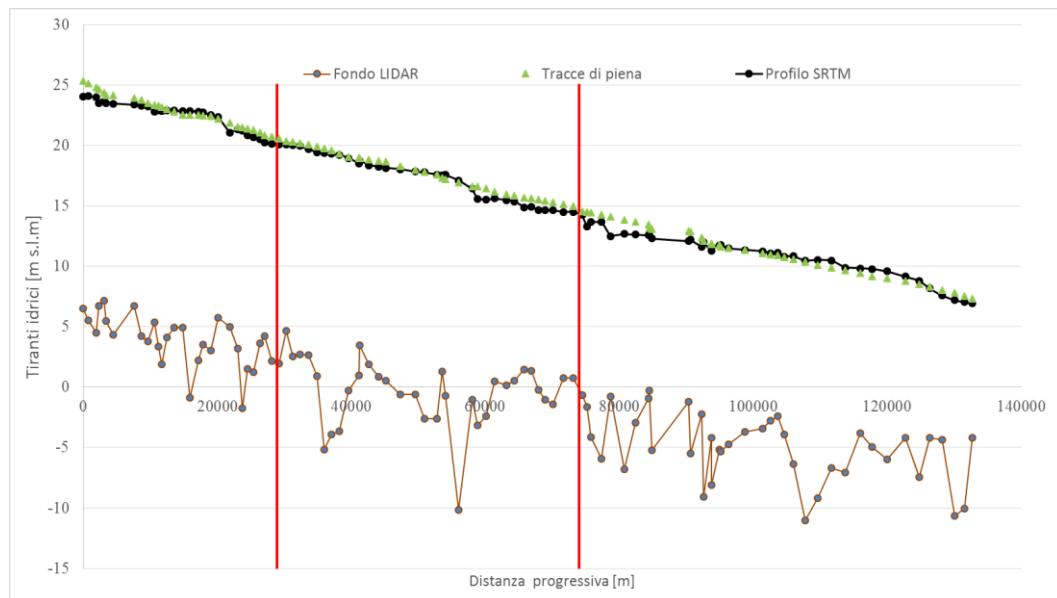


Figura 6.13 Confronto fra profilo osservato e simulato con modello SRTM, le due linee rosse indicano le sezioni in cui è stato effettuato il cambio coefficiente di Manning. (Coefficienti di Manning: $n_1=0.02$ $n_2=0.016$ $n_3=0.012$). L'andamento del fondo alveo è stato rappresentato utilizzando i valori minimi assunti in ogni sezione trasversale dal DTM LiDAR.

6.2 Condizioni di deflusso medio

Sulla scorta del lavoro argomentato da Yan et al. (2013) ci si è posti l'obiettivo di calibrare i due modelli, basati sugli stessi DTM utilizzati in precedenza per le condizioni di piena eccezionale, anche per quelle di deflusso medio. Si è cercato, pertanto, di riprodurre i tiranti idrici misurati presso le stazioni virtuali e tradizionale in un lasso di tempo di 8 anni. Un simile approccio consente l'utilizzo di un discreto numero di osservazioni satellitari (i.e. ERS-2, ENVISAT) ed anche la possibilità di fare delle valutazioni circa le disponibilità idriche, di un corso d'acqua, per i più diversi scopi. Si noti che il periodo scelto include anche l'Ottobre del 2000 (v. Figura 6.14), pertanto il modello idraulico vedrà fra le portate in ingresso anche quelle defluite durante la piena precedentemente simulata.

Come condizione di monte, in corrispondenza della stazione idrometrica di Borgoforte sono state fornite, attraverso un idrogramma di piena, le portate medie giornaliere misurate dalla stazione dal 1 Maggio 1995 al 6 Ottobre 2003 (figura 6.13). Come condizione di valle, nei presi dell'incile del Po di Goro, si è invece mantenuta la condizione di pendenza del fondo del canale (0.16 ‰).

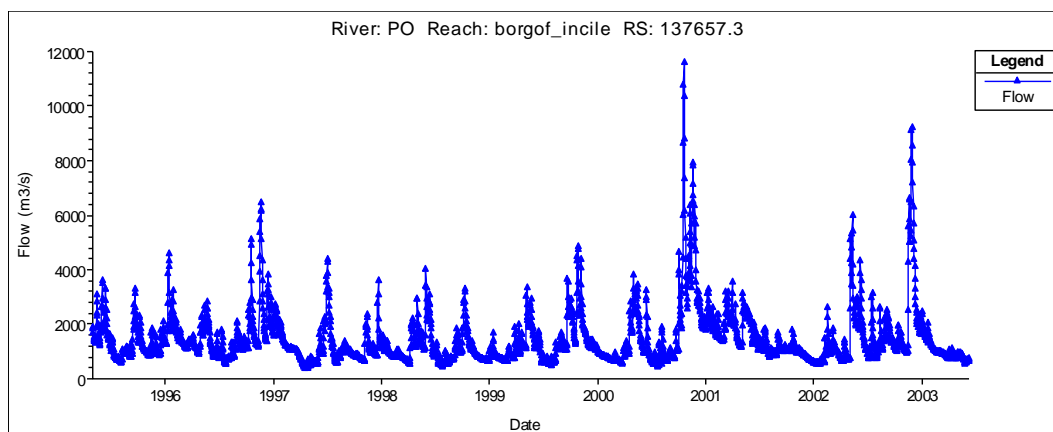


Figura 6.14 Condizione al contorno imposta nella sezione di monte, i dati ottenuti dalla stazione idrometrica di Borgoforte indicano la misurazione della portata in m^3/s transitata nel corso di otto anni a partire dal 1995 e misurata giornalmente fino al 2003.

Le seguenti calibrazioni sono state effettuate con l'ausilio di dati idrometrici ottenuti dalle missioni satellitari dell'ESA: ERS-2 ed ENVISAT. La verifica della bontà del modello creato si basa, ancora una volta, sul calcolo e successiva valutazione delle due funzioni obiettivo NSE e RMSE. Questi coefficienti misurano l'efficienza del modello in tre sezioni particolari, le due Virtual Station e la stazione

idrometrica di Pontelagoscuro, per ognuna sono state collezionate, in modo diverso, delle misure relative alla quota del tirante in metri sul livello del mare.

Al contrario di quanto fatto per le condizioni di piena, la scelta dei coefficienti di Manning da utilizzare per le simulazioni, è stata effettuata in modo mirato. Piuttosto che utilizzare un range di valori, si è pensato di variare il coefficiente di scabrezza in base ai risultati ottenuti, di volta in volta, dalle simulazioni precedenti. Questo diverso approccio ha permesso di poter suddividere, fin da subito, il corso d'acqua in tre sottobacini, evitando di ottenere un ingente numero di combinazioni da dover simulare.

L'obiettivo fondamentale di questa analisi è rappresentato dalla volontà di verificare se la grande mole di dati raccolta negli anni dalle missioni satellitari possa essere utilizzata per la calibrazione di un modello idraulico, sostituendo od integrando i dati raccolti tradizionalmente, anche qualora la geometria fluviale sia estratta facendo riferimento ad un modello digitale del terreno osservato da remoto, quale l'SRTM.

La possibilità di ottenere una calibrazione soddisfacente utilizzando solo i dati satellitari, sia per quanto riguarda i valori di tirante osservato che per la ricostruzione della geometria fluviale, aprirebbe innumerevoli potenzialità per la creazione di modelli idraulici per corsi d'acqua fino ad ora non sufficientemente strumentati.

La creazione di un modello idraulico, ad oggi, necessita di una raccolta di dati intensiva e dilazionata negli anni, sia in termini di tiranti idrici che riguardanti il fondo alveo. I problemi derivanti da questo tipo di approccio sono legati, non solo alla necessità di una pianificazione del monitoraggio negli anni, ma anche agli elevati costi dovuti alla creazione, manutenzione e gestione delle stazioni di misura. L'utilizzo del remote sensing anche per i corsi d'acqua permetterebbe lo studio delle dinamiche fluviali in aree remote, scarsamente strumentate o in paesi in via di sviluppo nei quali i costi per un rilievo di dettaglio come quello richiesto da voli LiDAR sarebbero insostenibili.

Come detto in precedenza, la frequenza di osservazione dipende dall'orbita del satellite e pertanto per la VS1 sono disponibili misure del tirante ogni 35 giorni a partire dal 17 Maggio 1995, per la VS2 sono state unite le misurazioni effettuate

sia dall'ERS-2 che dall'ENVISAT anch'esso con un ciclo di 35 giorni, ovviamente i dati dal 6 Giugno 1995 al 22 Ottobre 2002 sono esclusivamente dell'ERS-2 essendo l'ENVISAT operativo dall'1 Marzo 2002. I dati della VS1 utilizzati terminano il 4 Giugno 2003 mentre per la VS2 l'ultima misurazione è del 20 Maggio 2003. Discorso a parte va fatto per la sezione strumentata di Pontelagoscuro (sezione AIPo 65) per la quale sono state utilizzate misurazioni giornaliere dal 1 Maggio 1995 al 10 Giugno 2003. La differenza fra Virtual Station e stazioni strumentate risiede, quindi, non solo nella maggiore affidabilità di quest'ultime ma anche nella frequenza del dato misurato, nello stesso periodo le VS forniscono 73 dati contro i 2963 ottenuti a Pontelagoscuro. In figura 6.14 vengono riportati gli andamenti dei valori dei tiranti idrici, utilizzati come riferimento per le calibrazioni, registrati dalle stazioni di misura elencate.

Tabella 6.3 Ricapitolazione dei dati utilizzati durante la fase di calibrazione in condizione di deflusso medio. Le misurazioni presso la stazione idrometrica di Pontelagoscuro vengono ancora effettuate, la serie utilizzata si ferma alla settimana di ultima misurazione satellitare presso la VS1.

TIPO DI OSSERVAZIONE	STAZIONE/SATELLITE	INIZIO MISURAZIONI	FINE MISURAZIONI
SATELLITARE	VS1/ERS-2	17/05/1995	04/06/2003
SATELLITARE	VS2/ERS-2	06/06/1995	20/05/2003
SATELLITARE	VS2/ENVISAT	01/03/2002	20/05/2003
STAZIONE IDROMETRICA	Pontelagoscuro	1/05/1995	10/06/2003

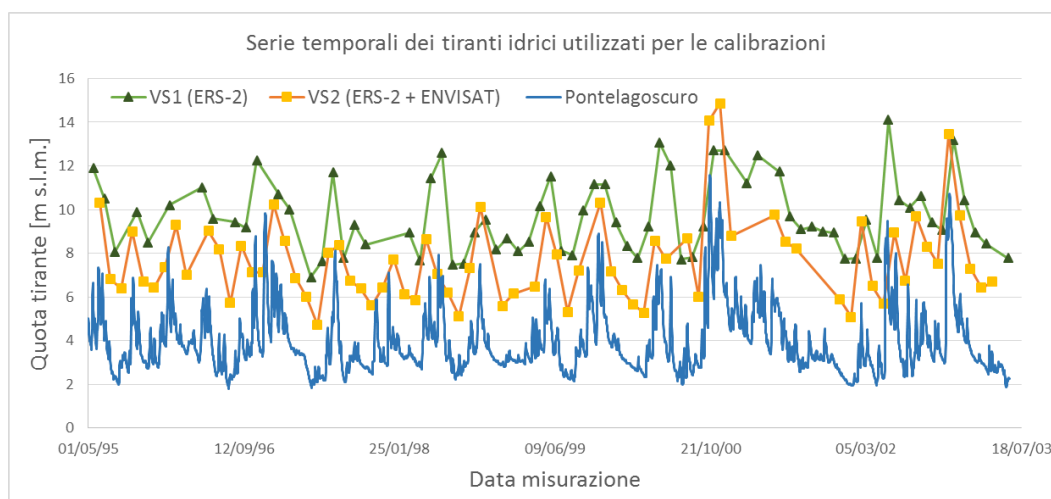


Figura 6.15 Serie temporali dei dati osservati presso le stazioni virtuali VS1, VS2 e strumentata di Pontelagoscuro.

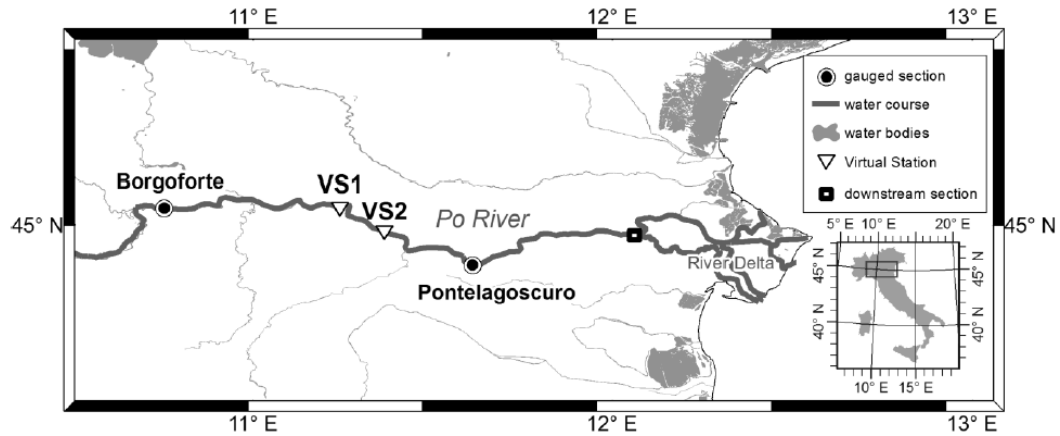


Figura 6.16 Area di studio, sono indicate le stazioni di misura tradizionali, le virtual station e la sezione di valle del modello

Per entrambi i modelli sono state effettuate delle simulazioni di moto vario, allo scopo di ottenere un valore di tirante giornaliero per le sezioni in corrispondenza delle Virtual Station e della stazione di Pontelagoscuro (v. Figura 6.16). Si noti che la frequenza del dato fornito in output dal modello, al contrario dei dati satellitari, ha una frequenza giornaliera, è stato quindi possibile il confronto solo fra dati corrispondenti ai giorni per i quali sono disponibili misure satellitari. Per quanto riguarda le misurazioni registrate a Pontelagoscuro non è stato necessario adottare questa accortezza, essendo presenti tutti i dati giornalieri da confrontare con le simulazioni.

La valutazione della bontà dei risultati ottenuti è stata affidata, non solo ai coefficienti di efficienza, ma anche agli scatter plot costruiti in modo da avere in ascissa i dati osservati ed in ordinata i dati simulati dal modello. La perfetta organizzazione lungo la bisettrice del quadrante indica la corrispondenza fra simulato ed osservato. Nel caso in cui due o più configurazioni forniscano risultati di efficienza del modello vicini, si reputa più corretto scegliere come migliore, quella che presenta la somma dei coefficienti (NSE) più alta.

6.2.1 Modello LiDAR

Si riportano i coefficienti di scabrezza utilizzati ed i relativi coefficienti di NSE ed RMSE (v. tabella 6.4) ottenuti per le tre stazioni idrometriche utilizzate per la calibrazione. Per l'alveo inciso, suddiviso in tre sottobacini, è stato utilizzato un diverso coefficiente di scabrezza per ogni tratto. Vista la marginale influenza (v. par 6.1.1) dei coefficienti utilizzati per i piani golenali, questi ultimi sono stati considerati costanti lungo tutta l'asta d'interesse e pari a 0.1.

Tabella 6.4 Valori assunti da NSE e RMSE, per le Virtual Station e Pontelagoscuro al variare del coefficiente di Manning

LIDAR	MANNING'S [$S \cdot M^{-1/3}$]				
	CHANNEL	FLOODPLAIN	VS1	VS2	PL
NSE [-]	0.05-0.045-0.03		0.41	0.60	0.93
RMSE [m]	0.1		0.95	1.16	0.45

Anche in questo caso, l'ottima riproduzione della geometria d'alveo fornita dal modello LiDAR ha permesso il raggiungimento di efficienze di calibrazione molto soddisfacenti. Il valore migliore è stato raggiunto in corrispondenza della stazione strumentata di Pontelagoscuro (NSE = 93%), soprattutto per il gran numero di dati utilizzabili per il confronto fra simulato ed osservato.

Si riportano, di seguito, gli scatter plot (v. Figura 6.17) ed il confronto fra le altezze idrometriche simulate ed osservate durante il periodo in analisi (v. Figura 6.18) relativi alla migliore configurazione mostrata in tabella 6.4.

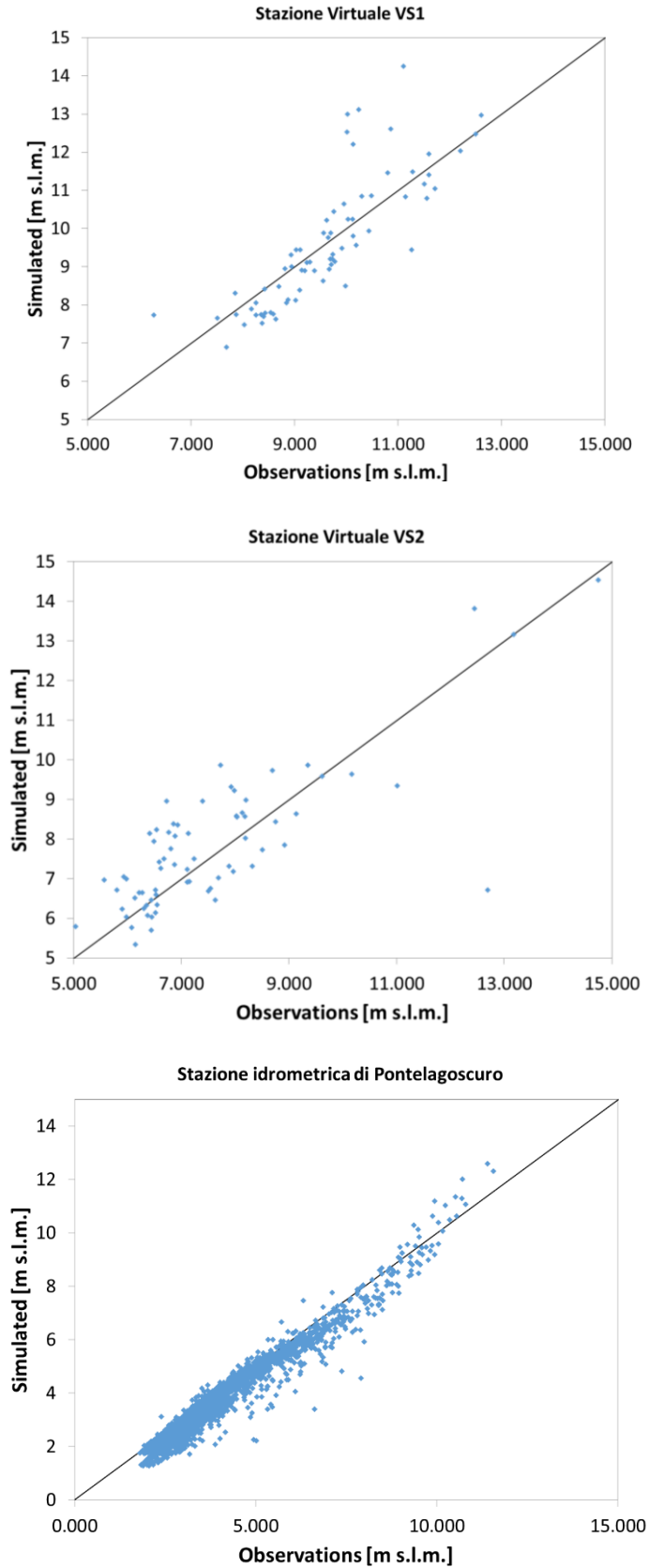


Figura 6.17 Scatter plot rappresentati in base ai dati osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello LiDAR nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE per la VS1, VS2 e la stazione strumentata di Pontelagoscuro. (Coefficienti di Manning $n_{channel}=n_{floodplain}$, $n_1=0.05$ $n_2=0.045$ $n_3=0.03$)



Figura 6.18 Confronto fra gli idrogrammi osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello LiDAR nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. Risultati ottenuti per le tre stazioni di misura VS1, VS2 e Pontelagoscuro. (Coefficienti di Manning $n_{\text{channel}}=n_{\text{floodplain}}$, $n_1=0.05$ $n_2=0.045$ $n_3=0.03$)

6.2.2 Modello SRTM

In questo caso la prima simulazione è stata effettuata utilizzando gli stessi coefficienti di scabrezza individuati per le condizioni di piena, successivamente ne sono stati utilizzati di diversi per i tre sottobacini specificati in precedenza. In questo caso verranno mostrati i risultati delle calibrazioni in due differenti tabelle, una per la NSE (v. tabella 6.5) ed un'altra per il RMSE (v. tabella 6.6).

Tabella 6.5 Valori assunti dal coefficiente di Nash-Sutcliffe per le Virtual Station e Pontelagoscuro al variare del coefficiente di Manning

DTM	MANNING'S [$S \cdot M^{-1/3}$]		NS [-]		
	CHANNEL	FLOODPLAIN	VS1	VS2	PL
SRTM	0.015	0.8	-2.04	-0.75	-0.75
	0.009-0.0095-0.01	0.009-0.0095-0.01	-1.06	-0.35	0.60

Tabella 6.6 Valori assunti dal RMSE per le Virtual Station e Pontelagoscuro al variare del coefficiente di Manning

DTM	MANNING'S [$S \cdot M^{-1/3}$]		RMSE [M]		
	CHANNEL	FLOODPLAIN	VS1	VS2	PL
SRTM	0.015	0.8	2.16	2.43	2.00
	0.009-0.0095-0.01	0.009-0.0095-0.01	1.78	2.14	0.95

Un gran numero di simulazioni ha mostrato la tendenza del modello a richiedere coefficienti di scabrezza molto bassi, al fine di riuscire a simulare in modo più o meno corretto il fenomeno in analisi. I valori di NSE ottenuti utilizzando gli stessi coefficienti Manning del modello di piena, sono tutti negativi, indicando che il valor medio delle misurazioni riuscirebbe ad approssimare il tirante meglio delle simulazioni stesse. Per poter ottenere dei valori credibili in termini di efficienza, si è dovuti ricorrere a coefficienti di scabrezza particolarmente ridotti e privi di alcun significato fisico. La necessità di dover abbassare così tanto la scabrezza del fondo è da considerarsi sintomo di una sovrastima sistematica del livello da parte del

modello, sicuramente imputabile al DEM utilizzato che per sua natura, nella sua configurazione originale, non è in grado di riprodurre in maniera adeguata le caratteristiche dell'alveo inciso a causa della presenza d'acqua al momento dell'acquisizione.

Si ritiene, comunque, importante mostrare, anche in questo caso, gli scatter plot (v. Figura 6.19) ed il confronto fra le altezze idrometriche simulate ed osservate, durante il periodo in analisi (v. Figura 6.20) relativi alla seconda configurazione mostrata nelle tabelle 6.5 e 6.6. La rappresentazione grafica, molto utile nell'analisi del problema, consente di avere un'idea più precisa dell'errore ottenuto dalle simulazioni. Al contrario delle funzioni obiettivo che riassumono tutto il processo di calibrazione in un numero, dagli scatter plot e dall'andamento nel tempo dei tiranti idrici è possibile valutare risultato per risultato l'errore ottenuto. Da entrambi si evince la costante sovrastima da parte del modello dei risultati osservati, tranne che per valori osservati molto alti dove, quest'ultimo, stima altezze idrometriche decisamente più basse.

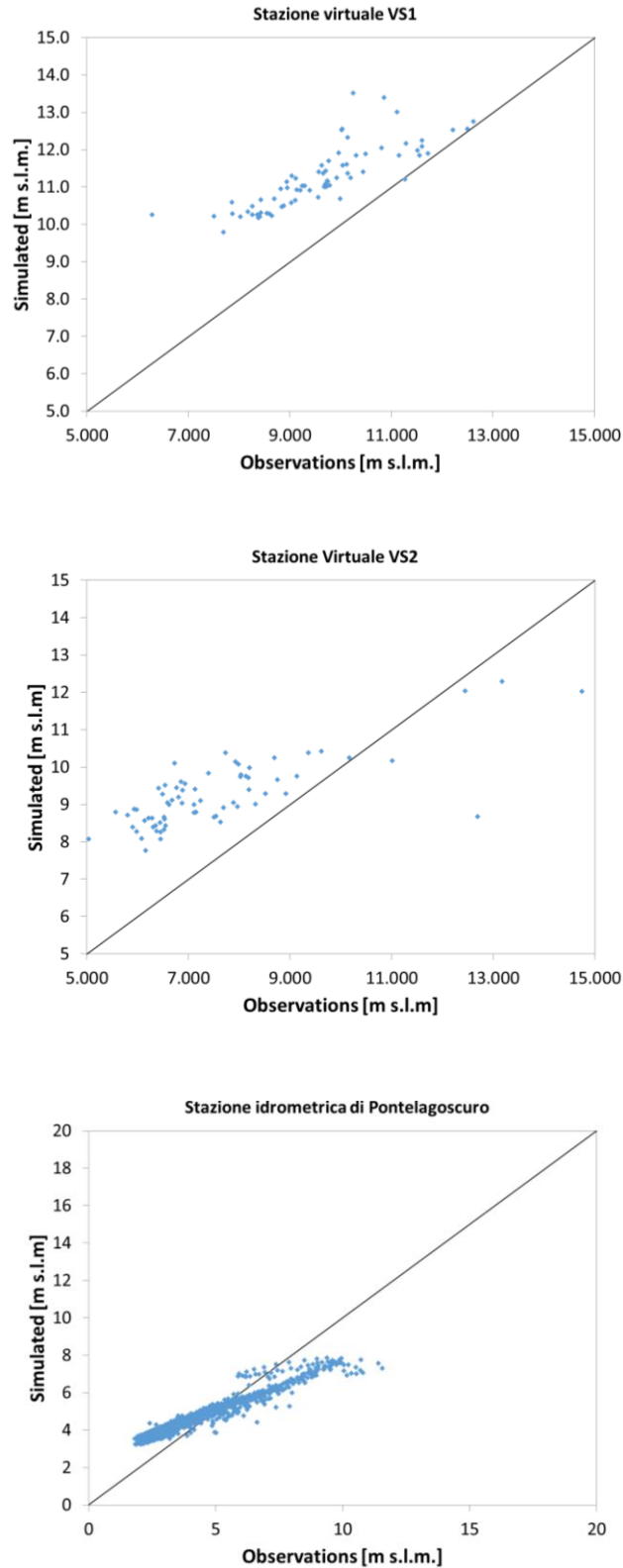


Figura 6.19 Scatter plot rappresentati in base ai dati osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello SRTM nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE per la stazione idrometrica di Pontelagoscuro. Da sinistra verso destra vengono presentati i risultati ottenuti per la VS1, VS2 e la stazione strumentata di Pontelagoscuro. (Coefficienti di Manning $n_{\text{channel}}=n_{\text{floodplain}}$, $n_1=0.009$ $n_2=0.0095$ $n_3=0.01$)



Figura 6.20 Confronto fra gli idrogrammi osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello SRTM nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. Risultati ottenuti per le tre stazioni di misura VS1, VS2 e Pontelagoscuro. (Coefficienti di Manning $n_{\text{channel}}=n_{\text{floodplain}}$, $n_1=0.009$ $n_2=0.0095$ $n_3=0.01$)

La figura 6.20 mostra che il modello riesce prevedere correttamente l'andamento dei valori assunti dai tiranti idrici, mostrando errori solamente nella stima dei massimi e minimi valori osservati, per i quali si ottiene un delta di circa ± 2 metri.

Il risultato a cui si è pervenuti, non è molto soddisfacente e conferma quanto già osservato in altri studi (v. ad es. Yan et al., 2013): mentre per le condizioni di piena, il modello riesce a simulare correttamente i dati osservati, sebbene sia necessario l'utilizzo di coefficienti di Manning molto bassi, per deflussi più contenuti la forma e l'approfondimento dell'alveo inciso risultano essere fondamentali.

Nel successivo capitolo verranno presentate alcune metodologie adottate nell'intento di migliorare la stima del fondo alveo a partire dal DEM SRTM. Per ognuna verranno, inoltre, presentati i risultati ottenibili dal modello a seguito di dette migliorie.

7. MODIFICHE AL DEM SRTM

Al fine di migliorare l'efficienza del modello basato sulla geometria fluviale estratta dall'SRTM, si è pensato di modificare la profondità dell'alveo inciso, cercando di ottenere, attraverso due tipi di approcci nettamente differenti, un valore di abbassamento da utilizzare per modificare la geometria stessa del DEM. Sono state adottate tre metodologie che sfruttano criteri idraulici (v. metodo 1) e morfologici (v. metodi 2 e 3). Sono di seguito descritte, partendo da quella che richiede il maggior numero di informazioni tradizionali (in-situ), fino a raggiungere quella per la quale non sono necessarie.

Per ogni valore di abbassamento del fondo dell'alveo inciso ottenuto, sono state effettuate nuove calibrazioni e discussi i risultati, mediante l'ausilio di scatter plot e dei grafici confrontanti i valori dei tiranti idrici osservati e simulati, relativamente al periodo d'interesse.

Informazioni necessarie metodo 1 (v. par 7.1):

- DEM da analizzare;
- Tiranti idrici registrati presso almeno una stazione strumentata.

Informazioni necessarie metodo 2 (v. par 7.2.1):

- DEM da analizzare;
- Misurazione diretta della geometria di alcune sezioni trasversali.

Informazioni necessarie metodo 3 (v. par 7.2.2):

- DEM da analizzare.

7.1 Modifica al DEM attraverso approccio puramente idraulico

Il primo dei tre metodi, richiede la conoscenza di almeno una serie storica di tiranti idrici, registrata presso una stazione idrometrica tradizionale. Si ricorda che come segnalato in precedenza, possedere questa serie di dati risulta comunque auspicabile ai fini delle calibrazioni, come integrazione alle informazioni idrometriche satellitari (v. ad es. Domeneghetti et al., 2014).

La stazione idrometrica che ha registrato i dati utilizzati in questo caso, è quella nel comune di Borgoforte (MN). Grazie alla conoscenza di queste informazioni è stato possibile valutare, con approccio probabilistico, il livello mediamente occupato dall'acqua all'interno dell'alveo inciso. Una volta ottenuto questo valore è stato possibile sottrarlo alle quote inizialmente fornite dal DEM ottenendo, per ogni sezione trasversale, nuovi valori rappresentanti il fondo.

La strategia adottata verrà suddivisa in vari passaggi mostrando in che modo sia stato ottenuto il valore di correzione adottato. Nello specifico verranno mostrati alcuni esempi facendo riferimento alla VS2:

- Per ogni Virtual Station, utilizzando le misurazioni registrate dai satelliti ERS-2 ed ENVISAT, è stato possibile calcolare una frequenza di superamento per ogni tirante misurato attraverso la formula riportata di seguito. Ciò ha permesso la costruzione di due curve di durata, una per ogni VS, quella riferita alla VS2 è mostrata in figura 7.1.

$$F = \frac{i}{n+1} \quad 1 \leq i \leq n$$

L'espressione calcola la frequenza di superamento per ogni livello di tirante misurato dalle missioni ERS-2 ed ENVISAT. I tiranti registrati sono stati ordinati in ordine decrescente, associando ad ognuno un valore di i da 1 a n . Dove n è il numero di misurazioni effettuate, per il periodo di tempo in esame, dalla Virtual Station. Il valore di F tende a 0 per $i=1$ e ad 1 per $i=n$.

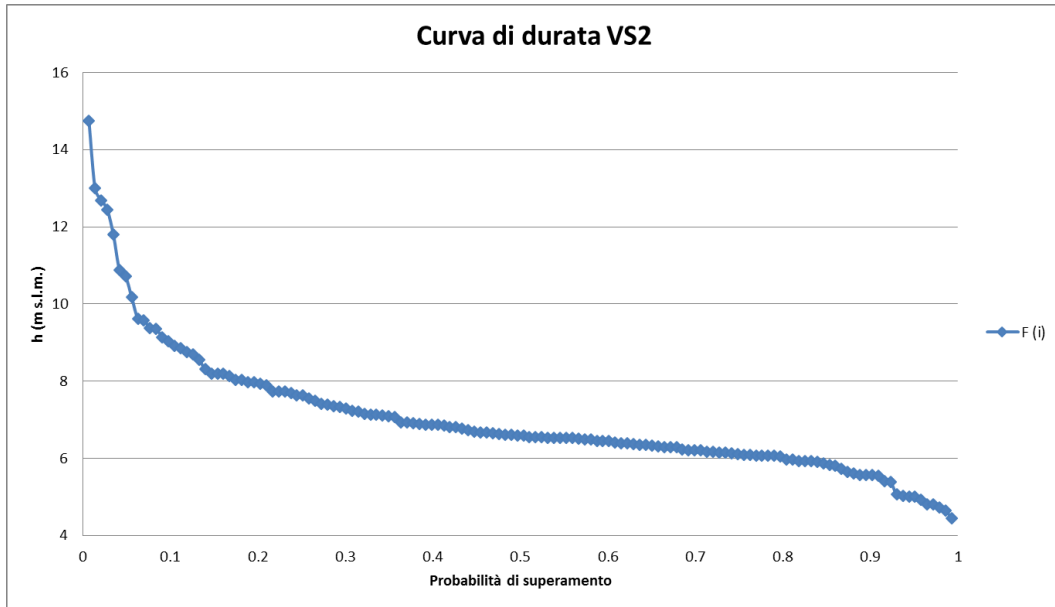


Figura 7.1 Curva di probabilità relativa alla Virtual Station 2, l'ascissa indica la probabilità che il tirante in ordinata venga superato, una probabilità alta (prossima all'unità) indica un livello relativamente basso e superato per la maggior parte dei giorni dell'anno. Il livello più basso corrisponde alla quota di 4.44 m s.l.m..

- Presa la geometria della sezione fluviale in corrispondenza delle VS è stato estratto il valore più basso dell'alveo, rappresentativo del fondo sezione secondo il modello SRTM originale. Nel caso della sezione VS2 il fondo è posto a quota 5 metri (v. figura 7.2);

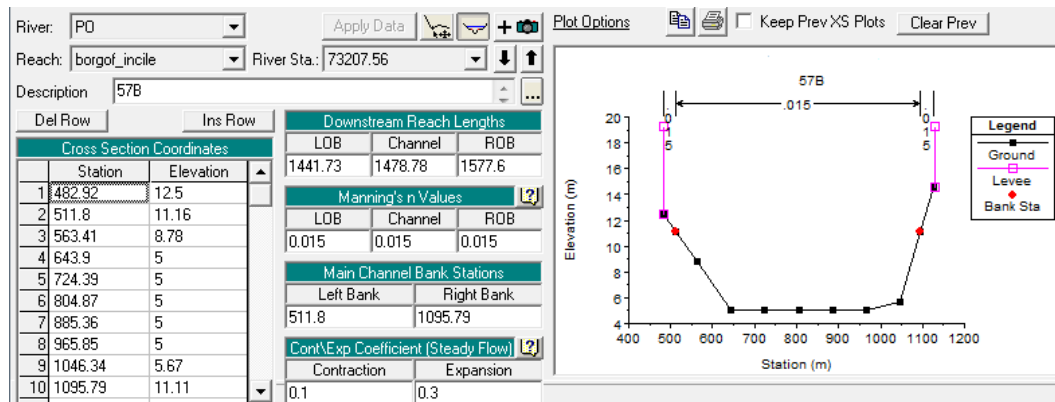


Figura 7.2 Screenshot della finestra “cross section data” del programma HEC-RAS, relativa alla sezione associata alla VS2. La tabella che raccoglie le coordinate piane della sezione, mostra che i punti più bassi dell'alveo inciso sono cinque con quota pari a 5 metri.

- Alla quota minima individuata per la generica VS è stata quindi associata una probabilità di superamento mediante la curva di durata dei livelli registrati da satellite. I valori ottenuti sono, per entrambe le sezioni, superiori al 90%.

Dagli annali idrologici, parte seconda, è possibile ottenere dati storici relativi alla durata ed una scala numerica delle portate in corrispondenza delle varie stazioni idrometriche. In primo luogo è stata utilizzata la tabella di durata delle portate (v. figura 7.3), nella quale sono raccolte, per alcuni valori di durata, le portate mediamente registrate fra gli anni 1924-2010.

La durata della generica portata Q è definita come il numero di giorni nell'anno, non necessariamente consecutivi, nei quali la portata media giornaliera ha un'assegnata probabilità di uguagliare o superare Q.

54 - PO a BORGOFORTE (MIr)

Anno 2011

CARATTERISTICHE DELLA STAZIONE: Bacino di dominio Km² 62450. Altitudine max 4807 m s.m. (M. Bianco). Distanza dalla foce in mare Km 184. Inizio osservazioni anno 1923. Inizio misure anno 1924. Quota zero idrometrico 14.50 m s.m. Altezze idrometriche: max m. 9.96 (14 nov. 1951); minima m. -3.84 (23 lug. 2006). Portate: max m³/s 12047 (9 ott. 2000); m minima m³/s 209 (19 mag. 1965); media m³/s 1373 (1924-1990 e 1993 e 1996-2000 e 2003-2011).

NOTE: Gli anni 1943 e 1944 elaborati nella tabella dei valori storici si riferiscono alla stazione di Roncocorrente.

PORTATE MEDIE GIORNALIERE in m ³ /s													
Giorno	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	
1	2010	1320	1510	1780	1150	768	764	751	937	858	1200		
2	1920	1330	1470	1670	1160	851	757	635	833	912	855	1200	
3	1830	1320	1480	1590	1110	1650	704	569	926	890	869	1200	
4	1770	1280	1450	1560	1040	1850	635	517	1020	894	869	1300	
5	1710	1240	1390	1560	978	2140	606	478	1260	883	1140	1210	
6	1650	1210	1440	1580	898	2650	575	475	1520	890	3040	1200	
7	1670	1210	1400	1570	858	2760	594	619	1570	876	3990	1160	
8	1840	1210	1350	1520	837	2860	538	661	1390	880	4720	1130	
9	1860	1220	1320	1500	812	2820	587	806	1260	862	5540	1090	
10	1860	1210	1290	1520	788	2730	594	890	1210	840	5600	1070	
11	2290	1180	1260	1570	785	2500	600	855	1160	830	5030	1030	
12	2260	1160	1230	1580	816	2240	651	812	1110	826	3890	1030	
13	2050	1130	1220	1520	830	2040	641	757	1080	837	2860	1080	
14	1870	1130	1680	1480	876	1910	609	704	1050	833	2470	1060	
15	1760	1150	2330	1420	963	1720	1080	704	1040	819	2190	1090	
16	1680	1230	2840	1360	1090	1560	1430	680	1020	806	1950	1060	
17	1630	1980	4180	1280	1120	1410	1250	619	1010	799	1800	1120	
18	1580	2310	5010	1200	1000	1320	1130	578	996	816	1690	1050	
19	1550	2040	4830	1110	919	1410	1160	562	1220	826	1600	1010	
20	1540	1760	3390	1020	851	1680	1440	550	1730	912	1530	974	
21	1530	1670	2830	945	795	1670	1700	550	1510	970	1510	948	
22	1490	1540	2620	905	744	1450	1790	553	1360	883	1480	945	
23	1450	1460	2350	887	674	1280	1630	526	1240	819	1420	922	
24	1410	1400	2150	894	613	1170	1560	555	1150	799	1370	926	
25	1390	1350	2020	919	572	1160	1510	550	1090	869	1330	890	
26	1360	1310	1940	912	544	1040	1400	578	1050	1580	1300	876	
27	1360	1280	1870	887	533	894	1280	625	1020	1520	1260	865	
28	1350	1300	1850	865	717	802	1200	671	997	1140	1240	858	
29	1330	1940	919	1060	737	1120	1020	694	989	1030	1220	855	
30	1300	1860	1000	934	785	1020	704	704	970	937	1210	848	
31	1300	1800		788			865		710		887		840

ELEMENTI CARATTERISTICI PER L'ANNO 2011													
	ANNO	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
Q max (m ³ /s)	5600	2290	2310	5010	1780	1160	2860	1790	890	1730	1550	5600	1300
Q media (m ³ /s)	1320	1660	1390	2110	1280	866	1660	1010	642	1150	915	2200	1030
Q minima (m ³ /s)	475	1300	1130	1220	865	538	737	538	475	751	799	855	840
Q media (1/5 Km ²)	21.2	26.6	22.3	33.7	20.5	13.9	26.6	16.2	10.3	18.4	14.7	35.2	16.6
Deflusso (mm)	668.4	71.4	53.8	90.3	53.3	37.2	69.0	43.5	27.6	47.8	39.2	91.1	44.3
Afflusso meteorico (mm)	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Coefficiente di deflusso	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»

ELEMENTI CARATTERISTICI PER IL PERIODO 1924 - 1990 e 1993 e 1996 - 2000 e 2003 - 2010													
	11800	4770	6110	6170	6850	9200	6880	4420	5100	8390	11800	11300	7450
Q max (m ³ /s)	1370	1080	1150	1370	1420	1860	1680	1060	876	1220	1620	1800	1310
Q media (m ³ /s)	209	472	517	511	276	209	241	218	234	271	365	494	451
Q minima (m ³ /s)	21.9	17.2	18.4	21.9	22.8	29.8	26.9	17.0	14.0	19.6	25.9	28.8	21.0
Deflusso (mm)	692	46	45	59	59	80	70	45	38	51	69	75	56
Afflusso meteorico (mm)	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Coefficiente di deflusso	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»

DURATA DELLE PORTATE				SCALA NUMERICA DELLE PORTATE							
Giorni	2011		1924-2010	Altezza Idrometrica m	Portata m ³ /s	Altezza Idrometrica m	Portata m ³ /s	Altezza Idrometrica m	Portata m ³ /s	Altezza Idrometrica m	Portata m ³ /s
	m ³ /s	m ³ /s	m ³ /s								
10	3390	3900		-2.69	475	-2.20	621	-1.00	1040	1.80	2260
30	2150	2690		-2.65	485	-2.10	654	-0.80	1120	2.60	2640
60	1720	2040		-2.60	499	-2.00	687	-0.60	1200	3.40	3090
91	1530	1670		-2.55	513	-1.90	722	-0.20	1370	4.20	3610
135	1330	1320		-2.50	527	-1.80	756	0.20	1540	5.00	4180
182	1160	1070		-2.45	542	-1.60	827	0.60	1710	5.80	4900
274	869	753		-2.40	557	-1.40	898	1.00	1890	6.35	5600
355	550	422		-2.30	588	-1.20	971	1.40	2070		

Figura 7.3 Pagina degli annali idrologici (parte II) relativa al fiume Po in corrispondenza della stazione idrometrica di Borgoforte .

- Partendo dalla tabella di durata disponibile per la sezione strumentata di Borgoforte, è stato possibile calcolare a quali portate fosse possibile associare le probabilità di superamento precedentemente ottenute per le VS;
- Noto questo valore di portata, utilizzando la scala numerica, è stato possibile individuare anche il relativo valore di altezza idrometrica associato ed il corrispondente tirante idrico;

Il valore di quest'ultimo, associato alla probabilità di superamento calcolata per il fondo del DEM, rappresenta l'ipotetico tirante presente in alveo al momento dell'acquisizione radar.

L'altezza idrometrica, così ottenuta, è stata sottratta ai punti più depressi di tutte le sezioni trasversali costituenti l'asta d'interesse.

Nella tabella 7.1 vengono riepilogate, per entrambe le stazioni virtuali, la frequenza di superamento, la portata associata ed il valore di abbassamento/tirante idrico ottenuto.

Tabella 7.1 elenco dei dati ottenuti per le due Virtual Station utilizzando le informazioni ricavate dagli annali idrologici relative alla stazione idrometrica di Borgoforte (MN).

STAZIONE IDROMETRICA DI BORGOFORTE

SEZIONE AIPO	VS	QUOTA MINIMA FONDO [m]	F (i)	Q [m ³ /s]	Δh [m]
54A	1	7	0.97	479.21	-2.68
57B	2	5	0.95	491.47	-2.62

Il/I punto/i costituenti il fondo dell'alveo inciso, hanno subito un abbassamento pari a 2.6 metri. Un esempio, della modifica apportata alle sezioni, è riportato in figura 7.4.

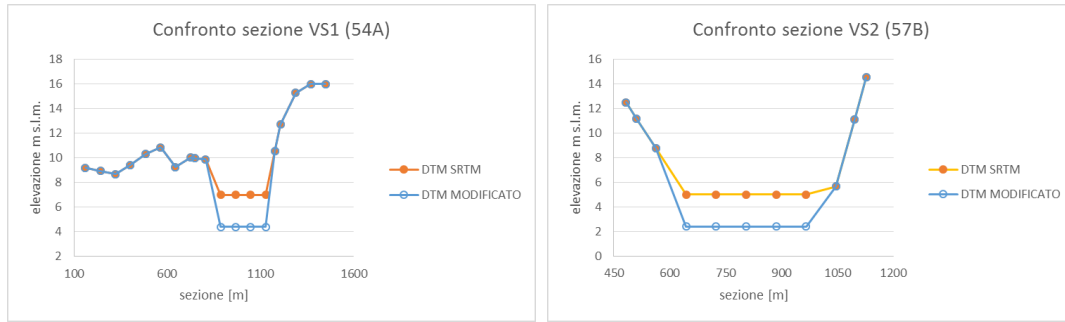


Figura 7.4 Confronto fra sezioni originalmente ottenute dal DEM della missione SRTM e nuove sezioni ottenute sottraendo ai punti costituenti il fondo alveo il valore di 2.6 metri stimato in precedenza.

Dopo un gran numero di simulazioni, mirate a massimizzare l’efficienza di questo nuovo modello, denominato SRTM -2.6, si è raggiunto un risultato migliore rispetto a quanto ottenuto utilizzando il DEM di partenza. Le funzioni obiettivo NSE ed RMSE mostrano una buona similitudine fra osservato e simulato ed i coefficienti di Manning, sebbene ancora bassi rispetto a quanto ottenuto per il LiDAR, risultano maggiormente plausibili. Questa configurazione riesce, con buona approssimazione, a simulare l’andamento dei tiranti registrati nei pressi di Pontelagoscuro, ma non accade lo stesso in corrispondenza delle Virtual Station. Un’ulteriore incongruenza è legata alla necessità di aumentare i coefficienti di scabrezza andando da monte verso valle, al contrario di quanto ottenuto per il modello di riferimento. Nonostante una leggera sovrastima dei valori osservati si può affermare che questa configurazione possa considerarsi come una valida soluzione alla problematica.

Vengono riproposti di seguito i valori assunti dalle funzioni obiettivo in corrispondenza delle sezioni d’interesse e riportati, i risultati relativi alla configurazione presentata in tabella 7.2, anche in forma grafica (v. Figure 7.5 e 7.6).

Tabella 7.2 Valori assunti dai coefficienti di efficienza NSE e RMSE, per le Virtual Station e Pontelagoscuro al variare del coefficiente di Manning.

SRTM -2.6	MANNING’S [$s \cdot m^{-1/3}$]				
	CHANNEL	FLOODPLAIN	VS1	VS2	PL
NSE [-]	0.01-0.015-0.025	0.01-0.015-0.025	0.23	0.47	0.80
RMSE [m]			1.09	1.34	0.67

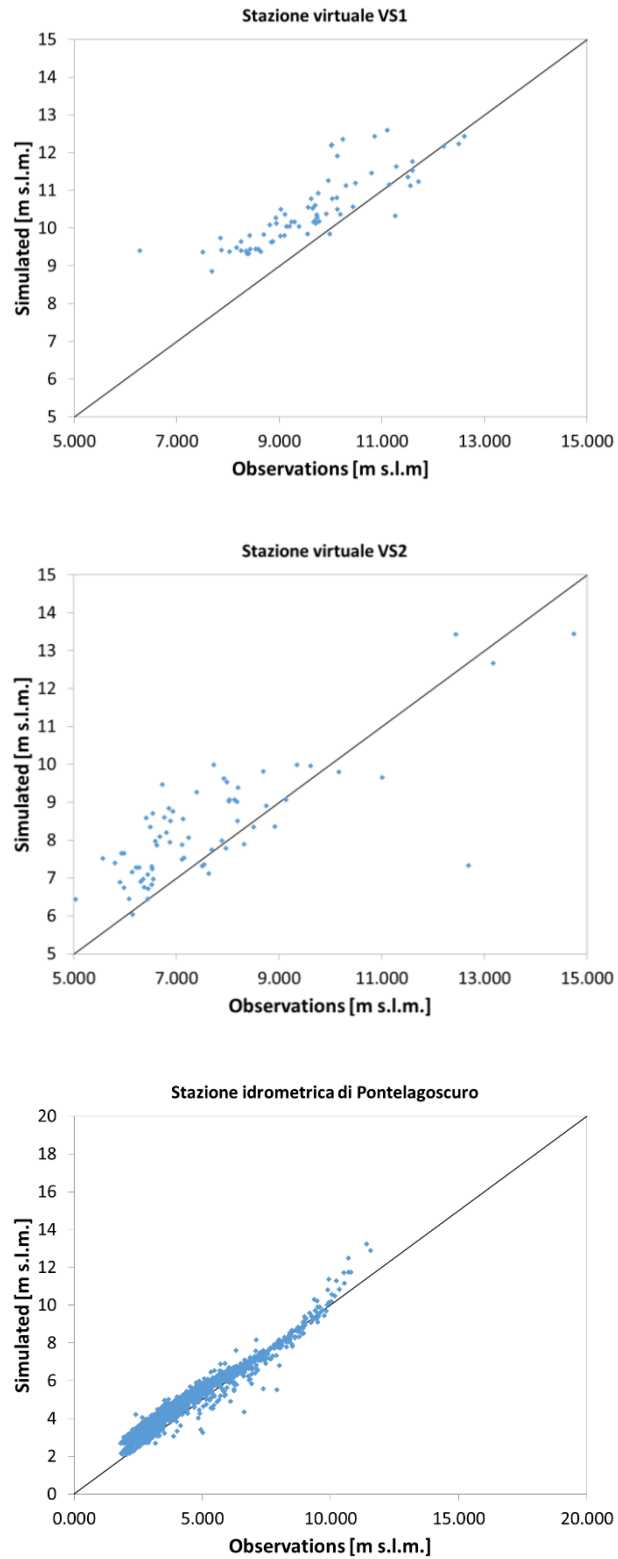


Figura 7.5 Scatter plot rappresentati in base ai dati osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello SRTM -2.6 nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. Vengono presentati i risultati ottenuti per la VS1, VS2 e la stazione strumentata di Pontelagoscuro. (Coefficienti di Manning $n_{channel}=n_{floodplain}$, $n_1=0.01$ $n_2=0.015$ $n_3=0.025$)



Figura 7.6 Confronto fra gli idrogrammi osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello SRTM -2.6 nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. Risultati ottenuti per le tre stazioni di misura VS1, VS2 e Pontelagoscuro. (Coefficienti di Manning $n_{\text{channel}}=n_{\text{floodplain}}$, $n_1=0.01$ $n_2=0.015$ $n_3=0.025$)

7.2 Modifica al DEM attraverso approccio morfologico

L'abbassamento calcolato utilizzando un approccio idraulico ha fornito risultati molto interessanti, sebbene permanga ancora una sovrastima, di quanto realmente osservato, da parte del modello. Si è pensato di poter approcciare il problema seguendo una seconda strada, che coinvolga un'analisi diretta del DEM, in modo tale da ricavare la quota di abbassamento direttamente da quest'ultimo.

Un primo approccio morfologico, molto semplicistico ed impreciso, può essere il confronto fra i due modelli fino ad ora utilizzati. Considerando i punti che, per ogni sezione, definiscono il fondo dell'alveo inciso, è possibile calcolare le differenze di quota fra i due modelli. Esistono almeno due motivi per i quali questo tipo di confronto non può e non deve essere considerato comeolutivo del problema:

- Non è possibile caratterizzare un'intera sezione considerandone solamente il punto più depresso, trascendendo dalla quota media del fondo nel suo complesso;
- Il rilievo LiDAR è stato introdotto al fine di creare un modello parallelo, con il quale confrontare i risultati delle calibrazioni e non per correggere il modello SRTM.

Il seguente tentativo mira, quindi, a fornire un'idea approssimata del valore di abbassamento che ci si dovrà aspettare dalle successive considerazioni. La media delle differenze fra i punti più bassi costituenti l'alveo inciso, calcolate sezione per sezione dei due modelli, risulta essere pari a 6.86 metri con un RMSE di 7.36, questa grande differenza è visibile anche graficamente in figura 7.7.

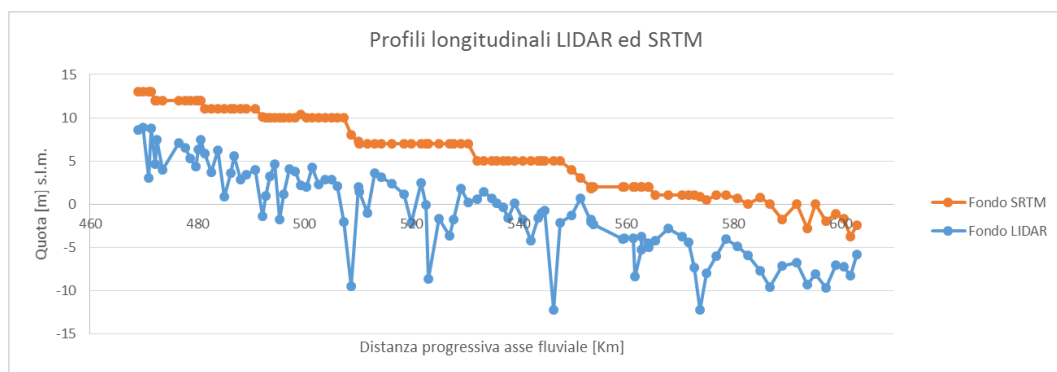


Figura 7.7 Profilo longitudinale ottenuto graficando i punti più bassi dei due modelli LiDAR ed SRTM considerati.

Un aspetto molto importante, evincibile anche dalla figura 7.7, è che il fondo del modello LiDAR, considerando rappresentativi i punti più bassi, è molto irregolare; i 6.86 metri calcolati in precedenza sono fortemente legati a queste oscillazioni. Ottenere un andamento simile, a partire dall'attuale fondo dell'SRTM, si ritiene possa essere molto difficile quanto superfluo. Osservando le sezioni trasversali del DTM LiDAR, ci si rende conto che le elevate depressioni, mostrate nel profilo longitudinale, sono quasi sempre legate ad una piccola area, mentre il resto della sezione si trova ad una quota superiore. Il tentativo di obbligare il fondo SRTM ad accomodarsi su quello fornito dal LiDAR, risulterebbe un'inutile forzatura ed una sovrastima dell'area bagnata effettivamente fornita dalle misure batimetriche.

Quanto appena detto, porta a pensare che per caratterizzare efficientemente una sezione trasversale, non ci si possa riferire alla sola quota dei punti. Il primo metodo che verrà descritto (v. par 7.2.1), si basa sulla conoscenza della geometria di alcune sezioni trasversali, in particolare si è scelto di riferirsi a quelle in cui sono posizionate le stazioni idrometriche. Questa scelta arbitraria è fortemente legata al caso di studio, per il quale sono presenti stazioni strumentate. Nell'eventualità di dover analizzare un corso d'acqua non strumentato è possibile utilizzare questo approccio, previa misurazione della geometria dell'alveo inciso in corrispondenza di alcune sezioni uniformemente distribuite lungo l'asta fluviale. La profondità dell'alveo inciso è, difatti, l'unico elemento utilizzato per il miglioramento del DEM.

Il secondo metodo con approccio morfologico (v. par. 7.2.2) è da considerarsi preferibile, sia per corsi d'acqua difficilmente raggiungibili, sia perché le informazioni necessarie sono da ricercarsi all'interno del solo DEM SRTM. Questa strada cerca di legare fra di loro le due grandezze caratterizzanti l'alveo fluviale: quote e relative larghezze disponibili per il deflusso idrico. Questo tipo di relazione, introdotta da Mersel et al. (2013) ha portato ad una stima abbastanza precisa del fondo alveo del Mississippi e del Gange, a partire da DEM ricavati da dati satellitari.

7.2.1 Metodo con interpolazione altezze alveo inciso

Come appena anticipato, il metodo descritto di seguito, utilizza informazioni geometriche relative all'alveo inciso, in corrispondenza delle stazioni strumentate presenti lungo l'asta del Po (v. Figura 7.8), a partire da quella di Spessa fino a raggiungere quella di Pontelagoscuro. Nello specifico è stata utilizzata l'altezza dell'alveo inciso. Questa informazione può essere ricavata anche per misurazione diretta (i.e. asta centimetrata), della quota del punto limite fra alveo e piani golenali e fondo alveo. In questo caso, per semplicità, queste due quote sono state ricavate dal DTM ottenuto mediante LiDAR e rilievi batimetrici. La differenza fra le due è stata considerata come la reale profondità d'alveo in corrispondenza delle sezioni indagate.

A partire da questi valori è stata ricavata una linea di tendenza che mette in relazione, la distanza progressiva della sezione alla profondità dell'alveo inciso (v. Figura 7.8).

A questo punto, per ogni sezione trasversale, nota la distanza progressiva, è stato possibile calcolare, utilizzando la linea di tendenza, un valore previsto di altezza d'alveo inciso. Il valore d'altezza così ottenuto, se sottratto alla quota del punto più alto appartenente all'alveo inciso, fornisce una nuova stima della quota del fondo. Il corretto riconoscimento del punto sommitale appartenente all'alveo inciso è, tuttavia, stato possibile solamente per 75 delle 104 sezioni costituenti l'area d'interesse.

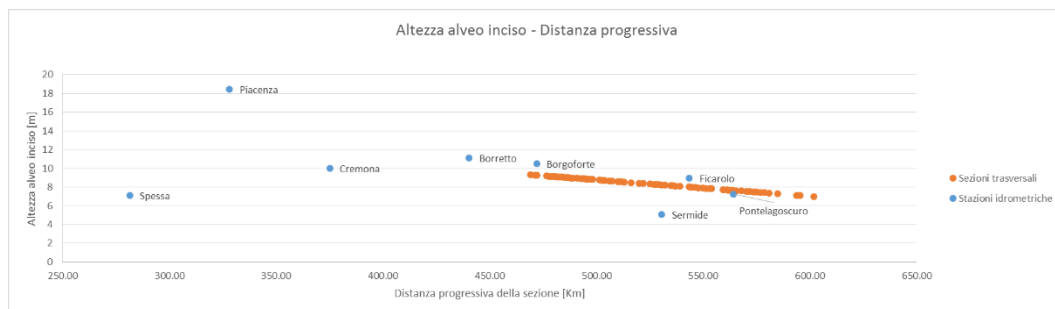


Figura 7.8 Andamento dell'altezza dell'alveo inciso al variare della distanza progressiva.

Sottraendo alla quota del fondo presente nel DEM iniziale, la nuova quota appena calcolata, si è ricavato un valore di abbassamento necessario per ognuna delle 75 sezioni trasversali.

La necessità di migliorare l'intero DTM, non solamente alcune sezioni, ha suggerito di calcolare una media dei valori di abbassamento ottenuti ed applicarla a tutte le sezioni trasversali del modello.

In questo caso il valor medio, così ottenuto, risulta essere pari a 5 metri.

7.2.2 Metodo dello slope break

L'ultimo metodo illustrato, utilizza ancora una volta come informazione chiave l'altezza dell'alveo inciso, ma questa volta viene ricavata direttamente dal DEM SRTM seguendo un semplice procedimento. L'idea di base che contraddistingue questo approccio, è quella di individuare un legame fra tirante idrico e corrispondente larghezza della sezione.

Partendo dalla quota più bassa di ogni sezione del DEM, è stata calcolata la larghezza dell'ipotetico profilo liquido nel caso di tiranti idrici crescenti con passo di 0.5 metri. Graficamente è possibile rappresentare questo legame, riportando in ascissa la larghezza della corda bagnata in una generica sezione al variare del tirante riportato in ordinata (v. pannelli di sinistra in figura 7.9). La curva individuata presenta un andamento lineare con elevata pendenza, per la prima parte, ed una flessione, con conseguente riduzione di pendenza, nell'ultima. Come intuibile, una elevata pendenza di questa curva, è indice di una sezione che all'aumentare della quota varia di poco la sua larghezza, la riduzione repentina di pendenza è invece attribuibile ad un elevato allargamento della sezione. È possibile individuare il punto esatto per il quale la pendenza varia, identificabile come il passaggio fra alveo inciso e piani golenali; questo punto prende il nome di slope break, da cui deriva il nome assegnato al metodo stesso.

Slope, in italiano pendenza, suggerisce che il metodo utilizzato per separare le due zone sia legato alla pendenza della curva trovata; un elevato incremento o riduzione di pendenza fa sì che la parte successiva della curva non venga considerata e che l'ultimo punto da considerare sia sempre quello di slope break (punto di limite e più alto appartenente all'alveo inciso).

I punti precedenti lo slope break di ogni sezione, sono stati interpolati linearmente, con l'obiettivo di individuare il valore di approfondimento per il quale

la retta raggiunge l'asse delle ordinate, corrispondente ad una larghezza dell'alveo nulla.

Questo modo di procedere funziona, ed è stato utilizzato, solo su 75 sezioni trasversali delle 104 iniziali. Le sezioni trasversali utili alla soluzione del problema sono caratterizzate principalmente da un alveo inciso ben distinguibile dai piani golenali.

La volontà di utilizzare un metodo di interpolazione lineare ha, inoltre, imposto la scelta delle sezioni con alveo inciso di altezza almeno superiore a 2 metri, ciò ha permesso di ottenere una relazione lineare fra almeno 4 punti diversi (incrementi di tirante pari a 0.5 metri). Infine, ogni punto (i) è stato accettato solo se la pendenza del segmento compreso fra i punti (i) ed (i+1) fosse compresa fra 0.7 e 2 volte la pendenza del segmento ottenuto fra (i) ed (i-1).

La differenza fra fondo fornito da SRTM e quota per la quale la larghezza diventa nulla, è stata considerata come il valore di abbassamento del fondo sezione. Non potendo calcolare un valore per tutte le sezioni trasversali, a causa dei criteri di filtraggio appena esposti, è stata calcolata la media dei valori ottenuti ed utilizzata come valore unico per l'intera asta fluviale. Il valor medio di abbassamento ottenuto, ed applicato al modello, è di 5 metri.

Si riportano di seguito, a titolo di esempio, alcuni risultati ottenuti per tre sezioni trasversali. L'immagine di sinistra fonde la rappresentazione grafica della sezione stessa alla curva che mostra il legame quota – larghezza sezione; l'immagine di destra mostra i soli punti utilizzati e la retta interpolante.

Si osservi che per le prime due sezioni mostrate in figura 7.9, il punto di slope break non coincide esattamente con il limite fra alveo inciso e piano golenale. Questa scorretta stima è stata solitamente causata dalla presenza di un secondo canale di fianco a quello in analisi. La presenza di questo elemento causa un repentino incremento di larghezza disponibile al deflusso a seguito di un piccolo aumento di quota, con conseguente attribuzione di slope break. Per tutte le sezioni trasversali per le quali è stato riscontrato questo problema, il punto di slope break è sempre preceduto da un numero di punti sufficiente all'interpolazione; si ritiene, pertanto, che il risultato non sia stato falsato dalla presenza di canali secondari.

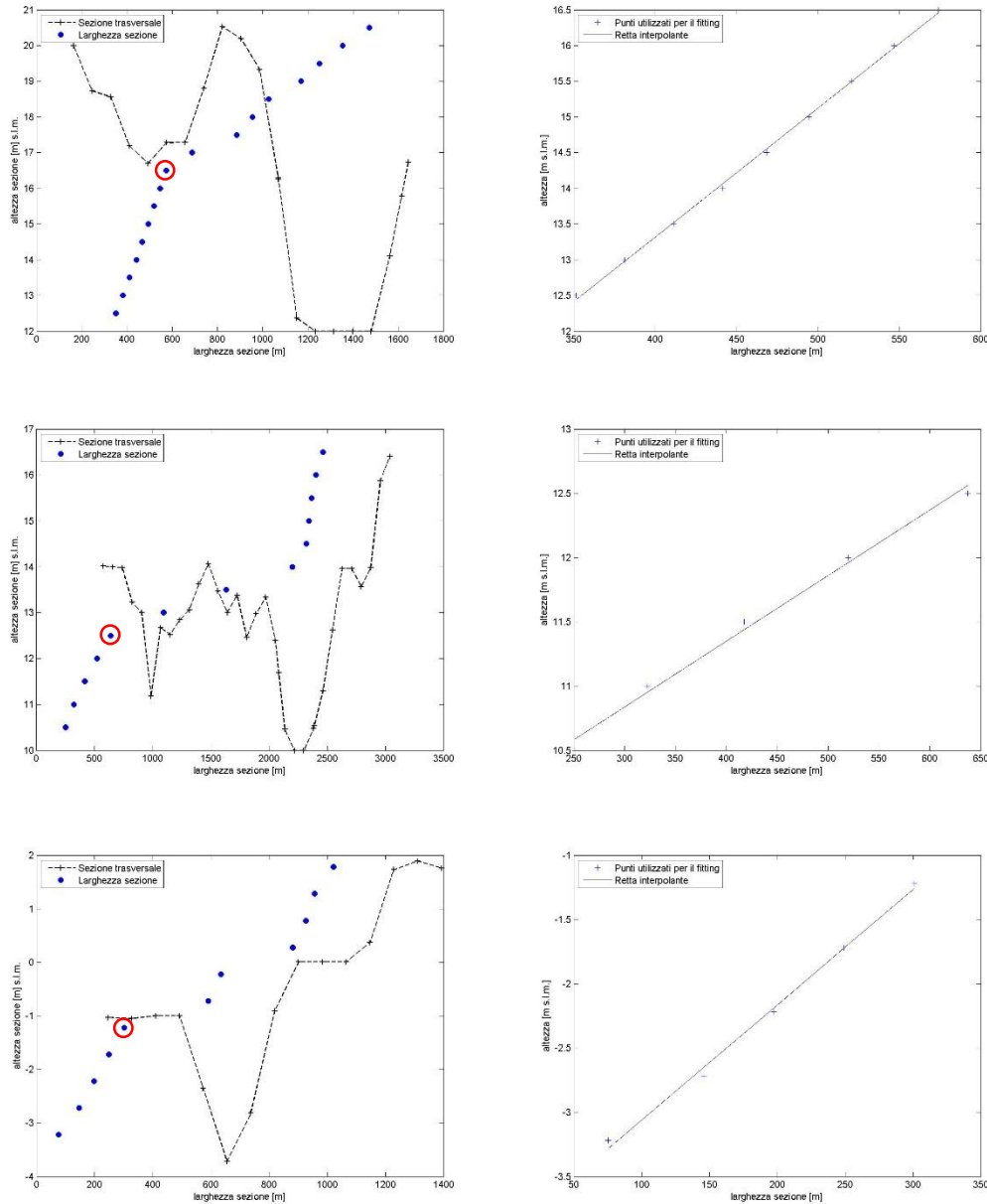


Figura 7.9 Individuazione ed interpolazione dei punti caratterizzanti le sezioni 42D, 49B e 73B. È stato cerchiato in rosso il punto considerato di slope break.

Si riporta il confronto fra i profili longitudinali del fondo alveo, come estratto dal LiDAR e come riprodotto dall’SRTM a seguito dell’abbassamento di 5 metri (v. figura 7.10).

In questo caso, la media delle differenze calcolate fra i punti più bassi caratterizzanti l’alveo inciso dei due modelli risulta essere pari a 3.4 metri con un RMSE di 4.3. Sebbene il valore del RMSE risulti ancora molto alto, dal confronto grafico è immediato constatare come l’andamento e la quota media siano paragonabili a meno delle singolarità presenti nel modello LiDAR.

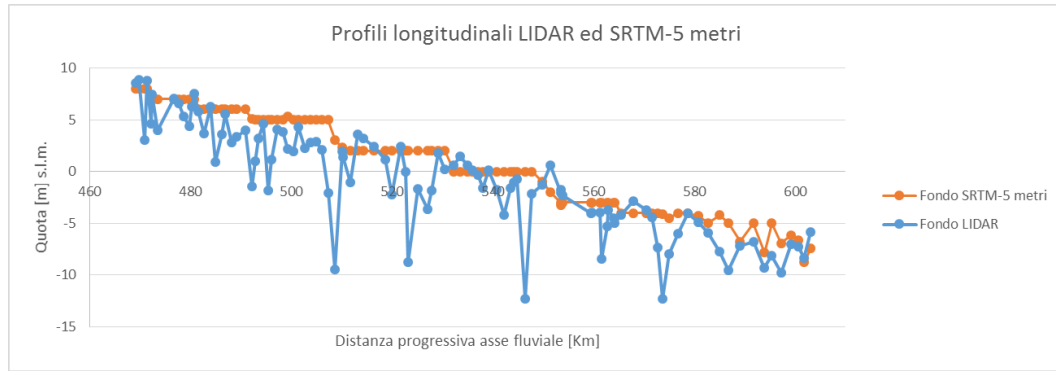


Figura 7.10 Profilo longitudinale ottenuto graficando i punti più bassi dei due modelli LiDAR ed SRTM-5 metri considerati.

Come si desume dai dati in tabella, il nuovo modello mostra valori di coefficienti di scabrezza, necessari alla calibrazione, molto vicini a quelli utilizzati per il modello LiDAR. La prima riga delle tabelle 7.3 e 7.4, infatti, raccoglie i risultati ottenuti utilizzando proprio i coefficienti di Manning necessari alla calibrazione di quest'ultimo.

Tabella 7.3 Valori assunti dal coefficiente di Nash-Sutcliffe per le Virtual Station e Pontelagoscuro al variare del coefficiente di Manning.

DTM	MANNING'S [$s \cdot m^{-1/3}$]		NSE [-]		
	CHANNEL	FLOODPLAIN	VS1	VS2	PL
SRTM -5	0.044-0.042-0.025	0.1	0.27	0.49	0.78
	0.044-0.042-0.04	0.1	0.46	0.51	0.80

Tabella 7.4 Valori assunti dal RMSE per le Virtual Station e Pontelagoscuro al variare del coefficiente di Manning.

DTM	MANNING'S [$s \cdot m^{-1/3}$]		RMSE [m]		
	CHANNEL	FLOODPLAIN	VS1	VS2	PL
SRTM -5	0.044-0.042-0.025	0.1	1.05	1.31	0.69
	0.044-0.042-0.04	0.1	0.91	1.28	0.67

A questo punto bisogna ritenersi molto soddisfatti dei risultati ottenuti. Si è riusciti ad ottenere un'ottima calibrazione del modello, utilizzando coefficienti di scabrezza simili o uguali a quelli ricavati da un modello molto più articolato come quello generato mediante laser a scansione e rilievi batimetrici. Si noti che, sebbene in corrispondenza delle VS i valori di efficienza non siano eccellenti, utilizzando coefficienti di Manning maggiori o minori di quelli mostrati, l'efficienza complessiva tende a diminuire. Le funzioni obiettivo indicano che questa scelta è la configurazione migliore ottenibile per il modello SRTM ma sappiamo, dal modello LiDAR, che è anche la migliore possibile.

Vengono riportati, di seguito, i risultati delle calibrazioni mediante scatter plot ed i livelli di tirante misurati e simulati per la durata delle simulazioni (v. Figure 7.11 e 7.12).

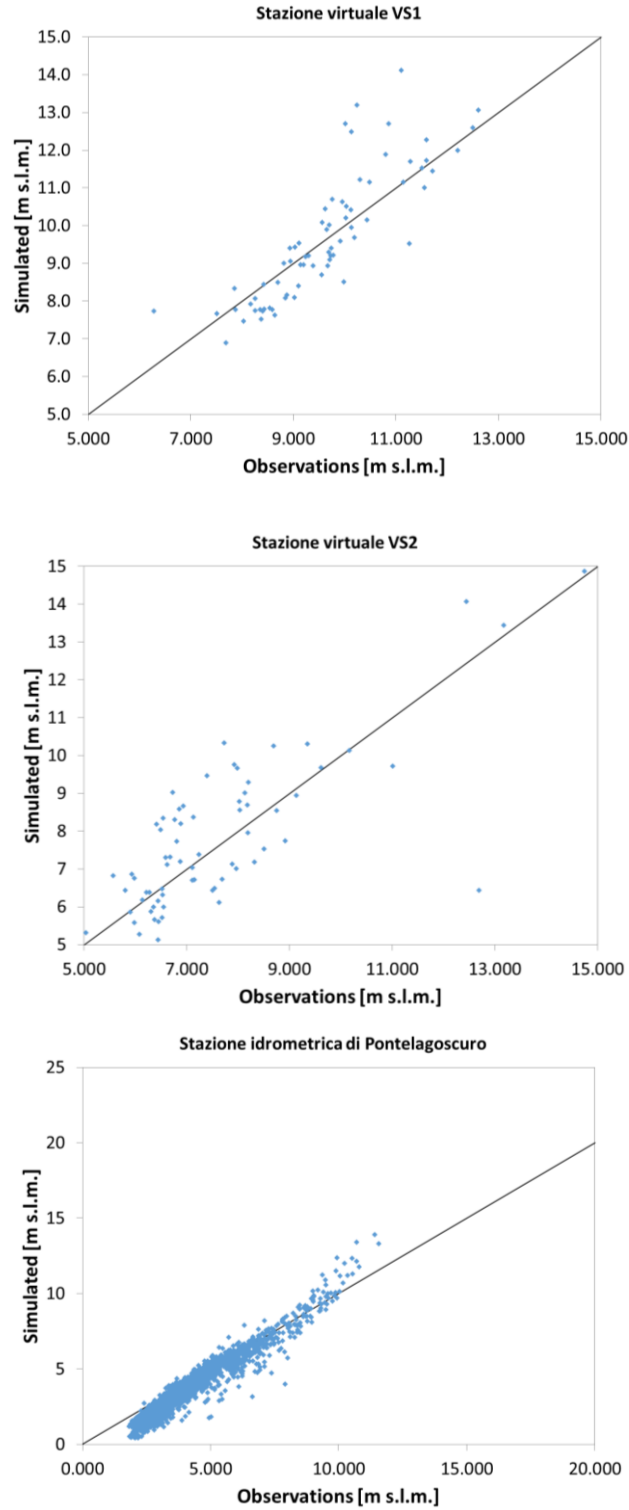


Figura 7.11 Scatter plot rappresentati in base ai dati osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello SRTM -5 nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. Da sinistra verso destra vengono presentati i risultati ottenuti per la VS1, VS2 e la stazione strumentata di Pontelagoscuro. (Coefficients di Manning $n_{1channel}=0.044$ $n_{2channel}=0.042$ $n_{3channel}=0.04$, $n_{floodplain}=0.1$)



Figura 7.12 Confronto fra gli idrogrammi osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello SRTM -5 nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. Risultati ottenuti per le tre stazioni di misura VS1, VS2 e Pontelagoscuro. (Coefficienti di Manning $n_{1channel}=0.044$ $n_{2channel}=0.042$ $n_{3channel}=0.04$, $n_{floodplain}=0.1$).

Dalle figure appena proposte risulta immediato dedurre che il nuovo DTM riesca a fornire un'approssimazione eccellente dell'andamento del tirante idrico, individuando correttamente i punti di singolarità (v. figura 7.12). Nonostante una corretta interpretazione dell'andamento generale, le quote simulate, per alcune date e soprattutto per la stazione idrometrica di Pontelagoscuro, risultano inferiori rispetto a quelle realmente osservate. Quest'ultimo aspetto è sicuramente da imputarsi alla scelta di applicare un unico valore di abbassamento a tutto il corso d'acqua, piuttosto che fornire ad ogni sezione un valore appositamente calibrato.

7.3 Calibrazione del modello modificato in condizioni di piena eccezionale

Come riproposto di seguito, anche per le condizioni di piena eccezionale il modello SRTM non riusciva a fornire un risultato convincente. Sebbene l'efficienza della calibrazione fosse molto elevata, i coefficienti di scabrezza necessari ad ottenerla, erano molto bassi rispetto a quelli ottenuti per il più affidabile modello LiDAR.

Tabella 7.5 Valori dei coefficienti di Nash-Sutcliffe e RMSE per i due modelli per valori di Manning variabili lungo l'asta fluviale.

DTM	MANNING'S [$S \cdot M^{-1/3}$]			
	CHANNEL	FLOODPLAIN	NS [-]	RMSE [m]
LIDAR	0.045-0.038-0.03	0.1	0.99	0.08
SRTM	0.02-0.016-0.012	0.08	0.96	0.13

Il DEM SRTM è da considerarsi molto affidabile per quanto riguarda le quote riferite al "terreno nudo" (par. 3.2.1) e quindi ai piani golenali. Il problema precedentemente affrontato in questo capitolo riguarda una errata lettura della quota di fondo, a causa della presenza di acqua al momento dell'acquisizione all'interno del solo alveo inciso. È bene, quindi, sottolineare come il nuovo modello possa sicuramente avvicinarsi ai risultati ottenuti dal modello LiDAR poiché si ritiene che il fondo dell'intera sezione sia, ora, correttamente rappresentato.

I risultati ottenuti confermano quanto appena asserito, i coefficienti di scabrezza utilizzati per queste ulteriori calibrazioni risultano leggermente più alti rispetto a quelli utilizzati per il LiDAR ma sicuramente più veritieri e confrontabili con questi ultimi. Si ricordi che i coefficienti di Manning a cui si fa riferimento, non rappresentano propriamente la scabrezza del fondo ma inglobano anche tutti gli errori legati al modello. La seconda riga della tabella 7.6 è stata inserita allo scopo di mostrare che, utilizzando gli stessi valori di scabrezza che calibrano il modello LiDAR, il nuovo modello SRTM risponde molto bene con coefficienti di efficienza già accettabili. La configurazione di calibrazione, tuttavia, mostra risultati migliori e con valori di efficienza comunque vicini a quelli del modello di confronto.

Tabella 7.6 Valori dei coefficienti di Nash-Sutcliffe e RMSE forniti dai due modelli calcolati per valori di Manning variabili lungo l'asta fluviale.

MANNING'S [$S \cdot M^{-1/3}$]				
DTM	CHANNEL	FLOODPLAIN	NS [-]	RMSE [m]
LIDAR	0.045-0.038-0.03	0.1	0.99	0.08
SRTM-5	0.045-0.038-0.03	0.1	0.68	0.75
SRTM-5	0.055-0.045-0.04	0.1	0.99	0.11

Lo scatter plot (v. Figura 7.13) ed il profilo longitudinale (v. Figura 7.14), rendono maggiormente l'idea di quanto, a seguito di una piccola modifica, il modello SRTM possa essere preciso ed affidabile, nella valutazione dei tiranti idrici e di tutte le grandezze in gioco all'interno di un alveo fluviale, anche in condizioni di piena. Se è vero che si riescano ad ottenere risultati soddisfacenti, per le condizioni di piena eccezionale, senza alterare in alcun modo il DEM, è anche vero che migliorare la rappresentazione geometrica del fondo alveo ha portato a risultati decisamente migliori ed auspicabili da qualsiasi modello idraulico.

Si ritiene importante sottolineare, ancora un'ultima volta, che i risultati ottenuti con il modello LiDAR sono presenti solo per mero confronto e che quanto ottenuto per SRTM prescinde da essi.

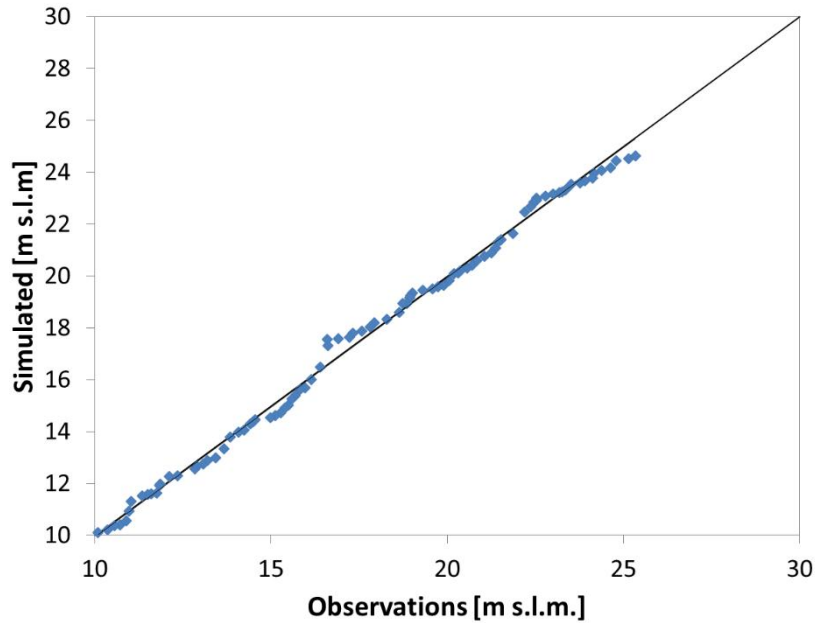


Figura 7.13 Scatter plot rappresentato in base ai dati osservati e simulati in calibrazione per la combinazione dei coefficienti di scabrezza che ottimizzano il modello SRTM nel suo complesso secondo le funzioni obiettivo NSE ed RMSE. (Coefficienti di Manning $n_{1channel}=0.055$ $n_{2channel}=0.045$ $n_{3channel}=0.04$ $n_{floodplain}=0.1$)

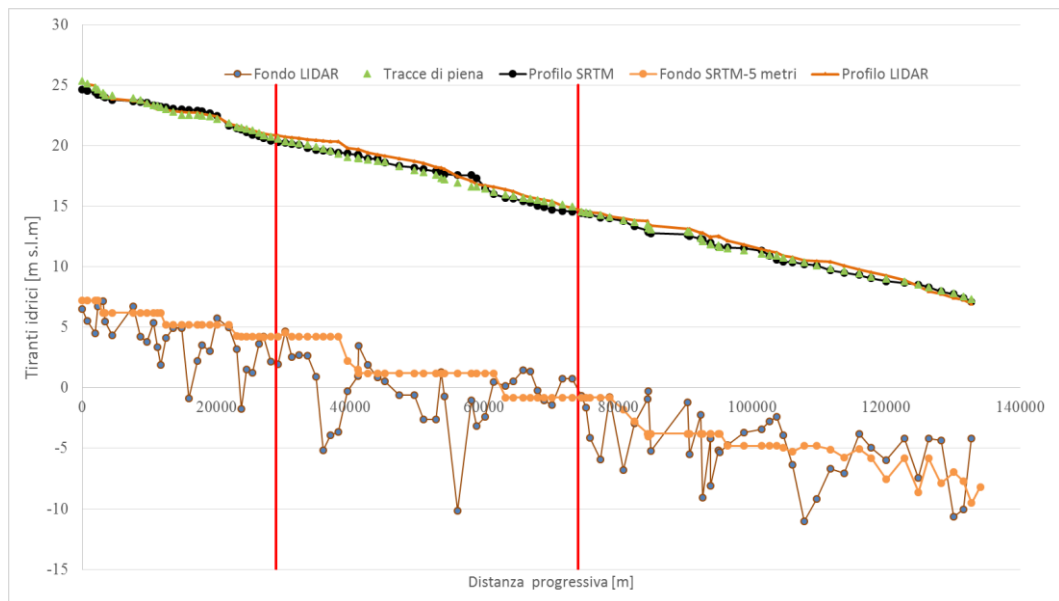


Figura 7.14 Confronto fra profilo osservato e simulato con modello SRTM, le due linee rosse indicano le sezioni in cui è stato effettuato il cambio coefficiente di Manning (Coefficienti di Manning $n_{1channel}=0.055$ $n_{2channel}=0.045$ $n_{3channel}=0.04$ $n_{floodplain}=0.1$). L'andamento del fondo alveo è stato rappresentato utilizzando i valori minimi assunti in ogni sezione trasversale dal modello LiDAR ed SRTM modificato.

8. CONCLUSIONI

Quanto presentato ha cercato di indagare molteplici aspetti in parallelo:

- Utilizzo di un DEM di origine satellitare (i.e. SRTM) al fine di riprodurre la geometria di un corso d'acqua;
- Utilizzo di informazioni globalmente disponibili (v. ad es. OSM), per individuare correttamente le caratteristiche geo-morfologiche di un alveo fluviale (i.e. posizione arginature, alveo inciso etc.);
- Realizzazione di un modello numerico-idraulico utilizzando il DEM fornito da SRTM per la riproduzione delle condizioni di piena eccezionale e di deflusso medio;
- Calibrazione di un modello idraulico utilizzando dati tradizionali e dati idrometrici di origine satellitare (i.e. ERS-2, ENVISAT);
- Modifica dell'SRTM mediante approcci idraulici e morfologici per una miglior riproduzione dell'alveo inciso.

Le analisi effettuate hanno fatto un uso massiccio di dati telerilevati, a partire dal DEM SRTM per ricavare la geometria d'alveo, ad OSM per individuare correttamente la posizione degli elementi di interesse, fino ai tiranti idrici, misurati dai due satelliti ERS-2 ed ENVISAT, per la calibrazione in condizione di deflusso medio.

I risultati ottenuti hanno mostrato come sia possibile utilizzare il DEM SRTM, senza apportargli alcuna modifica, al fine di simulare un evento di piena eccezionale. L'efficienza nella riproduzione dell'evento in termini di NSE risulta essere molto alta, pari al 96%, necessitando, tuttavia, di coefficienti di Manning poco credibili. Benché questi coefficienti racchiudano in se tutti gli errori del modello e non rappresentino esclusivamente la scabrezza del fondo alveo, si è comunque cercato di avvicinarsi a quelli utilizzati per le calibrazioni del modello di riferimento (LiDAR + batimetrie). Dopo aver migliorato l'accuratezza dell'SRTM mediante un abbassamento dei punti costituenti l'alveo inciso, non solo l'efficienza è aumentata ma anche i coefficienti di Manning sono diventati paragonabili a quelli del modello di confronto. Nella tabella 8.1 è stato raccolto schematicamente quanto appena riassunto.

Tabella 8.1 Riepilogo dei valori assunti dalle funzioni obiettivo per i due modelli simulanti condizione di piena eccezionale, per valori di Manning variabili lungo l’asta fluviale.

MANNING’S [$S \cdot M^{-1/3}$]				
DTM	CHANNEL	FLOODPLAIN	NS [-]	RMSE [<i>m</i>]
LIDAR	0.045-0.038-0.03	0.1	0.99	0.08
SRTM	0.02-0.016-0.012	0.08	0.96	0.13
SRTM-5	0.055-0.045-0.04	0.1	0.99	0.11

Se per le condizioni di piena può essere sufficiente utilizzare il DEM SRTM privo di modifiche, lo stesso non vale per le condizioni di deflusso medio. La problematica di riprodurre portate inferiori, già messa in luce da Yan et al. (2013), è stata risolta modificando lo stesso DEM. I tre metodi utilizzati, per il calcolo di un valore di abbassamento da applicare al fondo alveo, così come presentati (v. par. 7.1, 7.2), necessitano di un numero di informazioni tradizionali (in-situ) via via decrescente:

- 1) Metodo idrologico-idraulico (v. par. 7.1) - richiede la serie storica dei tiranti idrici giornalieri osservati almeno nella sezione di monte (curva di durata delle portate);
- 2) Metodo con interpolazione delle altezze d’alveo inciso (v. par. 7.2.1) - richiede la geometria di alcune sezioni trasversali ben distribuite lungo l’asta fluviale (i.e. stazioni strumentate lungo il fiume);
- 3) Metodo dello slope break (v. par. 7.2.2) - nessuna informazione tradizionale richiesta.

Il primo (SRTM-2.6 in Tabella 8.2), seguendo una strada prettamente idrologico-idraulica, ha fornito un valore di abbassamento pari a 2.6 metri, mentre il secondo e terzo, spostando l’attenzione sulle caratteristiche morfologiche, hanno restituito un valore di abbassamento per il fondo alveo pari a 5 metri (SRTM-5 in Tabella 8.2).

Si ritiene altrettanto importante, ricordare che i due modelli idraulici (LiDAR ed SRTM), per le condizioni di deflusso medio, sono stati calibrati utilizzando misure idrometriche telerilevate (i.e. ERS-2 ed ENVISAT) oltre che tradizionali.

Si ripropongono in tabella 8.2, i risultati ottenuti per i due modelli con particolare attenzione all'evoluzione del modello SRTM.

Tabella 8.2 Riepilogo dei valori assunti dalle funzioni obiettivo, in corrispondenza delle VS (VS1 e VS2) e della stazione idrometrica di Pontelagoscuro (PL), al modificare della geometria fornita da SRTM.

DTM	MANNING'S [$s \cdot m^{-1/3}$]		NSE [-]		
	CHANNEL	FLOODPLAIN	VS1	VS2	PL
LIDAR	0.05-0.045-0.03	0.1	0.41	0.60	0.93
SRTM	0.009-0.0095-0.01	0.009-0.0095-0.01	-1.06	-0.35	0.60
SRTM -2.6	0.01-0.015-0.025	0.01-0.015-0.025	0.23	0.47	0.80
SRTM -5	0.044-0.042-0.04	0.1	0.46	0.51	0.80

Prendendo sempre come riferimento i coefficienti di scabrezza adottati, ed i valori di efficienza ottenuti, del modello basato sul LiDAR, si è considerato insoddisfacente quanto ottenuto per il modello SRTM (v. seconda riga Tabella 8.2). Tranne che in corrispondenza della stazione strumentata di Pontelagoscuro, per la quale l'efficienza di simulazione è sorprendentemente alta, in corrispondenza delle VS si ottengono valori di NSE addirittura negativi (v. anche par. 5.2). Un ulteriore sintomo di cattivo funzionamento del modello si evince dai bassi valori assunti dai coefficienti di Manning necessari.

Per quanto riguarda, invece, i due modelli con DEM modificato (v. terza e quarta riga Tabella 8.2), si nota come i valori di efficienza, ottenuti in corrispondenza delle varie stazioni di misura, siano rispettivamente molto vicini fra loro. È quindi lecito affermare che entrambi gli approcci siano riusciti, in modo diverso, a fornire ottimi risultati. Nella fase di calibrazione, in assenza di un modello cui fare riferimento, risulta fondamentale un'analisi critica ed approfondita dei coefficienti di Manning necessari. La scelta della migliore configurazione ottenibile è stata, pertanto, affidata all'osservazione dei coefficienti di scabrezza: per il modello con fondo abbassato di 2.6 metri sono paragonabili a quelli utilizzati per alvei rivestiti e non naturali, mentre appaiono più credibili e riscontrabili in alvei naturali, quelli

mostrati dall'ultima configurazione. In questo caso, essendoci un metro di paragone, è immediato notare come, non solo i coefficienti di scabrezza utilizzati per LiDAR ed SRTM -5 siano molto vicini, ma che addirittura in corrispondenza della VS1, il secondo riesca ad ottenere una efficienza di simulazione lievemente maggiore.

Le analisi condotte hanno pertanto illustrato come sia possibile creare e calibrare un modello numerico-idraulico di un corso d'acqua a partire da soli dati satellitari (v. ad es. SRTM, ERS-2, ENVISAT etc.), simulandone il comportamento, sia in condizioni di piena eccezionale che di deflusso medio.

Utilizzare un DEM di origine satellitare per riprodurre l'andamento plano-altimetrico di un corso d'acqua è, quindi, possibile e fornisce ottimi risultati. In aggiunta, come emerso da Domeneghetti et al. (2014), la disponibilità di misure altimetriche osservate da remoto (ERS2 ed ENVISAT) rappresenta una valida opportunità per la calibrazione dei modelli idraulici. Sebbene da Domeneghetti et al. (2014) emerga che le informazioni satellitari da sole non posano sostituire le misure tradizionali, per corsi d'acqua non monitorati e per i quali non sono disponibili serie storiche si ritiene comunque sufficiente l'utilizzo delle sole informazioni telerilevate con tecnologia radar, in grado di assicurare l'implementazione di un valido modello idraulico per tutte le condizioni di deflusso.

Questo lavoro ha cercato di fornire un'analisi generale di quanto, ad oggi, sia possibile ottenere da dati satellitari di pubblico dominio. Il continuo miglioramento dei sensori installati a bordo dei satelliti permetterà sicuramente un ulteriore sviluppo di tali metodologie, rendendo le informazioni satellitari sempre più rilevanti in numerose applicazioni idrologico-idrauliche.

BIBLIOGRAFIA

- Alsdorf, D. E., Rodriguez, E., Lettenmaier, D. P., 2007, *Measuring surface water from space*.
- Andreadis, K. M., Clark, E. A., Lettenmaier, D. P., Alsdorf, D. E., 2007, *Prospects for river discharge and depth estimation through assimilation of swath-altimetry into a raster-based hydrodynamics model*.
- Biancamaria, S., Hossain, F., & Lettenmaier, D. P., 2011, *Forecasting transboundary river water elevations from space*, *Geophysical Research Letters*, 38.
- Birkett, C.M., 1995, *The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes*, *Journal of Geophysical Research*, 100, 25179–25204.
- Birkett, C.M., 2004, *Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands*, *Water Resources Research*, 34, 1223–1239.
- Birkett, C. M., Beckley, B., 2010, *Investigating the performance of the Jason-2/OSTM radar altimeter over lakes and reservoirs*.
- Birkett, C. M., Mertes, L. A. K., Dunne, T., Costa, M. H., Jasinski, M. J., 2002, *Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry*.
- De Oliveira Campos, I., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D., Cazenave, A., 2001, *Temporal variations of river basin waters from Topex/ Poseidon satellite altimetry*, Application to the Amazon basin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Earth and Planetary Science*, 333, 633–643.
- Di Baldassarre, G., Schumann, G., & Bates, P., 2009, *Near real time satellite imagery to support and verify timely flood modelling*, *Hydrological Processes*, 23, 799–803.

- Domeneghetti, A., Castellarin, A., Brath, A., 2012, *Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration*, Hydrology and Earth System Sciences, 16, 1191-1202.
- Domeneghetti, A., Tarpanelli, A., Brocca, L., Barbetta, S., Moramarco, T., Castellarin, A., Brath, A., 2014, *The use of remote sensing-derived water surface data for hydraulic model calibration*.
- Durand, M., Andreadis, K. M., Alsdorf, D. E., Lettenmaier, D. P., Moller, D., Wilson, M., 2008, *Estimation of bathymetric depth and slope from data assimilation of swath altimetry into a hydrodynamic model*.
- Durand, M., Rodriguez, E., Alsdorf, D. E., Trigg, M., 2010, *Estimating river depth from remote sensing swath interferometry measurements of river height, slope, and width*.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhpe, M., Seyler, F., Cazenave, A., 2006, *Preliminary results of ENVISAT RA-2 derived water levels validation over the Amazon basin*, Remote Sensing of Environment, 100, 252–264.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J. M, Leon, J.G., Cazenave, A., 2005, *Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels*.
- Harmancioglu, N.B., Ozkul, S. D., Fistikoglu, O., & Geerders, P., 2003, *Integrated Technology for Environmental Monitoring and Information Production*.
- Hossain, F., & Katiyar, N., 2006, *Improving flood forecasting in international river basins*. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 87(5), 49–54.
- Khan, S. I., et al. 2011, *Satellite remote sensing and hydrologic modeling for flood inundation mapping in Lake Victoria basin: Implications for hydrologic prediction in ungauged basins*.

- Koblinsky, C.J., Clarke, R.T., Brenner, A.C., Frey, H., 1993, *Measurement of River Level variations with Satellite Altimetry*, Water Resources Research, 29, 1839–1848.
- Koch, A., Heipke, C., 2001, *Quality assessment of digital surface models derived from the shuttle radar topography mission (SRTM)*.
- Lee, H., Beighley, R. E., Alsdorf, D., Jung, H. C., Shum, C.K., Andreadis, K., 2011, *Characterization of terrestrial water dynamics in the Congo Basin using GRACE and satellite radar altimetry*.
- Legleiter, C. J., Roberts, D. A., 2009, *A forward image model for passive optical remote sensing of river bathymetry*.
- Legleiter, C. J., Roberts, D. A., Marcus, W. A., Fonstad, M. A., 2004, *Passive optical remote sensing of river channel morphology and instream habitat: Physical basis and feasibility*.
- Leopold, L., Maddock, T., 1953, *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*.
- Ludwig, R., Schneider, P., 2006, *Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling*.
- Mason, D. C., Bates, P. D., & Dall'Amico, J. T., 2009, *Calibration of uncertain flood inundation models using remotely sensed water levels*. Journal of Hydrology, 368, 224–236.
- Matgen, P., Henry, J.-B., Pappenberger, F., de Fraipont, P., Hoffmann, L., Pfister, L., 2004, *Uncertainty in calibrating flood propagation models with flood boundaries observed from Synthetic Aperture Radar imagery*. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences 35 (Part 7), 352–357
- Mersel, M. K., Smith, L. C., Andreadis, K.M., Durand, M. T., 2013, *Estimation of river depth from remotely sensed hydraulic relationships*, Water resources research, vol. 49.

- Montanari, M., Hostache, R., Matgen, P., Schumann, G., Pfister, L., Hoffmann, L., 2009, *Calibration and sequential updating of a coupled hydrologic–hydraulic model using remote sensing-derived water stages*. Hydrology and Earth System Sciences, 13, 367–380.
- Morris, C.S., Gill, S.K., 1994, *Variation of Great-Lakes water levels derived from Geosat altimetry*, Water Resource Research, 30, 1009–1017.
- Papa, F., Prigent, C., Durand, F., Rossow, W. B., 2006, *Wetland dynamics using a suite of satellite observations: A case study of application and evaluation for the Indian Subcontinent*.
- Pereira-Cardenal, S.J., Riegels, N.D., Berry, P.A.M., Smith, R.G., Yakovlev, A., Siegfried T.U., Bauer-Gottwein, P., 2011, *Real-time remote sensing driven river basin modeling using radar altimetry*, Hydrology and Earth System Sciences, 15, 241-254.
- Preissmann, A., 1961, *Propagation des intumescences dans les canaux et rivières*: Grenoble, France, First Congress of the French Association for Computation, p. 433-442.
- Siddique-E-Akbor, A. H., Hossain, F., Lee, H., & Shum, C. K. ,2011, *Inter-comparison study of water level estimates derived from hydrodynamic–hydrologic model and satellite altimetry for a complex deltaic environment*, Remote Sensing of Environment, 115, 1522–1531.
- Schumann, G., Matgen, P., Cutler, M.E.J., Black, A., Hoffmann, L., Pfister L., 2009, *Comparison of remotely sensed water stages from LiDAR, topographic contours and SRTM*.
- Smith, L. C., Isacks, B. L., Forster, R. R., Bloom, A. L., Preuss, I., 1995, *Estimation of discharge from braided glacial rivers using ERS 1 synthetic aperture radar: First results*.
- Smith, L. C., 1997, *Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: A review*. Hydrological Processes, 11(10), 1427–1439.

- Smith, B., Sandwell, D., 2003, *Accuracy and resolution of shuttle radar topography mission data*
- Smith, L. C., Pavelsky, T. M., 2008, *Estimation of river discharge, propagation speed, and hydraulic geometry from space: Lena River, Siberia*, Water resources research, vol. 44.
- Tarpanelli, A., Barbetta, S., Brocca, L., Moramarco, T., 2013, *River discharge estimation by using altimetry data and simplified flood routing modeling*.
- US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2010, *HEC-RAS 4.1 User's Manual*.
- US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2010, *HEC-RAS 4.1 References Manual*.
- US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2010, *HEC-GeoRAS 4.3 User's Manual*.
- USGS, 2010, *Digital elevation model (DEM) creation and analysis*.
- Vörösmarty, C. J. et al., 2010, *Global threats to human water security and river biodiversity*.
- Yan, K., Di Baldassarre, G., Solomatine, D.P., 2013, *Exploring the potential of SRTM topographic data for flood inundation modelling under uncertainty*.
- Zakharova, E.A., Kouraev, A.V., Cazenave, A., Seyler F., 2006, *Amazon River discharge estimated from TOPEX/Poseidon altimetry*, Comptes Rendus Geoscience, 338, 188-196.

Bibliografia

SITOGRAFIA

- <http://www.adbpo.it/on-multi/ADBPO/Home.html> (Consultato il 14/
- http://www.arpa.emr.it/sim/?idrologia/annali_idrologici
- <http://www.bafu.admin.ch/umwelt/indikatoren/08605/12330/index.html?lang=it>
- <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/ers>
- <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/envisat>
- <http://glcf.umd.edu/data/srtm/index.shtml>
- http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/What_is_ArcGIS/00v200000007000000/
- <http://www.openstreetmap.org/about>
- http://www.qgis.org/it/docs/user_manual/index.html
- <http://www.sciencedirect.com/>
- <http://www.usace.army.mil/About.aspx>

APPENDICE

Script fornito a Matlab per il calcolo del fondo reale attraverso la retta di regressione. Viene prima mostrata la funzione Main e successivamente la funzione di calcolo denominata myfun.

La funzione main raccoglie quanto descritto nei capitoli precedenti, lo script chiama la funzione “myfun” per 104 volte (numero delle sezioni costituenti il modello) ed esegue delle operazioni solamente se questa restituisce un valore di contatore maggiore o uguale a 4. Ovviamente il contatore indica il numero di punti costituenti il tratto precedente a quello di slope break compreso quest’ultimo, per questi punti viene infine, attraverso interpolazione dei punti utili, calcolato il valore corrispondente ad un valore nullo di larghezza della sezione. La seconda parte della funzione calcola, a partire dalle distanze progressive ed altezze d’alveo inciso misurate in corrispondenza delle stazioni idrometriche, il medesimo valore per tutte le sezioni considerate per il metodo 1. Il vettore FONDO_H_INCISO è stato poi esportato in un foglio di calcolo e sottratto al fondo inizialmente presente nel DTM fornito da SRTM.

```
clear all

for sezione=1:1:104

[FINE,contatore,PROG]=myfun(sezione);
if contatore>=4
    A=FINE(1:contatore,2:3);
    h=A(:,1);
    w=A(:,2);
    pi= polyfit(w,h,1);

    %stima del valore del tirante in corrispondenza di una larghezza pari a 0
    prev=polyval(pi,0);
    fit = polyval(pi,w);

    abbassamento(sezione,1:4)= [sezione,h(1,1),prev, h(1,1)-prev];

    %METODO 2 CON ALTEZZA ALVEO INCISO
    %progressive e altezza alveo inciso delle stazioni idrometriche
    PROGRESSIVE_ST_IDR=[281436.84; 328158; 375098; 440405; 472114; 530482;
543542; 564229];
    H_INCISO_LIDAR=[7.1; 18.45; 10.01; 11.1; 10.47; 5.07; 8.95; 7.26];
    POLIFIT= polyfit(PROGRESSIVE_ST_IDR,H_INCISO_LIDAR,1);
```

```

        H_INCISO_SEZIONE=polyval(POLIFIT,PROG(1,1));
        FONDO_H_INCISO=h(contatore,1)-H_INCISO_SEZIONE;
end
end
tot=0;
K=0;
num=size(abbassamento);
B=num(1,1);
for C=1:1:B
    if abbassamento(C,4)>0
        tot=tot+abbassamento(C,4);
        K=K+1;
    else
        C=C+1;
    end
end
media=tot/K

```

La funzione “myfun” è molto ricca di commenti inseriti all’interno del codice che illustrano di volta in volta il significato delle righe di comando. L’unico chiarimento necessario riguarda la matrice “DATI” contenente tutte le informazioni utili alla soluzione del problema. Si tratta, come anche il foglio elettronico da cui acquisisce i dati, di una matrice 1730x6. La prima colonna raccoglie l’identificativo della sezione da 1 a 104, la seconda la sua posizione lungo l’asse fluviale (distanza progressiva), la terza e la quarta le sue coordinate (X,Y) nel piano mentre la quinta contiene il numero identificativo della sezione utilizzato in HEC-RAS.

```

function [ FINE,contatore,PROG ] = myfun( sezione )
format short g
DATI = xlsread('sezioni_MATLAB.xlsx');
ID=DATI(:,1);
X=DATI(:,3);
Z=DATI(:,4);

%ESTRAZIONE SEZIONE
for iter=1:1:1730

    if DATI(iter,1)~=sezione;
        iter=iter+1;
    else
        AX(iter,1)=DATI(iter,3);
        AZ(iter,1)=DATI(iter,4);
        PROG(iter,1)=DATI(iter,2);
    end
end
end

```

```

AX(AX==0) = [];
AZ(AZ==0) = [];
PROG(PROG==0)=[];
punti=length(AX);

%calcolo il massimo e minimo punto della sezione
M=max (AZ);
m=min (AZ);
if m<=0
    diff=M+abs(m);
else
    diff=M-m;
end

%numero di tiranti da considerare
num_tiranti=round(diff/0.5);
max_tirante=m+(num_tiranti*0.5);
width_tot=zeros(num_tiranti,1);
width=zeros(num_tiranti,1);
t=zeros(num_tiranti,1);

%incremento il tirante con passo 0.5 metri
for tirante=m+0.5:0.5:max_tirante

    for v=1:1:punti
        IDtirante=round((tirante-m)*2);
        if AZ(v,1)<=tirante && v>1 && AZ(v-1,1)>tirante
            %uso la retta per due punti per calcolare la coordinata x
            %relativa al tirante quando il punto prima è più alto del
            %tirante
            x=((tirante-AZ(v,1))/(AZ(v-1,1)-AZ(v,1))*(AX(v-1,1)-
            AX(v,1))+AX(v,1));
            width(IDtirante,1)=AX(v,1)-x;

width_tot(IDtirante,1)=width_tot(IDtirante,1)+width(IDtirante,1);
        end
        if AZ(v,1)<=tirante && v<punti && AZ(v+1,1)>=tirante
            %uso la retta per due punti per calcolare la coordinata x
            %relativa al tirante quando il punto successivo è più alto del
            %tirante
            x=((tirante-AZ(v,1))/(AZ(v+1,1)-AZ(v,1))*(AX(v+1,1)-
            AX(v,1))+AX(v,1));

            %condizione per la sezione 46 ed altre per le quali tirante e
            %punti SRTM presi in analisi coincidono fornendo come
            %risultato un NaN
            if isnan(x)
                width(IDtirante,1)=AX(punti,1)-AX(punti-1,1);
                width_tot(IDtirante,1)=width_tot(IDtirante,1)+width(IDtirante,1);
            else
                width(IDtirante,1)=x-AX(v,1);
                width_tot(IDtirante,1)=width_tot(IDtirante,1)+width(IDtirante,1);
            end
        end
    end
end

```

```

end
if AZ(v,1)<=tirante && v<punti && AZ(v+1,1)<tirante
width(IDtirante,1)=AX(v+1,1)-AX(v,1);
width_tot(IDtirante,1)=width_tot(IDtirante,1)+width(IDtirante,1);
end
if AZ(v,1)>tirante
v=v+1;
end
end
t(IDtirante,1,1)=tirante;
end

num_sezione=ones(IDtirante,1).*sezione;
FINE=[num_sezione,t,width_tot];
larghezza_sezione=AX(punti,1)-AX(1,1);

V_F=ones(IDtirante,1);

%il contatore conta quanti tratti, a partire dal primo punto, hanno
%pendenza inferiore a 0.015. Una volta ottenuto un numero maggiore di 4
contatore=1;

%valuto se le pendenze fra i tre punti presi in considerazione
%rientrano nel range di accettabilità
for D=1:1:IDtirante-2
rapporto1=(FINE(D+1,2)-FINE(D,2))/(FINE(D+1,3)-FINE(D,3));
rapporto2=(FINE(D+2,2)-FINE(D+1,2))/(FINE(D+2,3)-FINE(D+1,3));

if rapporto2>=0.7.*rapporto1 && rapporto2<=2.*rapporto1

V_F(D,1)=0;
contatore=contatore+1;

else
break
end

end

%LA MATRICE FINALE RACCOGLIE, IN ORDINE: ID SEZIONE, TIRANTE IPOTIZZATO,
%LARGHEZZA SEZIONE PER OGNI TIRANTE DELLA COLONNA PRECEDENTE, FLAG
%INDICANTE CHE IL RAPPORTO FRA LA SEZIONE DELLA RIGA E LA PRECEDENTE E'
%MINORE (1) O MAGGIORE (0) DI 0.015
FINE=[num_sezione,t,width_tot,V_F];

end

```