



Università degli Studi di Padova

DIPARTIMENTO ICEA

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

**Analisi morfodinamica del tratto di fiume Po
dalla confluenza con il fiume Secchia
fino a Pontelagoscuro**

Laureando:

Giacomo Scarabello

Matricola 1019971

Relatore:

Ch.mo Prof. Stefano Lanzoni

Correlatore:

Ch.mo Prof. Michele Bolla Pittaluga

Tesi:
Analisi morfodinamica del tratto di fiume Po
dalla confluenza con il fiume Secchia
fino a Pontelagoscuro

Scarabello Giacomo

Dicembre 2013

*A mamma e papà
per avermi supportato
in tutti questi anni con il loro affetto;
a Sara, Valentina, nonne e tutti i parenti
per essermi sempre vicini;
ai miei amici
per tutti i momenti che condividiamo insieme;
e, ovviamente, ai miei compagni di università
senza i quali questa avventura
non sarebbe stata la stessa.*

Indice

1	Introduzione	1
2	Caratteristiche morfologiche del fiume Po	5
2.1	Caratteristiche generali	5
2.2	Analisi preliminare del tratto d'interesse	7
2.3	Tratto H	10
2.4	Tratto I	11
3	Trasporto solido di una corrente fluviale	17
3.1	Considerazioni introduttive	17
3.2	Modalità di trasporto dei sedimenti	18
3.3	Stima del trasporto di fondo	21
3.4	Stima del trasporto totale	22
4	Il modello morfodinamico	25
4.1	Premessa	25
4.1.1	Il concetto di equilibrio morfodinamico	25
4.1.2	Il modello matematico monodimensionale	26
4.2	Le equazioni alla base del modello	27
4.2.1	Le equazioni tridimensionali	27
4.2.2	Le equazioni bidimensionali	29
4.2.3	Le equazioni monodimensionali	31
4.3	Soluzione	33
5	Operazioni preliminari	
	per l'applicazione del modello monodimensionale	35
5.1	Premessa	35
5.2	La scala delle portate	35
5.2.1	Osservazioni	38
5.3	Le sezioni richieste dal modello	40
5.4	Analisi di sensibilità	41

5.5	Stima della portata solida	46
6	Risultati del modello	51
6.1	Premessa	51
6.2	Analisi della portata formativa del fondo	52
6.2.1	Osservazioni	55
6.3	Analisi della pendenza del corso d'acqua	61
6.4	Simulazione per portate di piena	62
6.5	Variazione della portata solida	65
6.5.1	Primo caso: trasporto solido nullo	66
6.5.2	Secondo caso: portata solida dimezzata	69
7	Conclusioni	73
A	Immagini satellitari	77
	Bibliografia	85

Elenco delle figure

2.1	L'area geografica che include il bacino del fiume Po.	6
2.2	Profilo longitudinale della quota media del fondo del fiume Po, dalla confluenza con la Stura di Lanzo all'incile del Po di Goro, ottenuto sulla base delle misure topografiche effettuate da AIPO (2005). Adattato da Colombo e Filippi (2008).	8
2.3	Immagine dal satellite del tratto preso in esame.	9
2.4	Immagine satellitare del tratto H e localizzazione delle varie sezioni. . . .	11
2.5	Immagine satellitare del tratto I e localizzazione delle varie sezioni. . . .	13
2.6	Panoramica sul fiume Po in corrispondenza di Pontelagoscuro.	14
3.1	La curva di Shields che definisce le condizioni critiche per l'inizio del trasporto di fondo e le curve che definiscono le condizioni di incipiente trasporto in sospensione secondo Bagnold e Van Rijn.	19
5.1	Immagine satellitare del tratto del fiume Po da Borgoforte (Mantova) a Pontelagoscuro (Ferrara).	36
5.2	Andamento della portata nel Po in prossimità di Pontelagoscuro negli anni 2007, 2009 e 2013, disponibile all'indirizzo: http://www.adbpo.it/BilancioIdrologico.html . 37	37
5.3	Andamento del livello idrometrico nel Po in prossimità di Pontelagoscuro nell'anno 2013, disponibile all'indirizzo: http://www.adbpo.it/BilancioIdrologico.html . 37	37
5.4	Asta idrometrica presso Pontelagoscuro	39
5.5	Asta idrometrica presso Borgoforte	39
5.6	Alcuni esempi di sezioni graficate utilizzando Hec-Ras.	42
5.7	Alcuni esempi di sezioni graficate utilizzando Hec-Ras.	43
5.8	Alcuni esempi di sezioni graficate utilizzando Hec-Ras.	44
5.9	Confronto tra le scale delle portate ottenute numericamente e quella reale misurata a Borgoforte.	46
5.10	Confronto tra la scala delle portate ricavata dalla seconda simulazione e quella reale misurata a Borgoforte.	47

5.11	Schema grafico, con il profilo longitudinale del fiume, che illustra come ragiona il modello per la stima della portata solida in ingresso nel tratto <i>I</i> : calcola una media di Q_s a partire dal tratto 0 posto a monte per un certo numero di sezioni. In questo caso h_v indica l'altezza della superficie libera mentre z_v l'altezza del fondo dell'alveo.	48
5.12	Andamento della portata solida nel tratto H-I al variare della portata liquida.	49
6.1	Andamento del profilo longitudinale di <i>eeq</i> in condizioni di equilibrio, confrontato con il profilo del talweg rilevato nel 2005. Si nota un andamento del fondo molto irregolare, caratterizzato da picchi e scavi molto probabilmente dovuti alla particolare conformazione delle sezioni. Viene inoltre riportato il profilo del pelo libero ottenuto in condizioni di equilibrio. L'ascissa $x = 0 \text{ km}$ corrisponde alla sezione 47 B mentre l'ultima sezione trasversale è la numero 65, posta in corrispondenza di Pontelagoscuro, all'ascissa $x = 67 \text{ km}$	54
6.2	Profilo del fondo di equilibrio ottenuto per le portate di $750 \text{ m}^3/\text{s}$, $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ e $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ (linea blu) confrontato con l'andamento rilevato nel 2005 (linea rosa). È inoltre indicato il profilo della superficie dell'acqua sempre in condizioni di equilibrio. "Sol. numerica" indica il valore di <i>Emed</i> mentre "fondo iniziale" indica <i>etaini</i>	56
6.3	Profilo del fondo di equilibrio ottenuto per le portate da $2000 \text{ m}^3/\text{s}$, $25000 \text{ m}^3/\text{s}$ e $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ (linea blu) confrontato con l'andamento rilevato nel 2005 (linea rosa). È inoltre indicato il profilo della superficie dell'acqua sempre in condizioni di equilibrio. "Sol. numerica" indica il valore di <i>Emed</i> mentre "fondo iniziale" indica <i>etaini</i>	57
6.4	Profilo del fondo di equilibrio ottenuto per le portate da $3450 \text{ m}^3/\text{s}$ e $4215 \text{ m}^3/\text{s}$ (linea blu) confrontato con l'andamento rilevato nel 2005 (linea rosa). È inoltre indicato il profilo della superficie dell'acqua sempre in condizioni di equilibrio. "Sol. numerica" indica il valore di <i>Emed</i> mentre "fondo iniziale" indica <i>etaini</i>	58
6.5	Andamento del fondo nella sezione 53 B, distante circa $s = 15 \text{ km}$ dalla confluenza del fiume Secchia con il Po. Il livello del pelo libero indicato è stato ottenuto per una portata di $750 \text{ m}^3/\text{s}$	59
6.6	Ingrandimento dell'immagine A.8 con lo scopo di valutare le caratteristiche morfologiche della sezione trasversale 53 B.	60
6.7	Grafico riportante per ogni simulazione il valore della pendenza media complessiva dell'intero tratto I. Si nota che il valore più prossimo a quello rilevato è relativo alla portata di $1000 \text{ m}^3/\text{s}$	62

6.8	Profilo in condizioni di equilibrio ottenuto facendo girare il programma per le portate di piena da $7130 \text{ m}^3/\text{s}$, $8100 \text{ m}^3/\text{s}$ e $9600 \text{ m}^3/\text{s}$ (blu) confrontato con l'andamento rilevato nel 2005 (rosa). È inoltre indicato il profilo della superficie dell'acqua sempre in condizioni di equilibrio. "Sol. numerica" sta per <i>Emed</i> calcolato, dipendente dalle bank station.	63
6.9	Grafico riportante tutti e tre i risultati delle simulazioni con in aggiunta quello di $Q = 4215 \text{ m}^3/\text{s}$. Si osserva come il codice dia come risultato sostanzialmente la stessa condizione di equilibrio per ogni portata studiata. Il valore del fondo medio iniziale è quello grigio.	64
6.10	Il profilo del fondo medio in condizioni di equilibrio ottenuto per le portate di $750 \text{ m}^3/\text{s}$ e $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ (<i>Emed new</i> blu) avendo imposto la portata in ingresso da monte $Q_s = 0 \text{ m}^3/\text{s}$ è confrontato con l'andamento del fondo ottenuto nelle simulazioni precedenti (<i>Emed</i> rosa).	67
6.11	Il profilo del fondo medio in condizioni di equilibrio ottenuto per le portate da $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ e $4215 \text{ m}^3/\text{s}$ (<i>Emed new</i> blu) avendo imposto la portata in ingresso da monte $Q_s = 0 \text{ m}^3/\text{s}$ è confrontato con l'andamento del fondo ottenuto nelle simulazioni precedenti (<i>Emed</i> rosa).	68
6.12	Il profilo del fondo medio in condizioni di equilibrio ottenuto per le portate di $750 \text{ m}^3/\text{s}$ e $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ con la Q_s data dalla capacità di trasporto di monte (profilo blu) è confrontato con l'andamento del fondo ottenuto avendo dimezzato ($Q_s/2$) la portata solida in arrivo da monte (curva rosa).	70
6.13	Il profilo del fondo medio in condizioni di equilibrio ottenuto per le portate da $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ e $4215 \text{ m}^3/\text{s}$ con la Q_s data dalla capacità di trasporto di monte (profilo blu) è confrontato con l'andamento del fondo ottenuto avendo dimezzato ($Q_s/2$) la portata solida in arrivo da monte (curva rosa).	71
A.1	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 40 A alla sezione 41.	77
A.2	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 41 alla sezione 42 C.	78
A.3	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 42 C alla sezione 43 B.	78
A.4	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 43 B alla sezione 45 A.	79
A.5	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 45 alla sezione MN 33.	79
A.6	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione MN 33 alla sezione 48 A.	80
A.7	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 48 alla sezione 49.	80

A.8	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 49 alla sezione 53 C.	81
A.9	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 53 C alla sezione 55 A.	81
A.10	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 55 alla sezione 56 A.	82
A.11	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 56 B alla sezione 58 A.	82
A.12	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 57 B alla sezione 59 D.	83
A.13	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 59 D alla sezione 62 B.	83
A.14	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 62 B alla sezione 64 A.	84
A.15	Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 64 alla sezione 65 B.	84

Capitolo 1

Introduzione

La materia della morfodinamica fluviale nella sua complessità raccoglie moltissime nozioni provenienti dagli argomenti più importanti dell'idraulica e delle costruzioni idrauliche e li congloba in un'unica trattazione che cerca di trovare spiegazioni a fenomeni reali che si realizzano all'interno dei corsi d'acqua naturali.

Nel suo piccolo, lo studio della seguente tesi, all'interno del medesimo tema della morfodinamica fluviale, si propone lo scopo di approfondire la possibile conformazione di equilibrio del fondo di un corso d'acqua generico con l'applicazione di un modello monodimensionale, capace di stimare in maniera più o meno accurata l'effetto della presenza di trasporto solido movimentato dalla corrente. In particolare il caso che viene di seguito trattato considera il fiume Po in un suo specifico tratto: dalla confluenza con il fiume Secchia fino a Pontelagoscuro.

Nel corso dell'ultimo secolo e, in modo più frequente e sistematico negli ultimi decenni, sono state condotte diverse campagne di rilevamento di molte sezioni trasversali del principale fiume italiano e di tutti i suoi affluenti, operazioni effettuate non solo in punti diversi del corso d'acqua ma anche, a distanza di anni, misurando nuovamente il fondo nelle medesime sezioni considerate in passato al fine di constatare l'evoluzione temporale del fondo. Inoltre con l'avvento di sistemi sempre più sofisticati di rilevamento, si è giunti ad una mappatura dell'intero andamento planimetrico dell'asta principale del fiume attraverso i sensori laser scanner con un passo di 2 metri.

L'obiettivo che ci si prefissa è perciò quello di determinare la portata liquida che, in equilibrio, produce la particolare configurazione ottenuta dalle misurazioni in sito: tale portata modella il fondo erodendo le particelle che lo compongono o sedimentando il materiale che il fiume trasporta nel suo percorso.

Infatti, i corsi d'acqua naturali hanno generalmente carattere *erodibile*. Tale caratteristica si manifesta per effetto di processi sia naturali che antropici. Di fatto qualsiasi intervento correttivo o di sistemazione di un corso d'acqua produce, in misura più o meno significativa, variazioni del suo assetto altimetrico e/o planimetrico ovvero fenomeni di erosione o deposito, localizzati o distribuiti, che possono alterare il profilo del fondo del corso d'acqua, la sua larghezza, il suo tracciato planimetrico. Non di rado con effetti dirompenti.

Qualche esempio può essere:

- la realizzazione di un attraversamento stradale o ferroviario, con l'introduzione di pile in alveo che induce fenomeni di erosione localizzati e processi di deposito a monte e una erosione a valle;
- i restringimenti o gli allargamenti dell'alveo ;
- la realizzazione di traverse o soglie;
- una consistente riduzione di portata liquida di un corso d'acqua conseguente alla derivazione artificiale di una portata (a fini potabili, irrigui, energetici o di difesa dalle inondazioni) che, non essendo accompagnata dalla derivazione di una corrispondente portata solida, induce una riduzione della capacità di trasporto e quindi conseguenti fenomeni di deposito.

I processi di natura antropica vanno poi a sovrapporsi a quelli che spontaneamente si verificano negli alvei naturali con la formazione di dune e barre, forme di fondo, rispettivamente, di piccola scala e di grande scala. Inoltre, nel corso della propagazione delle piene il profilo del fondo del corso d'acqua non si mantiene inalterato, bensì varia.

Per quanto concerne il fiume Po le attività che maggiormente hanno contribuito ad alterare la morfologia del corso d'acqua sono state l'estrazione di sedimenti, particolarmente intensa negli anni 1960-1970, la costruzione della traversa fluviale di Isola Serafini, le varie opere di canalizzazione (pennelli di navigazione e difese di sponda), e le variazioni di uso del suolo a scala di bacino. La risposta morfologica a tali sollecitazioni esterne ha prodotto significative variazioni all'assetto plano-altimetrico di ampi tratti, con una generale tendenza al restringimento e all'abbassamento dell'alveo di magra.

In conclusione l'obiettivo della seguente tesi è di analizzare, partendo dalla geometria reale, l'assetto altimetrico del letto fluviale e la sua configurazione di equilibrio in cui restano costanti portata liquida e solida. A tal fine per l'analisi dei processi distribuiti si adotta uno schema interpretativo

monodimensionale con cui vengono condotte diverse simulazioni per specifiche portate. Il codice di cui si fa uso è stato sviluppato negli ultimi anni da professori e ricercatori dell'Università degli studi di Genova e una sua applicazione si è avuta con lo studio del corso d'acqua Magra in Liguria a seguito dei tragici eventi del Novembre 2011.

La tesi è organizzata come segue. Nel capitolo 2 vengono analizzate le caratteristiche generali del fiume Po. Nel capitolo 3 vengono riassunti i principali concetti teorici relativi al trasporto solido. Il capitolo 4 sviluppa le equazioni che sono alla base del modello numerico utilizzato, ponendo l'accento sul tema dell'equilibrio. Nel capitolo 5 vengono evidenziate le principali fasi operative che hanno caratterizzato lo studio in questione. Il capitolo 6 presenta i risultati ottenuti dalle simulazioni e alcune significative osservazioni; infine il capitolo 7 è dedicato alle conclusioni.

Capitolo 2

Caratteristiche morfologiche del fiume Po

2.1 Caratteristiche generali

Il più lungo fiume interamente compreso nel territorio italiano, con i suoi 652 *km*, è il Po che, inoltre, può vantare il bacino idrografico più esteso, con circa 72000 *km*². La significativa porzione di territori che contribuiscono a convogliare l'acqua all'interno del corso del fiume comprende (cfr. Figura 2.1)

- la parte meridionale delle Alpi, inclusi territori francesi e svizzeri;
- i versanti settentrionali degli Appennini tosco-emiliani;
- buona parte della pianura padana.

Il clima prevalente a cui il fiume è soggetto, come del resto la maggior parte del territorio italiano, è quello definito “sublitoraneo”, che prevede due picchi e due minimi, con piogge abbondanti in primavera (Aprile e Maggio) e massimo principale in autunno. In questo modo il regime idrologico annuale è caratterizzato da due periodi di magra (invernale ed estivo) e due periodi di piena (autunnale e primaverile), associati anche a processi di scioglimento delle nevi che si verificano alle quote più alte del bacino.

Per quanto riguarda le portate annuali minime, medie e massime, con riferimento alla stazione di Pontelagoscuro, i valori si aggirano sui 600, 1500 e 5000 *m*³/*s*, con picchi di piena dell'ordine dei 10.000 *m*³/*s* e minimi sui 250 *m*³/*s*. Recenti stime valutano la portata solida scaricata annualmente nel mare Adriatico mediamente pari a 11,5 *Milioni di tonnellate/anno*.

La variazione della morfologia dell'alveo e della granulometria dei sedimenti che si osserva muovendosi verso valle è strettamente associata alla pro-

Tabella 2.1: Caratteristiche morfologiche dei vari segmenti omogenei in cui è possibile suddividere il fiume Po, dalla confluenza con la Stura di Lanzo all'incile con il Po di Goro. Fonti ADBPO (2005-2007). I tratti vengono per lo più delimitati dalle confluenze con altri corsi d'acqua.

tratto	pendenza ‰	morfologia
A Stura di Lanzo - Sesia	1.40	monocursale sinuoso
B Sesia - Staffora	0.62	pluricursale rettilineo
C Staffora - Ticino	0.24	monocursale rettilineo/sinuoso
D Ticino - Trebbia	0.22	monocursale rettilineo/meandriforme
E Trebbia - traversa Isola Serafini	0.22	monocursale meandriforme
F traversa Isola Serafini - Taro	0.20	monocursale meandriforme/sinuoso
G Taro - Oglio	0.18	monocursale curvilineo
H Oglio - Secchia	0.10	monocursale sinuoso/meandriforme
I Secchia - Pontelagoscuro	0.11	monocursale rettilineo/sinuoso
J Pontelagoscuro - Po di Goro	0.02	monocursale rettilineo/sinuoso

argini maestri.

Nel seguito si analizzano nel dettaglio i tratti H e I, dalla confluenza con l'Oglio fino a Pontelagoscuro (si veda figura 2.3).

Qualora si desiderasse una descrizione più approfondita degli altri tratti si rimanda ad studi specialistici (Lanzoni, 2012).

2.2 Analisi preliminare del tratto d'interesse

Come detto in precedenza, numerosi studi sono stati compiuti nel corso degli ultimi decenni relativamente ai corsi d'acqua che appartengono al bacino idrografico del fiume Po e, più diffusamente, lungo l'asta principale del fiume stesso: dalle fonti che si hanno a disposizione, i primi rilevamenti risalgono al 1954. Poiché il metodo di misurazione manuale era certamente preciso ma laborioso e richiedente molto tempo, poche erano le sezioni che a quel tempo venivano acquisite durante un anno di lavoro. Invece con l'avvento del nuovo millennio mezzi più sofisticati ed efficienti hanno permesso di compiere in modo più rapido le varie operazioni. Ad esempio, dalle informazioni ottenute dall'Agenzia Interregionale per il fiume Po (A.I.P.O.), nel biennio 1967-1968 furono analizzate 61 sezioni, nel 2000 furono 337 e nel 2005 se ne contano 314, molte delle quali ricalcano quelle del 2000. Ogni sezione è stata anche georeferenziata planimetricamente in formato shapefile ed è stata descritta con file .xls, .dwg e .txt. L'attività non si è arrestata a quest'unico aspetto

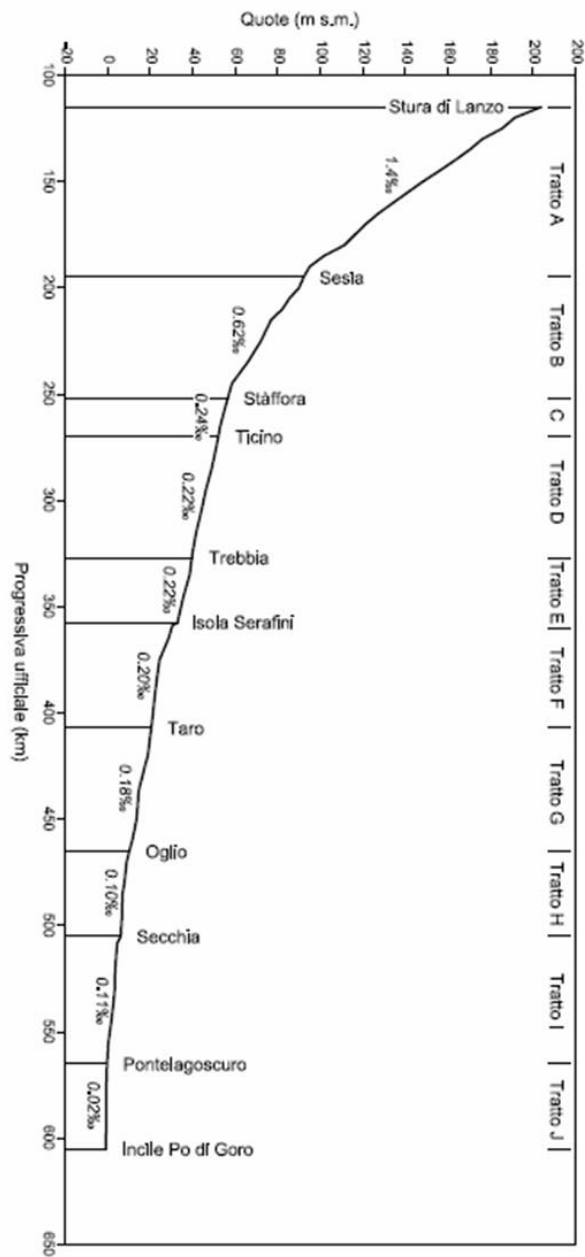


Figura 2.2: Profilo longitudinale della quota media del fondo del fiume Po, dalla confluenza con la Stura di Lanzo all'incile del Po di Goro, ottenuto sulla base delle misure topografiche effettuate da AIPO (2005). Adattato da Colombo e Filippi (2008).

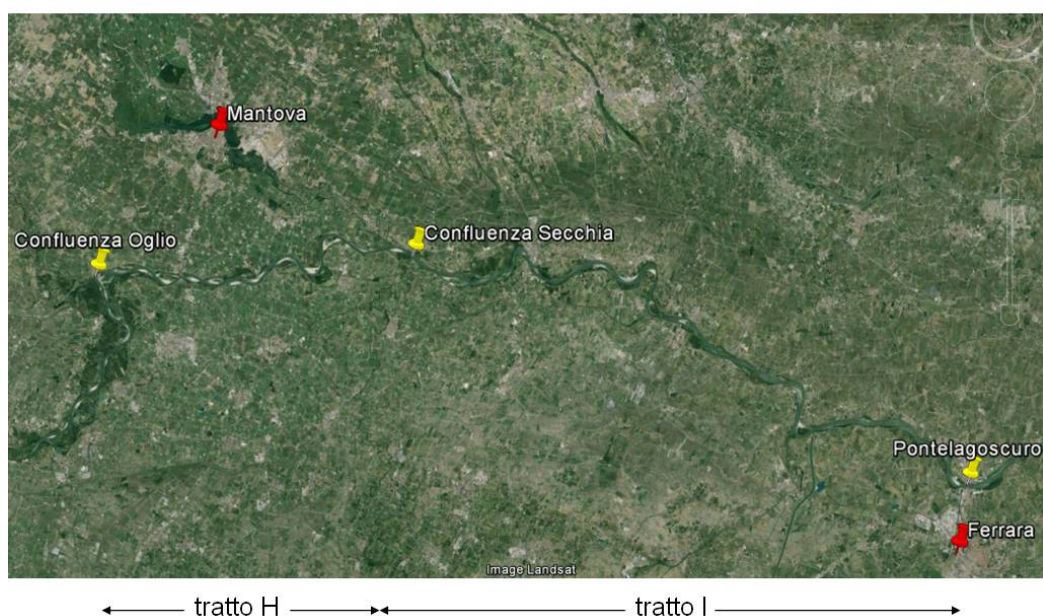


Figura 2.3: Immagine dal satellite del tratto preso in esame.

ma si sono analizzati anche i profili arginali; in aggiunta sono stati indicati tutti gli idrometri da cui si poteva risalire al livello del fiume e catalogati in file .xls e .shp; infine tutte le opere idrauliche/strutturali, presenti lungo il fiume o che lo intersecano nel loro percorso, sono state esaminate dettagliatamente. Con il laser scanner si sono inoltre ottenuti i DTM a 10 m e a 2 m dell'andamento del corso del fiume e del terreno limitrofo da Torino fino a Villanova Marchesana.

Per lo studio di cui ci si appresta a trattare si sono presi in esame i dati ricavati dall'Autorità di bacino del fiume Po nell'anno 2005, rilevati nel tratto di fiume che scorre da Portalbera (Pavia) fino a Villanova Marchesana; in particolare, prendendo spunto dalla suddivisione indicata in figura 2.2 e in tabella 2.1, si è deciso di indagare il tratto I. Infatti il codice di calcolo che verrà successivamente applicato richiede lo studio di tratti omogenei poiché può essere inserito un unico valore del diametro dei sedimenti. Tuttavia, come si illustrerà nei seguenti capitoli, per imporre delle corrette condizioni al contorno è necessario esaminare anche il tratto H, immediatamente a monte, fino alla confluenza con il Secchia.

Diverse operazioni preliminari sono state necessarie allo scopo di localizzare le varie sezioni all'interno del dominio di studio. Nello specifico si è proceduto come segue:

1. si sono ottenute le immagini satellitari dei due tratti, cercando di mantenere un buon grado di dettaglio grazie a programmi quali Google Earth;
2. operando con il programma ArcGis, si sono georeferenziate le foto;
3. si sono caricati gli shapefile del 2005, contenenti la planimetria delle sezioni;
4. infine si sono ricavate le immagini complessive che forniscono una visione d'insieme della disposizione spaziale delle diverse sezioni (le immagini più dettagliate sono state inserite nell'appendice).

Poiché il modello di calcolo utilizzato richiede in input la geometria delle sezioni, le operazioni iniziali sopra descritte hanno consentito di localizzare le sezioni nelle ortofoto, in modo da poter valutare accuratamente i risultati del modello stesso.

Tabella 2.2: Caratteristiche granulometriche dei sedimenti nel tratto H. I sedimenti sono classificati in base alle loro dimensioni: sabbia media: 0.5-0.25 *mm*, sabbia fine: da 0.25 a 0.125 *mm*; sabbia molto fine: da 0.125 a 0.0625 *mm*; limo: da 0.0625 a 0.0039 *mm*. Fonti: ADBPO (2005,2007)

tratto	passante	alveo	barre	sponde
H	d_{84}	sabbia media	sabbia media	sabbia fine
	d_{50}	sabbia media	sabbia media	sabbia fine
	d_{16}	sabbia fine	sabbia fine	sabbia molto fine/limo
I	d_{84}	sabbia media	sabbia media	sabbia fine
	d_{50}	sabbia media	sabbia media	sabbia fine
	d_{16}	sabbia fine	sabbia fine	sabbia molto fine/limo

2.3 Tratto H

Il tratto H, come già osservato, è compreso tra le confluenze con l'Oglio e il Secchia (che si immette subito a valle del fiume Mincio). È caratterizzato da un assetto monocursale, reso navigabile per mezzo di pennelli; presenta una prima parte rettilineo-sinuosa, e una seconda parte meandriforme. La



Figura 2.4: Immagine satellitare del tratto H e localizzazione delle varie sezioni.

pendenza dell'alveo (0.10 ‰) è molto inferiore a quella del piano campagna adiacente (0.29 ‰). Come riportato in tabella 2.2, l'alveo di magra e le barre sono costituiti da sabbie medio-fini, mentre le sponde sono incise in depositi prevalentemente sabbiosi, da fini a molto fini, e limosi. La golenia presente è relativamente ampia.

L'elenco delle sezioni rilevate nel tratto in esame sono elencate nella Tabella 2.3.

2.4 Tratto I

Il tratto I, dalla confluenza con il Secchia a Pontelagoscuro (FE), presenta un corso d'acqua con maggiori caratteri di naturalità rispetto al precedente, con l'alveo di magra che si può definire prevalentemente monocursale mentre l'assetto planimetrico varia da rettilineo a sinuoso con alcuni meandri ben sviluppati (figura 2.5).

La pendenza del fiume (0.11 ‰) tende ad avvicinarsi a quella del piano campagna (0.15 ‰). La sezione piuttosto larga determina la formazione di barre longitudinali relativamente estese che finiscono per creare delle vere e proprie isole costituite prevalentemente da sabbie medio fini e limi sabbiosi, così come l'alveo di magra (tabella 2.2). Infine la golenia è pensile e ristretta

Tabella 2.3: Sezioni del tratto H

numero progressivo	Sezione	distanza parziale [m]	distanza progressiva [m]
1	MN31	0	0
2	40C	1317	1317
3	40D	925	2242
4	40E	1103	3345
5	41	1425	4770
6	41A	789	5559
7	41B	1093	6653
8	42	1204	7857
9	42A	1093	8950
10	42B	1032	9982
11	42C	1120	11 102
12	42D	1262	12 364
13	42E	1090	13 454
14	42F	956	14 410
15	43	1009	15 419
16	43BIS	575	15 994
17	43A	439	16 433
18	43B	782	17 215
19	44	1142	18 356
20	44A	1244	19 600
21	44B	1296	20 896
22	44C	1078	21 974
23	45	680	22 655
24	45A	1263	23 918
25	45B	1000	24 918
26	45C	1699	26 618
27	46	1233	27 850
28	46A	694	28 545
29	MN32	373	28 917
30	46B	364	29 281
31	MN33	466	29 747
32	46C	467	30 214
33	MN34	425	30 639
34	47	464	31 102
35	MN35	375	31 477
36	47A	365	31 842
37	47B	1026	32 868

tra gli argini maestri.

L'elenco delle sezioni rilevate appartenenti al tratto I è riportato nella Tabella 2.4.

Per quanto riguarda la granulometria dei sedimenti, in entrambi i tratti si osserva che, procedendo da monte verso valle, i diametri rappresentativi d_{84} e d_{50} diminuiscono, tendendo progressivamente verso i valori tipici delle frazioni granulometriche più fini, d_{16} e d_{50} , che, d'altra parte, si mantengono circa costanti.

Le caratteristiche granulometriche dei tratti I e H sono riepilogate nella Tabella 2.2.



Figura 2.5: Immagine satellitare del tratto I e localizzazione delle varie sezioni.



Figura 2.6: Panoramica sul fiume Po in corrispondenza di Pontelagoscuro.

È opportuno evidenziare che, benché le sezioni 47 B e 47 C siano contigue, il tratto di fiume che le congiunge non vien considerato essendo in presenza dell'immissione del Secchia: questo è un punto singolare con introduzione localizzata di portata.

Tuttavia, nello studio descritto nei capitoli successivi, in prima approssimazione si trascurerà la portata in ingresso dal Secchia, essendo questa anche di due ordini di grandezza inferiore a quella che transita nel Po.

Tabella 2.4: Sezioni del tratto I

numero progressivo	Sezione	distanza parziale [m]	distanza progressiva [m]
1	47C	0	0
2	48	1078	1078
3	48A	1001	2079
4	48B	1010	3089
5	48C	1303	4392
6	48D	1212	5604
7	49	1130	6734
8	49A	1097	7831
9	49B	1167	8998
10	50	1235	10 232
11	51	163	10 395
12	52	845	11 240
13	53	641	11 881
14	53A	154	12 035
15	53B	1394	13 430
16	53C	1403	14 833
17	53D	1138	15 970
18	54	2095	18 066
19	54A	2301	20 367
20	55	1289	21 656
21	55A	1863	23 519
22	55B	881	24 400
23	56	470	24 870
24	56A	1952	26 823
25	56B	1985	28 808
26	56C	795	29 603
27	56D	1343	30 946
28	57	1275	32 221
29	57A	1754	33 976
30	57B	1185	35 161
31	58	1445	36 607
32	58A	1030	37 637
33	59	1087	38 724
34	59A	956	39 679
35	59B	1241	40 920
36	59C	1526	42 446
37	59D	1462	43 908
38	60	1382	45 290
39	60A	647	45 937
40	61	638	46 575
41	61A	1583	48 158
42	61B	1330	49 488
43	62	2061	51 548
44	62A	1650	53 199
45	62B	2000	55 199
46	63	2644	57 842
47	63A	1033	58 875
48	64	2285	61 160
49	64A	240	61 399
50	64B	1987	63 387
51	64C	1129	64 515
52	64D	1266	65 781
53	65	187,51	65 968

Capitolo 3

Trasporto solido di una corrente fluviale

3.1 Considerazioni introduttive

Il fondo e le sponde dei corsi d'acqua sono costituiti da ammassi di sedimenti privi o parzialmente dotati di coesione. L'azione della corrente fluida può quindi condurre al distacco delle particelle e al loro trasporto idrodinamico. L'origine della maggior parte dei sedimenti è ascrivibile alla decomposizione delle rocce, anche se alcuni sedimenti si possono originare dalla precipitazione di minerali contenuti nelle acque naturali. La produzione di sedimenti è quindi un processo naturale la cui intensità dipende dalle caratteristiche geologiche del bacino, dal clima e dalla vegetazione. Tale processo può tuttavia essere modificato da attività antropiche quali attività agricole, minerarie, costruzioni, opere di sistemazione fluviale, etc. La velocità di produzione dei sedimenti può esprimersi in *tonnellate/(km²·anno)* o *mm/anno*; varia considerevolmente nei diversi bacini, assumendo valori tipici compresi fra alcuni *μm/anno* e alcuni *mm/anno*. Nella parte alta dei bacini il moto dei sedimenti è dominato dagli effetti della gravità e delle collisioni intergranulari. Esso si manifesta nella forma delle cosiddette correnti detritiche o debris flows, miscugli di materiale grossolano e matrice fangosa mobilitati dall'azione di piogge intense o eventi franosi. Solo una parte modesta (10%-20%) del materiale eroso nella parte alta dei bacini raggiunge il corso d'acqua ed è trasportata verso valle. La gran parte dei sedimenti viene depositata in uno stadio intermedio per effetto della ridotta capacità di trasporto delle acque superficiali: i sedimenti si accumulano tipicamente ai piedi dei versanti nella forma dei cosiddetti coni di deiezione. Per quanto riguarda le proprietà dei sedimenti e degli ammassi si rimanda ad uno dei numerosi manuali presenti

in letteratura.

I processi di erosione e deposito continuano lungo la rete fluviale dando luogo alla sua evoluzione altimetrica e planimetrica: in tale fase il meccanismo di trasporto dominante è idrodinamico. Nei paragrafi che seguono si tenterà di descrivere tale meccanismo che costituisce un ingrediente fondamentale per lo studio delle correnti fluviali.

3.2 Modalità di trasporto dei sedimenti

Il trasporto dei sedimenti viene comunemente distinto in due parti: quello *al fondo* e quello *in sospensione*. Per quanto riguarda il primo, quando una corrente uniforme turbolenta sollecita un fondo incoerente (in genere, anche se non sempre, è il caso di un fondo fluviale) si osserva che esistono condizioni in cui quasi nessun granulo viene mobilitato. Malgrado il moto turbolento in prossimità del fondo presenti in modo intermittente intense eruzioni, e quindi la probabilità di mobilitazione dei granuli non sia mai esattamente nulla, è possibile individuare condizioni limite al di sotto delle quali il trasporto può considerarsi nullo ai fini pratici. Con l'ipotesi di sedimenti uniformi, Shields ha definito un parametro detto tensione adimensionale (o di Shields):

$$\tau_* = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho)gd} \quad (3.1)$$

dove τ_0 è la tensione tangenziale al fondo, mediata sulla turbolenza. Si definisce valore critico τ_{*c} quel valore di tensione al di sotto del quale la portata solida al fondo si annulla. Risulta interessante il legame esplicito tra la tensione di Shields e il parametro R_p , detto anche numero di Reynolds della particella:

$$R_p = \frac{\sqrt{(s-1)gd^3}}{\nu} \quad (3.2)$$

con s densità relativa che per la gran parte dei minerali è compresa tra 2.6 e 2.9. Tale legame rappresentato dalla curva di Shields (1936) è riportato nella figura 3.1.

Nel caso in cui la granulometria del fondo sia non uniforme si evidenzia come i grani di dimensioni maggiori, pur essendo tendenzialmente meno mobili dato il loro maggior peso, sono maggiormente esposti all'azione destabilizzante dell'acqua. Viceversa particelle minori, tendenzialmente più mobili, sono soggetti a un'azione di protezione da parte dei granuli più grandi. Questo effetto, chiamato *nascondimento* o *hiding*, può essere tenuto in conto introducendo un'opportuna funzione, decrescente con il diametro delle particelle.

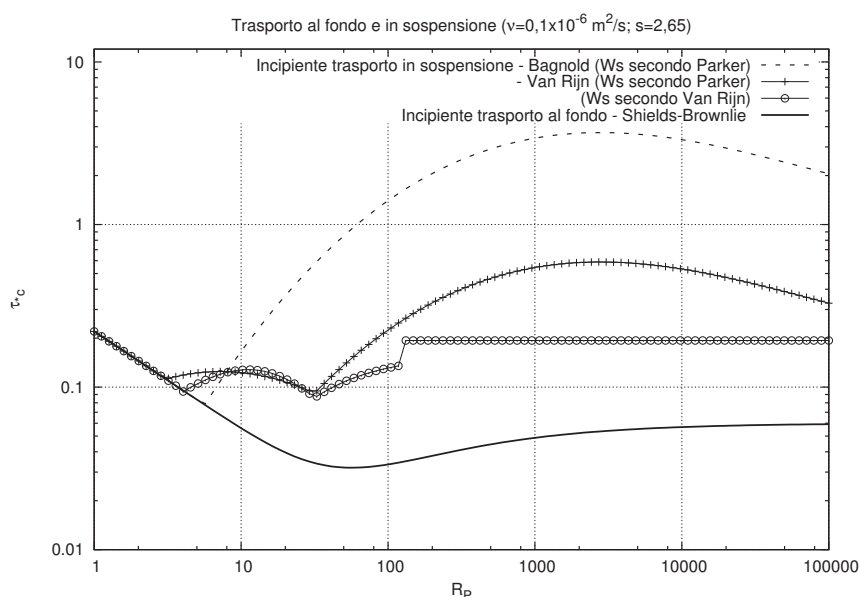


Figura 3.1: La curva di Shields che definisce le condizioni critiche per l'inizio del trasporto di fondo e le curve che definiscono le condizioni di incipiente trasporto in sospensione secondo Bagnold e Van Rijn.

Tuttavia, sebbene questo meccanismo possa risultare interessante, nel presente lavoro è stato scelto di considerare la granulometria uniforme, adottando come diametro tipico dei tratti del Po considerati il d_{50} : questa assunzione non solo semplifica la trattazione, ma sembra abbastanza ragionevole per i casi qui analizzati.

Se si considera invece il trasporto in sospensione, è noto come in una corrente turbolenta, in prossimità della parete vengono emesse dal fondo, in modo intermittente sia nello spazio che nel tempo, parcelle di fluido caratterizzate da una bassa velocità longitudinale. Sotto opportune condizioni, quando l'emissione è sufficientemente intensa, le particelle solide che giacciono sul fondo vengono intrappolate nella parcella di fluido e sospinte verso la regione esterna. Di queste, non tutte riescono a raggiungere la regione esterna: alcune assai presto ridepositano sul fondo; tuttavia, al crescere della tensione di Shields, il numero di eiezioni che raggiungono la regione di moto esterna tende a coincidere con il numero totale delle eiezioni. Le particelle solide che riescono ad attraversare lo strato limite di parete, costituendo la frazione di trasporto solido in sospensione, seguono poi traiettorie determinate sia dall'azione dinamica del fluido in cui si trovano che dalla sedimentazione

indotta dall'eccesso di peso delle particelle solide rispetto al fluido circostante. Talvolta le particelle nella fase di caduta sono sollecitate da nuove eiezioni provenienti dalle pareti e riprendono una traiettoria ascendente.

Diverse argomentazioni (Bagnold, 1966) suggeriscono che un parametro idoneo a definire la condizione di soglia che va superata affinché si realizzi il trasporto in sospensione è il rapporto w_s/u_* fra velocità di sedimentazione delle particelle e velocità di attrito. Una modesta variante di tale parametro è detta nella letteratura idraulica *numero di Rouse*, e può essere interpretato come rapporto fra una misura della tendenza stabilizzante espressa dalla capacità delle particelle solide di sedimentare e una misura della tendenza destabilizzante (misurata dalla velocità d'attrito u_*), che esprime la capacità delle parcelle fluide emesse dal fondo di trasportare le particelle solide. Introdotta la velocità di sedimentazione adimensionale

$$\hat{w}_s = \frac{w_s}{\sqrt{(s-1)gd}} \quad (3.3)$$

è possibile scrivere il criterio che individua la soglia del rapporto (tra la velocità di sedimentazione e la velocità di attrito) al di sotto del quale le particelle vanno in sospensione, in forma adimensionale:

$$\frac{\sqrt{\tau_*}}{\hat{w}_s} = f_s(Re_p) \quad (3.4)$$

In letteratura si trovano numerose proposte per la funzione f_s : in particolare *Bagnold* (1966) suggerisce di porre $f_s = 1$ mentre *Van Rijn* (1984) propone un andamento bimodale in funzione di Re_p . Entrambi i criteri sono riportati in figura 3.1.

Infine si indica con *wash load* la porzione di sedimenti sospesi costituita essenzialmente da particelle fini di limo e argilla, forniti da depositi di monte, come ad esempio del materiale dilavato dai versanti o generato da eventi franosi, quindi presente in quantità solitamente trascurabili in alveo.

Si può osservare come, al crescere della velocità della corrente (e, quindi, dello sforzo tangenziale al fondo), le particelle vengono movimentate in modo differente. Definendo con τ_{*c} e τ_{*sc} i due valori soglia del parametro di Shields per il trasporto al fondo e in sospensione, all'aumentare di τ_* si possono distinguere le seguenti modalità di movimento:

1. $\tau_* < \tau_{*c}$: le particelle *non* vengono mobilitate e rimangono sul fondo;
2. $\tau_{*c} < \tau_* < \tau_{*sc}$: *trasporto di fondo*. In questo caso si procede ad un'ulteriore distinzione:

- *rotolamento e slittamento*: per valori del parametro di Shields leggermente superiori a quello critico i granuli rotolano o strisciano mantenendosi sempre in contatto con il fondo;
 - *saltellamento*: al crescere di τ_* i granuli iniziano a muoversi con dei balzi di altezza dell'ordine di $2 \div 3 d$, subendo delle collisioni con il fondo e, all'aumentare del numero delle particelle movimentate, fra i granuli stessi;
3. $\tau_* > \tau_{*sc}$: i sedimenti vengono innalzati ad una distanza dal fondo tale per cui le forze turbolente di sostentamento sono comparabili con il peso immerso, o maggiori. I sedimenti vengono quindi trasportati *in sospensione* senza contatti con il fondo;
 4. Nel caso di τ_* molto elevato è possibile individuare una ulteriore modalità di trasporto, detto *sheet flow*, caratterizzato da uno strato di sedimenti a elevata concentrazione che si muove a contatto con il fondo: in tal caso le collisioni intergranulari giocano un ruolo cruciale. Tale meccanismo caratterizza i *debris flow*.

3.3 Stima del trasporto di fondo

Per una stima del trasporto di fondo non mancano derivazioni teoriche che tuttavia hanno evidenziato nel tempo significative limitazioni: si preferisce quindi adottare formulazioni empiriche, anch'esse numerose in letteratura. Tali relazioni forniscono tipicamente una stima della portata solida al fondo per unità di larghezza, q_b . E' usuale adimensionalizzare q_b nella forma proposta da *Einstein* (1950):

$$\phi = \frac{q_b}{\sqrt{(s-1)gd^3}} \quad (3.5)$$

Nel caso in cui la granulometria sia uniforme le relazioni empiriche proposte in letteratura possono tutte porsi nella forma generale $\phi = \phi(\tau_*)$.

Si elencano quindi, tra le varie relazioni presenti in letteratura, le due presenti nel modello matematico utilizzato:

- *Meyer-Peter Muller*(1948) verificata con $d = 0.4 \div 30 \text{ mm}$:

$$\phi = 8(\tau_* - \tau_{*c})^{3/2}, \quad \text{con } \tau_{*c} = 0.047 \quad (3.6)$$

- *Parker*(1990), verificata con granulometria grossolana:

$$\phi = 0.002188 \tau_*^{3/2} G(\zeta), \quad \text{con } \zeta = \frac{\tau_*}{\tau_{*c}} \quad (3.7)$$

dove la funzione G assume tre diverse configurazioni al variare di ζ :

$$G(\zeta) = 5474 \left(1 - \frac{0.853}{\zeta}\right)^{4.5}, \quad (\zeta \geq 1.65) \quad (3.8a)$$

$$G(\zeta) = \exp[14.2(\zeta - 1) - 9.28(\zeta - 1)^2], \quad (1 \leq \zeta \leq 1.65) \quad (3.8b)$$

$$G(\zeta) = \zeta^{14.2}, \quad (\zeta \leq 1) \quad (3.8c)$$

La formula di Parker non presenta una tensione critica al di sotto della quale si annulla il trasporto al fondo: tuttavia per valori di τ_* molto piccoli la ϕ risulta trascurabile. Questo ragionamento vale anche per la relazione di Engelund-Hansen (3.9), che verrà introdotta nel paragrafo seguente.

E' necessario sottolineare come tali relazioni forniscono solo una stima dell'ordine di grandezza di q_b : quest'affermazione non deve però essere vista come riduttiva in quanto il carattere fortemente crescente della funzione ϕ fa sì che il suo valore vari di almeno tre ordini di grandezza al variare della tensione di Shields τ_* nell'intervallo 0.05-1. In altre parole, la stima dell'ordine di grandezza di q_b è spesso sufficiente nella pratica. D'altra parte i processi di evoluzione del fondo sono determinati dalle variazioni spaziali del trasporto solido, la cui entità determina invece la scala temporale su cui tali processi evolutivi si realizzano. In altre parole, se la portata solida non varia lungo il corso d'acqua, il fondo non si sposta: dunque, anche se la stima della portata solida fosse affetta da notevole errore, la previsione dell'evoluzione del fondo in questo caso sarebbe comunque esatta.

3.4 Stima del trasporto totale

Se l'ipotesi di prevalente trasporto al fondo non è applicabile, come può essere ad esempio per portate di piena in cui i sedimenti vengono trasportati in notevole quantità, occorre a rigore valutare anche l'aliquota del trasporto in sospensione per poter stimare adeguatamente la portata solida totale Q_s . Per fare ciò è tuttavia necessario conoscere le condizioni iniziali e al contorno della concentrazione dei sedimenti trasportati: in mancanza di questi dati che sono effettivamente di difficile reperimento, è possibile ricorrere ad alcune formulazioni di origine empirica o semi-empirica che permettono di valutare

direttamente il trasporto totale. Tra le varie relazioni si riporta quella di *Engelund-Hansen* (1967) verificata per sabbie:

$$\phi = 0.05 C^2 \tau_*^{5/2}, \quad \text{dove la conduttanza } C = \sqrt{\frac{k_s^2 y^{1/3}}{g}} \quad (3.9)$$

Capitolo 4

Il modello morfodinamico

4.1 Premessa

Il modello matematico adottato nella presente tesi considera la relazione tra l'assetto altimetrico dell'alveo fluviale, la portata liquida in ingresso da monte e la portata solida da quest'ultima trasportata e suppone che nel tratto di fiume considerato sia possibile l'instaurarsi di una condizione di equilibrio.

La struttura matematica del modello verrà presentata nei seguenti paragrafi.

4.1.1 Il concetto di equilibrio morfodinamico

Parlare in generale di *sistema fiume* senza considerare tutti gli elementi che lo compongono è un'operazione troppo semplicistica; la realtà delle cose infatti risulta essere molto più complessa e articolata.

Per questo motivo si esaminano varie *forme* relative al corso d'acqua in scale diverse sviluppando i concetti di *sistema fluviale* e *sottosistemi fluviali*.

La nozione di sistema fluviale fa riferimento a un bacino idrografico; a sua volta una sua parte è definita come sottosistema fluviale di cui fanno parte ad esempio i meandri di un corso d'acqua. Andando sempre più nel dettaglio si trova ad esempio il sottosistema dune; diminuendo ancora la scala spaziale si incontra il sottosistema delle ripples, che hanno la dimensione del centimetro. Infine, le particelle dei sedimenti (fini o grosse che siano) costituiscono il livello più basso di sottosistema fluviale.

I sistemi (e i sottosistemi) evolvono nel tempo; ad esempio le particelle, le ripples, le dune e i meandri evolvono nello spazio con tempi di risposta via via più lunghi all'aumentare della scala spaziale.

Il concetto di *equilibrio morfodinamico* di un sistema (sottosistema) è una condizione di regime stazionaria ed è definibile se viene fissata la scala spaziale dello stesso sistema (sottosistema). Ad esempio ciò che caratterizza la scala del bacino idrografico è la lunghezza dell'asta principale; inoltre anche la scala dei tempi è rapportata alla scala delle lunghezze. L'equilibrio di un sistema è legato alla sua scala spaziale e temporale.

In questo lavoro si cerca di determinare una situazione di equilibrio; in realtà situazioni perenni di equilibrio non si verificano mai ma si può immaginare che per un certo periodo (ovvero per una certa portata fissata che duri un certo tempo) il moto sia permanente per il calcolo del tirante d'acqua.

Si faccia attenzione che se un sistema è in equilibrio, non è detto che i suoi sottosistemi subordinati (inferiori) o superordinati (maggiori) lo siano perché sono caratterizzati da scale di evoluzione diverse.

Perciò nello studio dell'evoluzione altimetrica dell'alveo del Po si ipotizza che

- il fiume nel suo complesso sia in condizioni stazionarie;
- i sottosistemi subordinati abbiano una relazione biunivoca con la portata considerata ($f(Q)$) per cui si adattano istantaneamente all'evoluzione del sistema esaminato.

4.1.2 Il modello matematico monodimensionale

Lo schema interpretativo, che si utilizza per lo studio della dinamica della corrente liquida, della fase solida da essa trasportata e per l'analisi dei processi distribuiti di erosione/sedimentazione, fa riferimento ad un modello unidimensionale (nel seguito 1-D).

Applicare un modello di questo tipo significa descrivere il moto della corrente e il trasporto solido senza preoccuparsi di precisare le modalità con cui essi si distribuiscono nella sezione trasversale del corso d'acqua. Dunque: le grandezze utilizzate nella descrizione fisica e matematica del moto e del trasporto solido sono quantità mediate nella sezione trasversale.

In particolare:

Q rappresenta la portata volumetrica della fase liquida, in m^3/s ,

Q_s indica la portata volumetrica della fase solida, in m^3/s ,

h descrive il carico piezometrico ovvero la quota della superficie libera nella sezione rispetto a un riferimento orizzontale arbitrario, in m ,

A rappresenta l'area della sezione liquida, in m^2 ,

η è la quota media del fondo rispetto allo stesso riferimento, espressa in m .

L'adozione di uno schema interpretativo monodimensionale è appropriata quando si analizzano correnti a fondo mobile caratterizzate da variazioni spaziali e temporali delle caratteristiche idrodinamiche e dell'assetto del fondo molto gradualmente, dunque non in corrispondenza di biforcazioni oppure di confluenze o ostruzioni in alveo.

In tal caso è lecito trascurare sia l'effetto di moti secondari che si instaurano nella sezione, sia l'effetto della non uniformità trasversale dei processi di erosione/deposito forzata dalle variazioni di geometria dell'alveo. Moti secondari possono realizzarsi anche in un alveo rettilineo perfettamente cilindrico quando, a causa di fenomeni di instabilità del fondo, si sviluppano forme di fondo di grande scala (ad esempio le barre alternate). Anch'esse dovrebbero essere assenti per l'effettiva applicabilità di uno schema monodimensionale. Tuttavia, nella pratica lo schema monodimensionale viene adoperato *in prima approssimazione* anche quando le condizioni descritte non sono rigorosamente verificate, in particolare per alvei meandriiformi in cui sono presenti forme di fondo di grande scala, come è il caso di cui ci si appresta a trattare.

4.2 Le equazioni alla base del modello

4.2.1 Le equazioni tridimensionali

Si consideri un sistema di riferimento (x, y, z) localizzato sul fondo dell'alveo, tale per cui x indichi la direzione longitudinale, y la direzione trasversale e z quella verticale. Le equazioni che permettono di risolvere un qualsiasi problema in un campo fluido tridimensionale sono le **equazioni di Navier-Stokes** risultanti dal principio di conservazione della quantità di moto:

$$\rho(\vec{f} - \frac{d\vec{u}}{dt}) = \nabla p - 2\mu\nabla \cdot \mathbb{D} \quad (4.1)$$

dove

ρ rappresenta la densità dell'acqua, in kg/m^3 ;

\vec{f} indica il campo delle forze gravitazionali, in m/s^2 ;

\vec{u} descrive il vettore di velocità istantanea e puntuale, in m/s , comprendente le componenti di velocità nelle tre direzioni;

p rappresenta le forze di pressione per unità di volume, in N/m^3 ;

μ è la viscosità dinamica dell'acqua, dell'ordine di $10^{-3}kg/(m \cdot s)$;

\mathbb{D} indica il tensore della velocità di deformazione, ovvero $D_{ij} = \frac{1}{2}(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i})$;

abbinate all'**equazione di continuità** per il fluido, supposto incomprimibile:

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad (4.2)$$

La soluzione di un qualsiasi campo di moto è a rigore data dalla soluzione numerica delle 4.1 e 4.2. Le incognite del problema sono le tre velocità e la pressione.

Tuttavia tale procedimento non può essere applicato nel caso degli usuali problemi caratterizzanti l'idraulica fluviale, dato l'alto onere computazionale che richiederebbe la soluzione numerica per numeri di Reynolds elevati (propri, appunto, dei moti nei canali a pelo libero). Allora invece di ricorrere alla soluzione diretta, le 4.1 e la 4.2 vengono mediate sulla turbolenza; perciò invece di conoscere il valore puntuale e istantaneo della velocità e delle forze di pressione, ci si accontenta di determinare il loro valore medio, $\langle \vec{u} \rangle$ e $\langle p \rangle$.

L'equazione di continuità mediata sulla turbolenza porge:

$$\frac{\partial \langle u_x \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle u_y \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle u_z \rangle}{\partial z} = 0 \quad (4.3)$$

Le equazioni di Navier Stokes, integrate sulla turbolenza, consentono di ricavare le **equazioni di Reynolds** che governano il campo di moto turbolento tridimensionale in un alveo fluviale. Utilizzando la notazione tensoriale tali equazioni porgono:

$$\rho \left(\frac{\partial}{\partial t} \langle u_i \rangle + \langle u_j \rangle \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} \right) = - \frac{\partial}{\partial x_i} (\langle p \rangle + \gamma h) + \mu \frac{\partial^2 \langle u_i \rangle}{\partial x_i \partial x_j} - \rho \langle u'_j \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \rangle \quad (4.4)$$

con i e j indici che assumono di volta in volta il significato di x , y e z . La decomposizione di Reynolds utilizzata per derivare le 4.4 e la presenza del termine non lineare costituito dall'accelerazione convettiva determinano l'insorgere di termini addizionali incogniti legati alle fluttuazioni turbolente. Quello che deve essere imposto è un modello di "chiusura della turbolenza" che permetta di modellare l'effetto di tali fluttuazioni in funzione delle grandezze mediate sulla turbolenza.

L'ipotesi semplificativa che viene assunta è quella di onde lunghe in acque basse, applicabile quando le variazioni delle grandezze del moto in direzione longitudinale e trasversale sono molto più gradualmente di quelle che avvengono lungo la profondità della corrente. Ne consegue che l'equazione di Reynolds

in direzione verticale, a meno di termini di ordine superiore, comporta la distribuzione idrostatica delle pressioni, ovvero

$$\langle p \rangle + \gamma h = \gamma H(x, y, t) \quad (4.5)$$

da cui si ottiene

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (\langle p \rangle + \gamma h) = g \frac{\partial H(x, y, t)}{\partial x} \quad (4.6a)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} (\langle p \rangle + \gamma h) = g \frac{\partial H(x, y, t)}{\partial y} \quad (4.6b)$$

A queste equazioni va aggiunta l'**equazione del bilancio di massa dei sedimenti** trasportati in sospensione dalla corrente:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \nabla \cdot (c \vec{u}_s) = \mathcal{D} \nabla^2 c \quad (4.7)$$

dove

c è la concentrazione volumetrica dei sedimenti sospesi;

\vec{u}_s è la velocità delle particelle solide;

\mathcal{D} è il coefficiente di diffusione molecolare;

Anche in questo caso si scompongono tutti i termini in un valore medio, indicato dall'operatore " $\langle \rangle$ " e un valore fluttuante dovuto alla turbolenza, indicato da un apice. Mediando l'equazione di continuità sulla turbolenza si ottiene

$$\frac{\partial \langle c \rangle}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle c \rangle \langle \vec{u} \rangle) - \vec{w}_s \frac{\partial \langle c \rangle}{\partial z} = -\nabla \cdot \langle c' \vec{u} \rangle \quad (4.8)$$

in cui \vec{u} è la velocità istantanea della corrente mentre la componente verticale di \vec{w}_s rappresenta la velocità di sedimentazione delle particelle solide. Ancora una volta i termini addizionali turbolenti possono essere espressi in funzione della concentrazione media introducendo un'adeguata legge di chiusura.

4.2.2 Le equazioni bidimensionali

Si prosegue la trattazione definendo le equazioni che governano il campo di moto bidimensionale; partendo dall'equazione di continuità 4.3, la si integra lungo la verticale z tra la quota del fondo $\eta(x, y)$ e quella della superficie libera $H(x, y, t)$. Tenendo in considerazione le condizioni cinematiche in corrispondenza della superficie libera e del fondo, per le quali la componente

della velocità normale alla superficie è nulla, e le condizioni dinamiche sempre sulla superficie libera e sul fondo, per le quali la forza che vi agisce è pari alla tensione tangenziale lungo la direzione considerata, si giunge alla seguente equazione

$$\frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial(DU_x)}{\partial x} + \frac{\partial(DU_y)}{\partial y} = 0 \quad (4.9)$$

dove

$$D = H - \eta$$

$$U_x = \frac{1}{D} \int_{\eta}^H \langle u_x \rangle dz \quad \text{e} \quad U_y = \frac{1}{D} \int_{\eta}^H \langle u_y \rangle dz$$

In modo analogo si integrano lungo z le equazioni della quantità di moto in direzione longitudinale e trasversale; l'equazione della conservazione della quantità di moto in direzione z è già stata considerata e comporta la distribuzione idrostatica delle pressioni. Dunque le equazioni lungo x e y , indicando con T_{ij}^d i termini generati dalla non linearità dei termini convettivi dell'accelerazione, con τ_s gli sforzi tangenziali al fondo e con τ_f gli sforzi tangenziali in superficie, diventano

$$\begin{aligned} \frac{\partial(DU_x)}{\partial t} + \frac{\partial(DU_x^2)}{\partial x} + \frac{\partial(DU_x U_y)}{\partial y} + gD \frac{\partial H}{\partial x} = \\ \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{fx}) + \frac{1}{\rho} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} D(T_{xx}^t + T_{xx}^d) + \frac{\partial}{\partial y} D(T_{yx}^t + T_{yx}^d) \right\} \end{aligned} \quad (4.10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(DU_y)}{\partial t} + \frac{\partial(DU_x U_y)}{\partial x} + \frac{\partial(DU_y^2)}{\partial y} + gD \frac{\partial H}{\partial y} = \\ \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{fy}) + \frac{1}{\rho} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} D(T_{xy}^t + T_{xy}^d) + \frac{\partial}{\partial y} D(T_{yy}^t + T_{yy}^d) \right\} \end{aligned} \quad (4.11)$$

Tali equazioni sono le **equazioni di de Saint Venant bidimensionali** ovvero le equazioni delle onde lunghe in acque basse. La tensione al fondo è legata alla velocità mediata sulla verticale mentre la tensione sulla superficie libera è associata alle caratteristiche del vento eventualmente agente su di essa.

Al fine di integrare lungo la verticale l'equazione del bilancio di massa dei sedimenti sospesi (4.8), oltre alle condizioni cinematiche sulla superficie libera è necessario tenere conto della condizione dinamica sulla stessa per la quale in assenza di apporti esterni il flusso di sedimenti attraverso la superficie libera è nullo, e della condizione dinamica sul fondo, per cui il flusso di sedimenti

in corrispondenza del fondo è pari alla differenza tra il flusso di erosione e_r e il flusso di deposito d_e . Alla fine di vari passaggi matematici si ottiene la seguente equazione:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_x \frac{\partial C}{\partial x} + U_y \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} (Dk_x \frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} (Dk_y \frac{\partial C}{\partial y}) + \frac{e_r - d_e}{D} \quad (4.12)$$

in cui

C, U_x, U_y rappresentano i valori di concentrazione e velocità mediati sulla verticale;

k_x, k_y sono i coefficienti di mescolamento longitudinale e trasversale.

L'**equazione di evoluzione del fondo** si ricava dall'equazione del bilancio dei sedimenti (4.7) considerando non solo il trasporto in sospensione ma anche quello al fondo. Si integra allora sulla verticale l'equazione istantanea del bilancio dei sedimenti, tenendo conto, come condizioni al contorno, dell'assenza di flusso relativo sulla superficie libera e che sul fondo il flusso relativo è pari al volume di sedimenti depositati/erosi in seguito all'evoluzione del fondo.

Alla fine di diversi passaggi matematici, si giunge alla forma bidimensionale dell'**equazione di Exner**:

$$\frac{\partial}{\partial t} (CD) + \frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} + (1-p) \frac{\partial \eta}{\partial t} = d_e - e_r \quad (4.13)$$

avendo indicato con

p la porosità dell'ammasso dei sedimenti;

d_e, e_r , rispettivamente, i flussi di sedimenti depositati od erosi;

q_{bx}, q_{by} la portata trasportata al fondo; infatti la portata solida complessiva può essere suddivisa in portata trasportata al fondo e in sospensione.

4.2.3 Le equazioni monodimensionali

Come si è accennato precedentemente, la determinazione degli assetti di equilibrio del fondo e della corrente liquida di un corso d'acqua, così come l'analisi della loro evoluzione temporale in risposta a variazioni della geometria dell'alveo o dell'alimentazione idrica o solida, può essere effettuato nell'ambito dello schema monodimensionale quando la scala delle variazioni spaziali esaminate risulta molto grande rispetto alla profondità e alla larghezza del corso

d'acqua. Sono dunque esclusi dall'oggetto dell'indagine i processi di formazione ed evoluzione di forme di fondo di piccola scala quali ripples, dune e antidune o di grande scala come le barre. Sono altresì esclusi i fenomeni localizzati, come lo studio del campo di moto in prossimità di una pila da ponte.

Le equazioni monodimensionali della morfodinamica sono ricavate integrando sulla larghezza B le equazioni bidimensionali di continuità (4.9), di Saint Venant (4.10 ed 4.11), quella dei sedimenti sospesi (4.12) e l'equazione di Exner (4.13).

L'equazione monodimensionale di continuità della fase fluida risulta

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (4.14)$$

essendo

$A = \int_{-B/2}^{B/2} D dy$ l'area della sezione liquida e

$Q = \int_{-B/2}^{B/2} DU_x dy$ la portata liquida volumetrica.

Indicati con c il contorno bagnato della sezione e con β il coefficiente di Coriolis, si ottiene l'equazione 1D della quantità di moto:

$$\frac{\partial(UA)}{\partial t} + \frac{\partial(\beta U^2 A)}{\partial x} + gA \frac{\partial H}{\partial x} = B \frac{\tau_H}{\rho} - c \frac{\tau_\eta}{\rho} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-B/2}^{B/2} D(T_{xx}^t + T_{xx}^d) dy \quad (4.15)$$

L'ultimo termine a secondo membro, rappresentante la variazione lungo x della tensione normale (turbolenta e dispersiva) nella direzione del moto, viene generalmente trascurato nelle applicazioni ingegneristiche.

Nell'ulteriore ipotesi che le azioni sulla superficie libera siano trascurabili (ad esempio per assenza di vento), l'equazione 1D assume la forma

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{\beta Q^2}{A} + gA \frac{\partial H}{\partial x} + g \frac{Q^2}{R_h A \chi^2} = 0 \quad (4.16)$$

La formula monodimensionale che governa l'evoluzione della concentrazione dei sedimenti trasportati in sospensione è ottenibile in modo analogo:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{Q}{A} \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{E_r - D_e}{A} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} (K_x A \frac{\partial C}{\partial x}) \quad (4.17)$$

dove K_x è il coefficiente di dispersione longitudinale.

Infine, l'equazione di Exner in ambito monodimensionale assume l'espressione

$$\frac{\partial(CA)}{\partial t} + \frac{\partial(BQ_b)}{\partial x} + (1-p) \frac{\partial z_b}{\partial t} = E_r - D_e \quad (4.18)$$

In quanto segue si esamineranno i profili di equilibrio della superficie libera e del fondo in tratti del corso d'acqua in cui si può assumere

- portata liquida costante;
- granuometria costante e, quindi, resistenza al moto costante;
- prevalente trasporto al fondo.

Allora, nell'ipotesi di stazionarietà le suddette equazioni si semplificano come segue:

$$Q = UA = \text{costante}; \quad (4.19)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\beta Q^2}{A} + gA \frac{\partial H}{\partial x} + g \frac{Q^2}{R_h A \chi^2} = 0; \quad (4.20)$$

$$\frac{\partial(BQ_b)}{\partial x} = 0 \quad (4.21)$$

La soluzione del problema richiede inoltre la conoscenza di opportune condizioni iniziali e condizioni al contorno. In particolare le condizioni iniziali occorre comportano l'assegnazione dei valori delle funzioni incognite in ciascuna delle sezioni considerate nel calcolo. Dunque, assumendo di scegliere come funzioni incognite il carico piezometrico $h(x; t)$, la portata solida $Q_s(x; t)$ e la portata liquida $Q(x; t)$, le condizioni iniziali possono porsi nella forma:

$$h(x, t)|_{t=0} = h_0(x) \quad Q_s(x, t)|_{t=0} = Q_{s0}(x) \quad Q(x, t)|_{t=0} = Q_0(x) \quad (4.22)$$

D'altro canto, le condizioni al contorno assegnano i valori delle funzioni incognite allo scorrere del tempo nella sezione iniziale ($x = 0$) o nella sezione finale ($x = L$). Nel caso delle correnti a fondo mobile con dominante trasporto al fondo, due delle condizioni iniziali si assegnano nella sezione iniziale e la terza nella sezione finale. Ciò dipende dal modo in cui le informazioni si propagano nelle correnti a fondo mobile. Un esempio di possibili condizioni al contorno, adeguato al caso della propagazione di una piena in una corrente a fondo mobile, è:

$$h(x, t)|_{x=L} = f(t) \quad Q_s(x, t)|_{x=0} = \bar{Q}_s(t) \quad Q(x, t)|_{x=0} = q(t) \quad (4.23)$$

4.3 Soluzione

Il problema morfodinamico consiste in generale nella determinazione del profilo di equilibrio del fondo del corso d'acqua quando siano note:

- la geometria iniziale dell'alveo;

- la portata liquida in ingresso nella sezione di monte;
- la portata solida in entrata da monte;
- la quota del pelo libero nella sezione di valle.

Per risolvere il problema bisogna valutare le modalità e l'entità del trasporto solido di una corrente fluviale, note le sue caratteristiche idrodinamiche (portata, livello rispetto allo zero idrometrico) e la granulometria dei sedimenti trasportati. Un ultimo prerequisito consiste nel conoscere, e quindi imporre, le condizioni iniziali e al contorno alle estremità del tratto di fiume considerato.

Come si vedrà nel capitolo successivo, il modello necessita in ingresso della descrizione delle sezioni trasversali. Per come è stato concepito, il programma non trasforma le sezioni in rettangolari equivalenti, ma mantiene la geometria iniziale: la simulazione a fondo mobile calcola il valor medio della variazione della quota del fondo e lo applica ad ogni punto della sezione liquida. Il risultato finale è una traslazione rigida della sezione trasversale in alto o in basso a seconda che il fondo sia soggetto a deposito o erosione.

Capitolo 5

Operazioni preliminari per l'applicazione del modello monodimensionale

5.1 Premessa

Il modello che viene di seguito adottato richiede alcune attività propedeutiche alla sua applicazione. Infatti, come del resto tutti i codici realizzati per un utilizzo generale e non applicati ad uno specifico caso, è necessario condurre un'accurata analisi di sensibilità per l'ottenimento di valori di scabrezza del fondo che portino a risultati coerenti.

Per come è stato concepito il modello matematico, prima di tutto bisogna inserire la geometria come previsto dal programma "*Hec-Ras*". Il codice viene inizializzato con una prima simulazione a fondo fisso avente come fine la stima della portata solida da utilizzare in ingresso per il tratto in analisi, ottenuta come media delle portate solide calcolate in un numero prefissato n di sezioni a monte. La portata solida ricavata nel modo appena descritto è quindi impiegata come dato di input per il passo successivo: il calcolo del fondo di equilibrio. Questo modo di procedere, con la scelta ragionata della Q_s , viene discusso in modo più approfondito nel paragrafo 5.5.

5.2 La scala delle portate

La *scala delle portate* è il diagramma che associa l'altezza idrometrica della superficie libera di un canale, misurata rispetto a un piano di riferimento con quota nota, alla corrispondente portata transitante. Benché il suo concetto sia rigorosamente valido in presenza di moto uniforme in alveo cilindrico, in

questo contesto il suo significato viene esteso a misurazioni sperimentali del livello idrico e a sezioni di forma qualsiasi.

L'*Autorità di bacino del fiume Po* (ADBPO), nel suo sito, mette a disposizione una vasta raccolta di dati sul monitoraggio del fiume Po. In particolare, consente di usufruire di un servizio aggiornato in tempo reale che indica il livello e la portata giornalieri presenti nel corso d'acqua in alcune sezioni (le principali) dotate di idrometro per la misurazione del livello rispetto a uno zero prestabilito, e un misuratore di portata liquida.

Al fine di tarare il modello per quanto riguarda i valori di un qualsivoglia coefficiente di scabrezza (Gaukler-Strickler, Manning, Chézy...) si procede dunque a un'analisi di sensibilità; in particolare, poiché lo scopo che ci si prefigge è di analizzare il tratto già definito come "I", dalla confluenza con il fiume Secchia fino a Pontelagoscuro, i dati che vengono trattati sono quelli relativi all'idrometro di Pontelagoscuro (provincia di Ferrara) e all'idrometro di Borgoforte (provincia di Mantova).

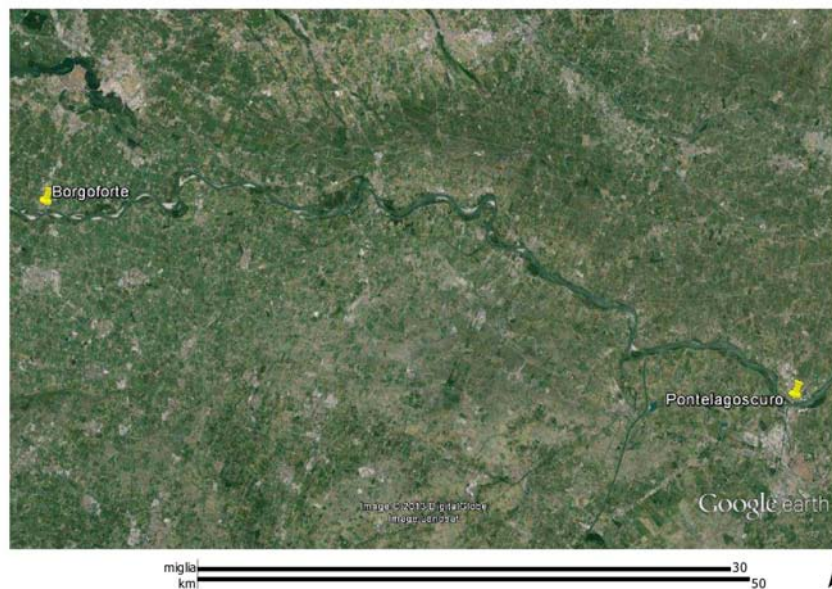


Figura 5.1: Immagine satellitare del tratto del fiume Po da Borgoforte (Mantova) a Pontelagoscuro (Ferrara).

Purtroppo il sito dell'Autorità di bacino del fiume Po riporta solo i dati relativi ai livelli idrometrici dell'ultimo anno, mentre sono a disposizione tutti i dati di portata degli ultimi trent'anni. Si è dovuto quindi procedere a un'approfondita analisi delle portate dell'ultimo anno in entrambe le sezioni

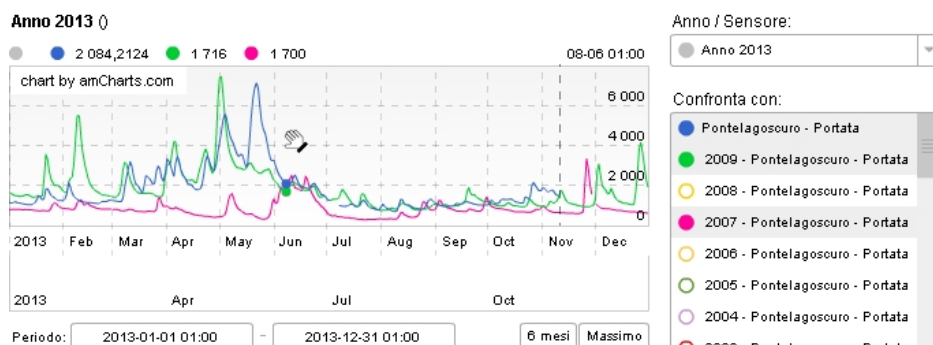


Figura 5.2: Andamento della portata nel Po in prossimità di Pontelagoscuro negli anni 2007, 2009 e 2013, disponibile all'indirizzo: <http://www.adbpo.it/BilancioIdrologico.html>.

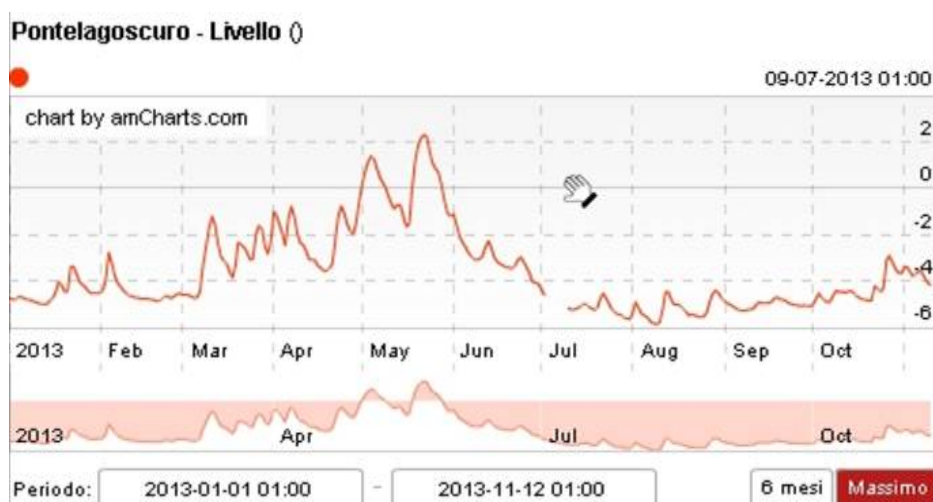


Figura 5.3: Andamento del livello idrometrico nel Po in prossimità di Pontelagoscuro nell'anno 2013, disponibile all'indirizzo: <http://www.adbpo.it/BilancioIdrologico.html>.

d'interesse, non possedendo le misurazioni del livello degli anni passati. In figura 5.2 e 5.3 sono riportati i grafici forniti dal sito di ADBPO.

L'analisi delle misure fornite da ADBPO ha consentito di ricavare 21 portate, praticamente coincidenti nelle due stazioni idrometriche (Tabella 5.1). L'imprecisione è al massimo dell'ordine di $5 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tabella 5.1: Tabella riportante i valori di portata in m^3/s e i relativo livello idrometrico sopra il livello medio mare presso Pontelagoscuro e Borgoforte

portata m^3/s	livello idrometrico [m s.l.m.m.]	
	Pontelagoscuro	Borgoforte
750	2,46	12,91
800	2,63	13,11
900	2,84	13,45
950	2,95	13,58
1000	3,03	13,70
1050	3,17	13,85
1195	3,50	14,25
1255	3,68	14,45
1450	4,07	14,85
1695	4,50	15,39
1835	4,83	15,65
1950	4,94	15,91
2040	5,09	16,03
2165	5,29	16,17
2365	5,67	16,67
2605	5,97	17,10
2885	6,45	17,66
2940	6,57	17,73
3060	6,70	17,76
3450	7,32	18,44
4215	8,39	19,37

Si noti che la quota dello zero idrometrico per la stazione di Pontelagoscuro è fissata a 8,21 m s.l.m.m. (ecco perché in Figura 5.3 sono presenti molti valori negativi) mentre per la stazione di Borgoforte lo zero idrometrico è posto a 14,5 m s.l.m.m..

5.2.1 Osservazioni

Il tratto di fiume compreso tra Borgoforte e Pontelagoscuro subisce due immissioni di portata in seguito alle confluenze con i fiumi Mincio e Secchia, quindi risulta un'approssimazione assumere che in entrambe le stazioni idrometriche transiti la stessa portata liquida. Tuttavia, in questo lavoro non si considera la confluenza con i fiumi, e la corrispondente portata liquida da essi immessa, in quanto tale portata risulta di un paio di ordini di grandezza minore di quella che possiede il Po prima di incontrarli.

Un'altro aspetto che è utile evidenziare riguarda la formula di Gauckler-Strickler, usata per l'analisi di sensibilità: essa è valida rigorosamente a moto



Figura 5.4: Asta idrometrica presso Pontelagoscuro



Figura 5.5: Asta idrometrica presso Borgoforte

uniforme. Tuttavia viene in prima approssimazione applicata in questo studio condotto per condizioni di moto permanente (a portata costante).

I valori di portata e i corrispondenti livelli ricavati dai grafici A.D.B.P.O. sono relativi ai dati giornalieri registrati a moto vario: mentre la lettura può considerarsi corretta per le portate ordinarie che si mantengono su quei valori per diversi giorni, per quelle di piena, in cui ogni giorno i dati variano, non si è tenuto conto di effetti particolari quali il cappio di piena. In prima approssimazione, nel presente studio, si assume che la relazione tra livelli e portate sia univoca trascurando quindi il cappio di piena, ovvero il fatto, noto dallo studio dell'idrodinamica, che durante una piena lo stesso livello venga raggiunto due volte con portate diverse.

5.3 Le sezioni richieste dal modello

Per quanto riguarda le sezioni, i dati più recenti, che si hanno a disposizione e che vengono utilizzati nella presente tesi, risalgono al 2005: dunque si suppone che, nell'arco del periodo 2005-2013, le sezioni abbiano subito variazioni altimetriche per deposito/erosione relativamente modesta, ovvero che in generale non comportino variazioni rilevanti nella forma della sezione, almeno per quanto riguarda la zona in prossimità di Borgoforte e Pontelagoscuro. Per tale motivo consideriamo le sezioni del 2005 e i livelli del 2013.

In totale, a partire dalla confluenza con il fiume Oglio fino a Pontelagoscuro, ne sono state rilevate 83. Il tratto è stato monitorato rilevando le sezioni in modo non equidistante, ma analizzando zone particolari quali curve, intersezioni con ponti, isole, manufatti idraulici... Le sezioni più vicine hanno un interasse di 154 *m* mentre le più distanti sono spaziate di oltre 2,5 *km*. Questa grande differenza tra le distanze non è compatibile con il codice di calcolo che richiede il passo d'integrazione costante. Si è perciò proceduto tramite il programma Hec-Ras a un'interpolazione tra le sezioni, con passo massimo di 500 *m*. Le distanze parziali sono quindi state regolarizzate ottenendo un totale di 229 sezioni.

Il file di geometria completo prodotto in Hec-Ras richiede anche la definizione dei luoghi definiti "bank station" che hanno la funzione di indicare i nodi della sezione che separano l'alveo dalle sponde. Ciò che differenzia queste diverse regioni (alveo e sponde), a parte la diversa quota, è il coefficiente di scabrezza. Nel presente studio si suppone che la sponda destra e sinistra siano caratterizzate dalla stessa resistenza al moto.

La determinazione dei nodi che delimitano l'alveo è stata facilitata dalla descrizione che l'A.I.P.O. ha predisposto per ogni sezione: infatti i file .dwg, .xls e .txt includono un'accurata descrizione di ogni punto rilevato. In caso

Tabella 5.2: Valori dei coefficienti di Gauckler-Strickler e Manning per le varie simulazioni

simulazione	k_s alveo	k_s sponde	n alveo	n sponde
S1	25	20	0,04	0,05
S2	25	15	0,04	0,067
S3	23,5	20	0,045	0,05
S4	26,7	15	0,0375	0,067
S7	26	16	0,0385	0,0625

di incertezza per la particolare conformazione della sezione, come a esempio in presenza di una ramificazione del corso d'acqua, si è data priorità alla corretta descrizione del filone principale della corrente ovvero dell'alveo di magra.

Infine, come valori di primo tentativo si sono considerati i valori dei coefficienti di Manning (da tarare) per la resistenza al moto suggeriti in letteratura.

Nelle Figure 5.6, 5.7 e 5.8 sono riportati alcuni esempi di sezioni ottenute con Hec-Ras, essendo la quota del pelo libero ottenuta imponendo una portata di $1500 \text{ m}^3/\text{s}$.

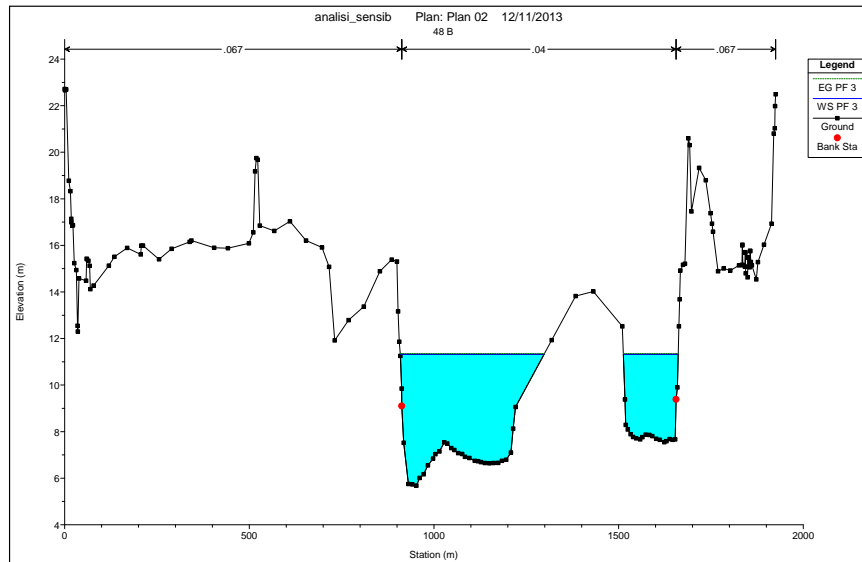
5.4 Analisi di sensibilità

La stima dei valori del coefficiente di scabrezza k_s da assegnare all'alveo e alle sponde del tratto di corso d'acqua analizzato è stata ottenuta mediante un'accurata analisi di sensibilità del parametro stesso. A partire dai livelli forniti dalla scala delle portate a Pontelagoscuro, sono state effettuate diverse simulazioni al variare di k_s , ovvero del coefficiente di Manning “ n ” che viene richiesto da Hecras (si ricorda che $n = \frac{1}{k_s}$).

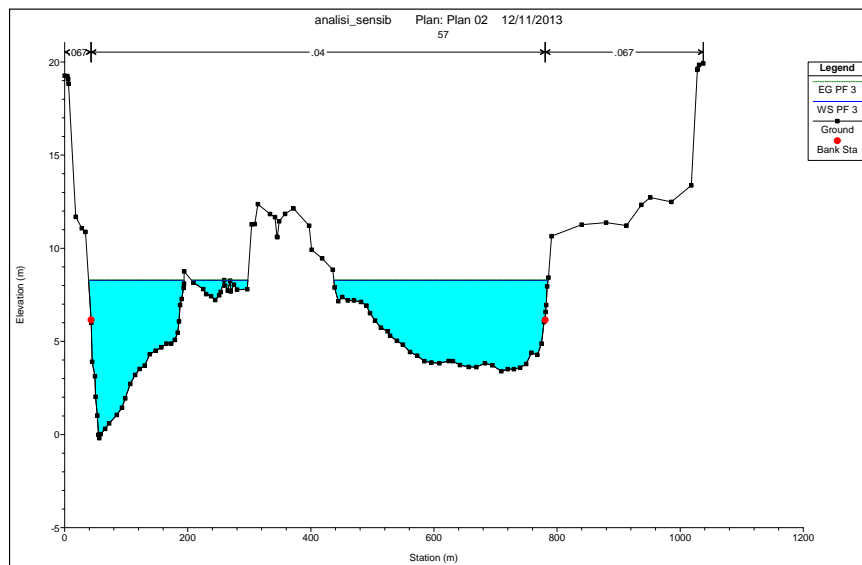
Tali simulazioni hanno riguardato il tratto di fiume formato dall'unione dei tratti H ed I: ottenuto l'andamento dei livelli con simulazioni a fondo fisso, si sono confrontati i risultati ottenuti nella sezione 42, presso Borgoforte, con i livelli forniti dalla corrispondente scala delle portate. Per una prima stima delle resistenze al moto si è fatto riferimento alle indicazioni fornite da Chow (1959). La Tabella 5.3 riporta i dati ottenuti nelle varie simulazioni eseguite, mentre le Figure 5.9 e 5.10 riportano il confronto grafico tra i dati numerici ottenuti numericamente.

Come si può agevolmente notare dai valori assunti dallo scarto quadratico medio σ , la simulazione S2 è quella che meglio approssima la curva reale dei livelli misurati. In quanto segue viene assunto quindi un valore di k_s pari a

42 Operazioni preliminari per l'applicazione del modello monodimensionale

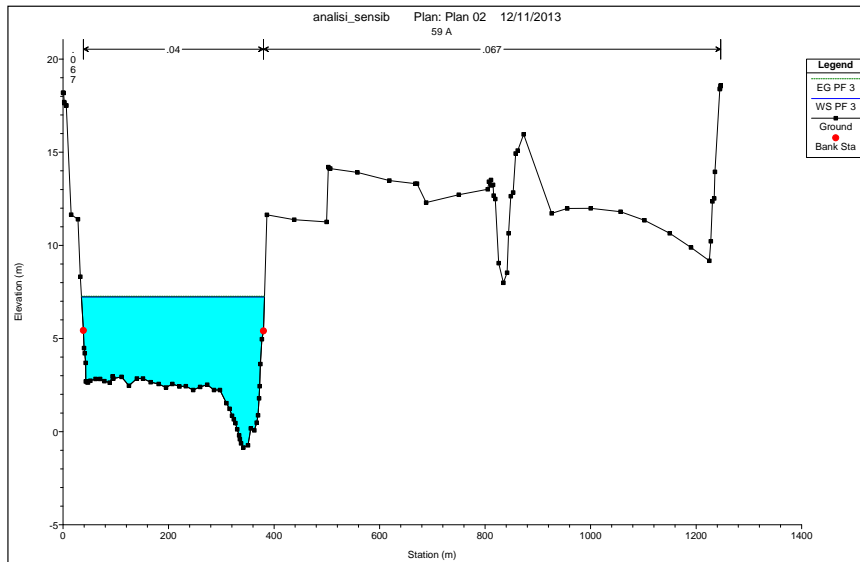


(a) Sezione 48 B

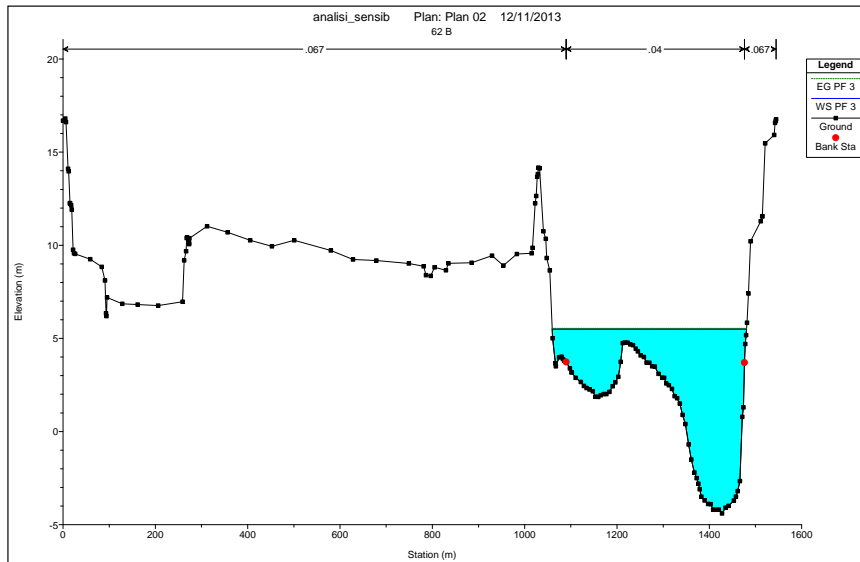


(b) Sezione 57

Figura 5.6: Alcuni esempi di sezioni graficate utilizzando Hec-Ras.



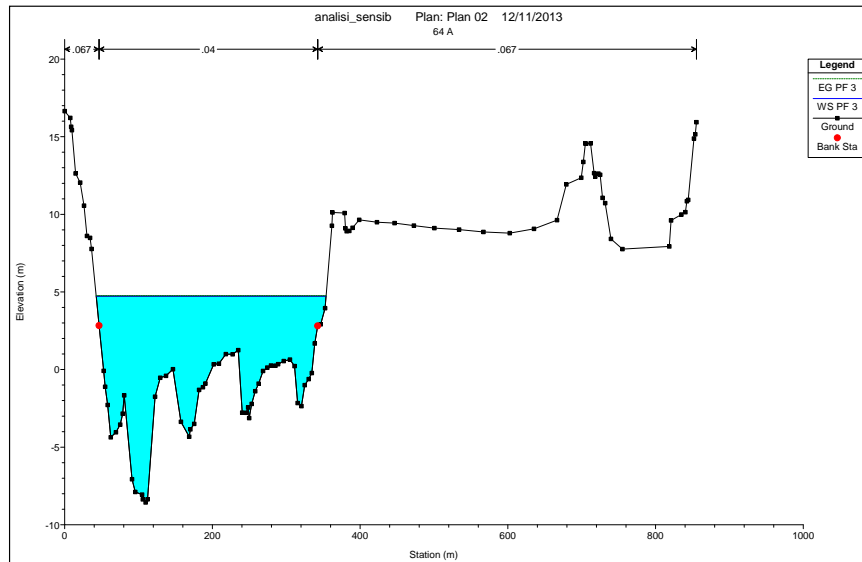
(a) Sezione 59 A



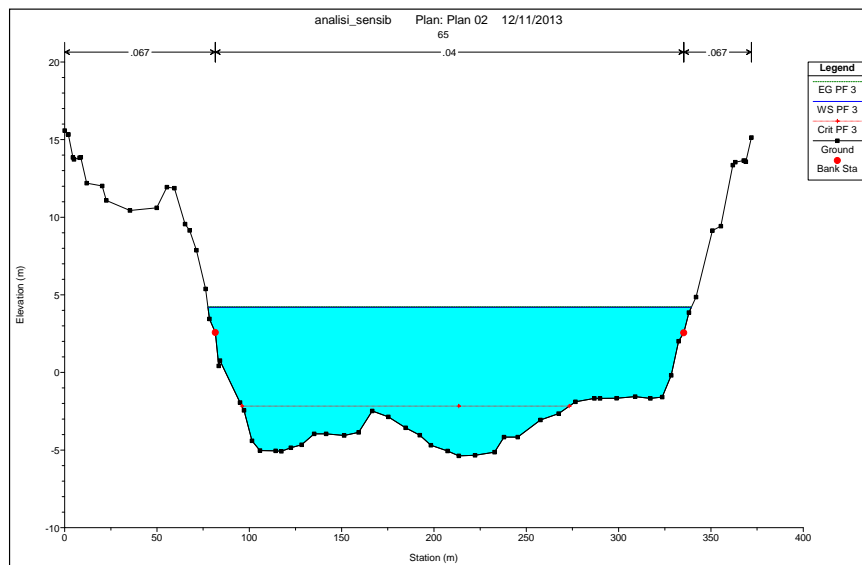
(b) Sezione 62 B

Figura 5.7: Alcuni esempi di sezioni graficate utilizzando Hec-Ras.

44 Operazioni preliminari per l'applicazione del modello monodimensionale



(a) Sezione 64 A



(b) Sezione 65

Figura 5.8: Alcuni esempi di sezioni graficate utilizzando Hec-Ras.

Tabella 5.3: Confronto tra i livelli ottenuti nelle varie simulazioni (S1, S2, S3, S4 e S7) con quelli rilevati nella stazione di misura idrometrica di Borgoforte al variare della portata fluente. Si rappresenta lo scarto quadratico medio tra valori calcolati e osservati.

num	Q [m^3/s]	h mis. [m]	h S1 [m]	h S2 [m]	h S3 [m]	h S4 [m]	h S7 [m]
1	750	12,91	13,00	13,01	13,28	12,86	12,92
2	800	13,11	13,16	13,17	13,45	13,01	13,07
3	900	13,45	13,45	13,47	13,76	13,30	13,37
4	950	13,58	13,60	13,61	13,91	13,44	13,51
5	1000	13,70	13,73	13,75	14,05	13,58	13,64
6	1050	13,85	13,87	13,86	14,19	13,71	13,78
7	1195	14,25	14,24	14,26	14,58	14,07	14,15
8	1265	14,45	14,40	14,43	14,75	14,24	14,31
9	1450	14,85	14,83	14,86	15,20	14,66	14,74
10	1695	15,39	15,35	15,40	15,73	15,18	15,26
11	1835	15,65	15,62	15,68	16,01	15,46	15,54
12	1950	15,91	15,84	15,90	16,24	15,68	15,75
13	2040	16,03	16,00	16,07	16,41	15,84	15,92
14	2165	16,17	16,22	16,30	16,64	16,06	16,14
15	2365	16,67	16,56	16,65	16,99	16,41	16,49
16	2605	17,10	16,94	17,05	17,40	16,80	16,88
17	2885	17,66	17,37	17,49	17,85	17,23	17,31
18	2940	17,73	17,45	17,58	17,93	17,31	17,40
19	3060	17,76	17,63	17,77	18,12	17,49	17,57
20	3450	18,44	18,21	18,37	18,74	18,06	18,14
21	4215	19,37	19,22	19,40	19,70	19,11	19,19
σ			0,13	0,07	0,34	0,24	0,17

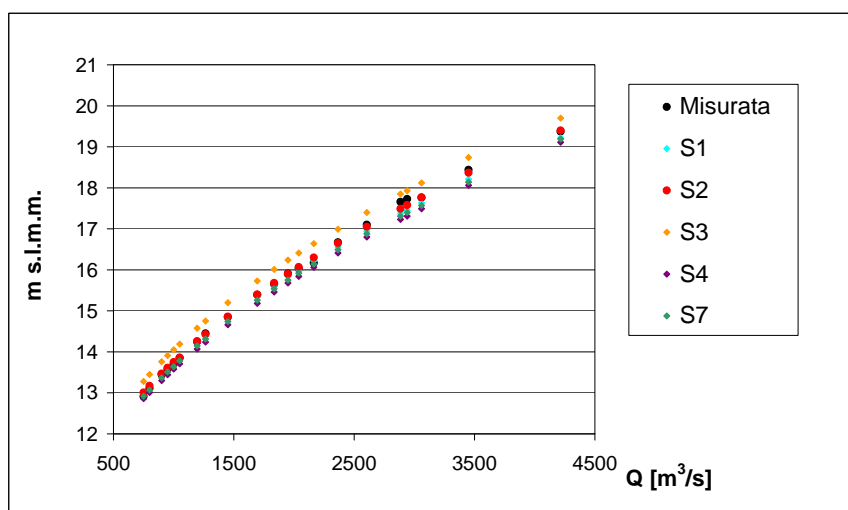


Figura 5.9: Confronto tra le scale delle portate ottenute numericamente e quella reale misurata a Borgoforte.

25 m^3/s per l'alveo di magra e a 15 m^3/s per le sponde del tratto fluviale considerato.

Da un'analisi dell'andamento dei livelli nelle diverse simulazioni si può notare come:

- per portate basse, una variazione del coefficiente di scabrezza dell'alveo produce effetti di gran lunga più rilevanti rispetto a quello delle sponde, in quanto il livello dell'acqua rimane entro l'alveo di magra o fuoriesce di poco; viceversa, per portate elevate, una variazione della scabrezza delle sponde provoca variazioni di livello significative, comparabili con quelle risultanti dalla variazione della scabrezza dell'alveo;
- la simulazione S2, che è quella che meglio approssima il dato reale, sovrastima leggermente i livelli per portate basse (sostanzialmente fino a poco più di 1000 m^3/s), mentre sottostima il livello per portate più elevate; la massima differenza è in ogni caso al di sotto del punto percentuale e, quindi, decisamente accettabile.

5.5 Stima della portata solida

Come già accennato nel paragrafo 4.3, il modello necessita un valore di portata solida in ingresso da monte per poter effettuare simulazioni a fondo mobile. Nota la geometria della sezione, se si impongono sia la portata liquida che quella solida, esiste soltanto una profondità y , detta di equilibrio, tale

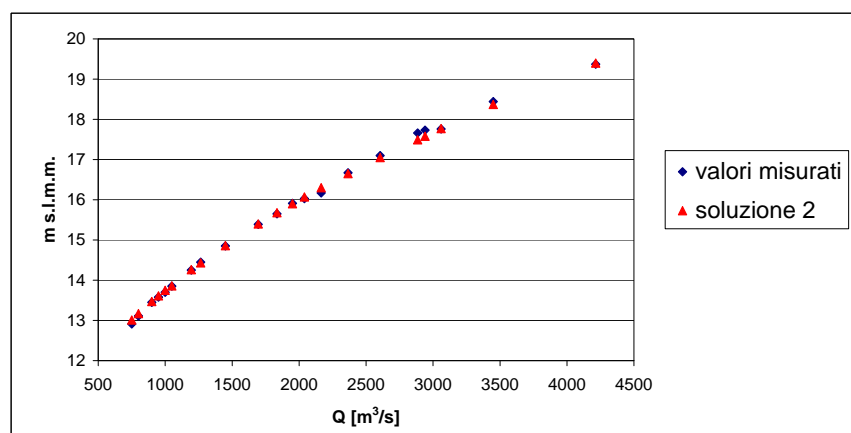


Figura 5.10: Confronto tra la scala delle portate ricavata dalla seconda simulazione e quella reale misurata a Borgoforte.

che quella sezione sia in grado di far defluire le portate liquide e solide Q e Q_s assegnate. Questo vale in tutte le sezioni del dominio di calcolo, dunque anche per la sezione di valle, dove assegnate Q e Q_s si trova la profondità di equilibrio y che verrà dunque posta alla quota corrispondente alla condizione al contorno prescelta (quota del fondo o, nel caso in oggetto, della superficie libera).

Determinare la condizione al contorno sulla portata solida è quindi un passo cruciale: per fare ciò il codice calcola il campo di moto assumendo il fondo fisso, integrando verso monte da una prefissata quota di valle, nota che sia la portata liquida. Nota quindi l'idraulica del problema, è possibile valutare la portata solida nelle varie sezioni (si veda par. 3.3). Per la simulazione a fondo mobile si utilizza quindi il valore medio della Q_s calcolata nelle prime nqs sezioni. Tra le varie formule empiriche a disposizione si è deciso di adottare la relazione di Engelund-Hansen (3.9), che tiene conto del trasporto totale dato dalla somma di trasporto al fondo e trasporto in sospensione. Lo schema grafico esplicativo è riportato in Figura 5.11.

Appare quindi evidente come, per poter analizzare un tratto di corso d'acqua, sia necessario disporre di un *certo numero* di sezioni a monte di questo, in modo da poter stimare proprio in queste sezioni la portata solida che entra nel tratto da analizzare. Per questo motivo, visto che lo scopo del presente lavoro è di studiare il comportamento morfodinamico del fiume Po nel tratto I, si è proceduto a valutare la portata solida nel tratto H posto, come precedentemente descritto, immediatamente a monte di I.

Preso quindi l'intero tratto comprensivo di H e I, costituito in totale da 248 sezioni trasversali (comprese quelle interpolate), si sono effettuate

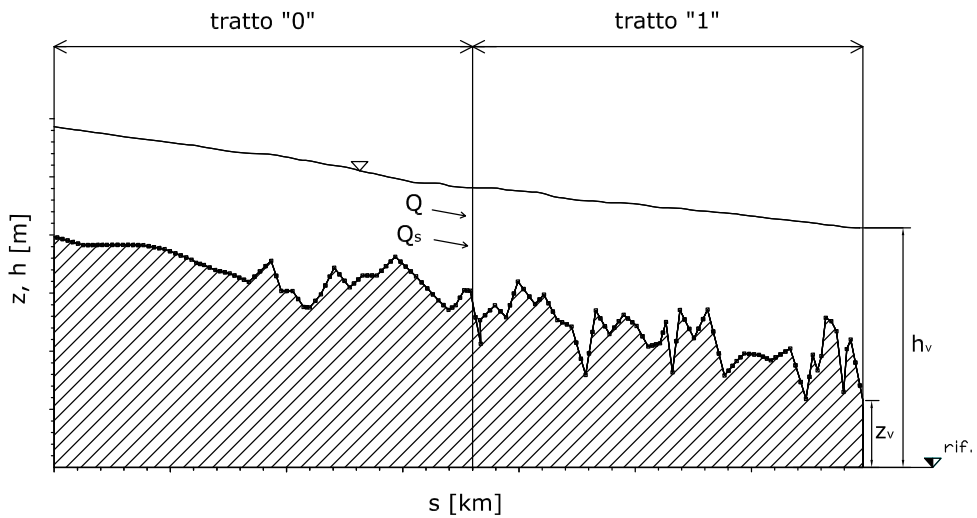
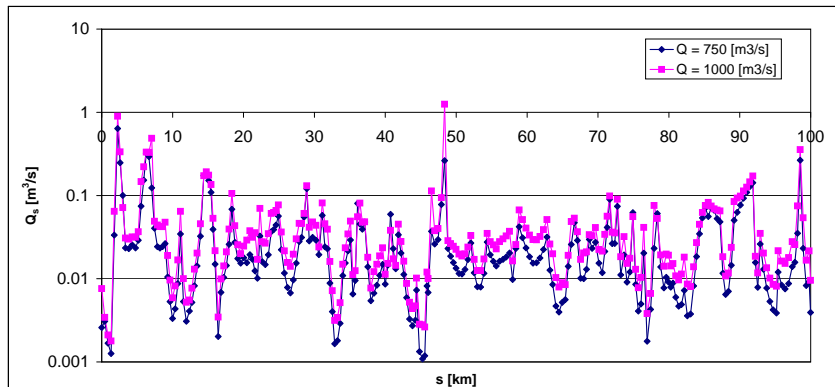


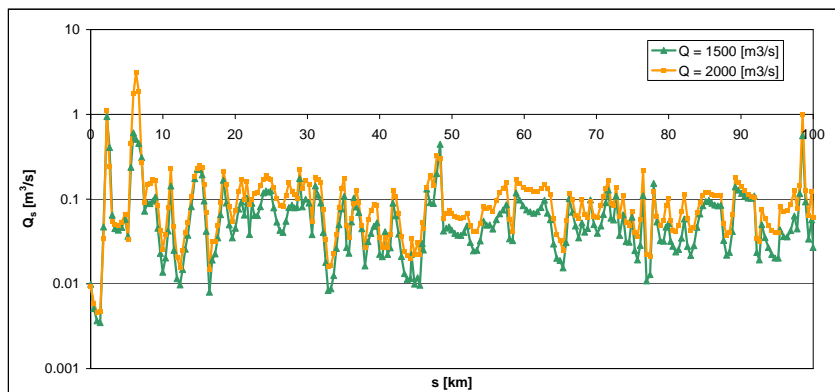
Figura 5.11: Schema grafico, con il profilo longitudinale del fiume, che illustra come ragiona il modello per la stima della portata solida in ingresso nel tratto I : calcola una media di Q_s a partire dal tratto 0 posto a monte per un certo numero di sezioni. In questo caso h_v indica l'altezza della superficie libera mentre z_v l'altezza del fondo dell'alveo.

varie simulazioni a fondo fisso per portate liquide pari a 750, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 3450 e 4215 m^3/s . Nella Figura 5.12 si riportano alcuni andamenti della Q_s in scala logaritmica al variare della portata fluente. Nel presente lavoro si è cercato di individuare un tratto nella zona di monte H in cui la Q_s non vari di molto, in modo che il risultato che si ottiene con l'operazione di media sia il più possibile vicino al valore che si suppone essere quello entrante nel tratto considerato I. Come già accennato in precedenza, qualsiasi ragionamento riguardo alla portata solida presuppone l'analisi non tanto del valore puntuale quanto piuttosto dell'ordine di grandezza che essa assume.

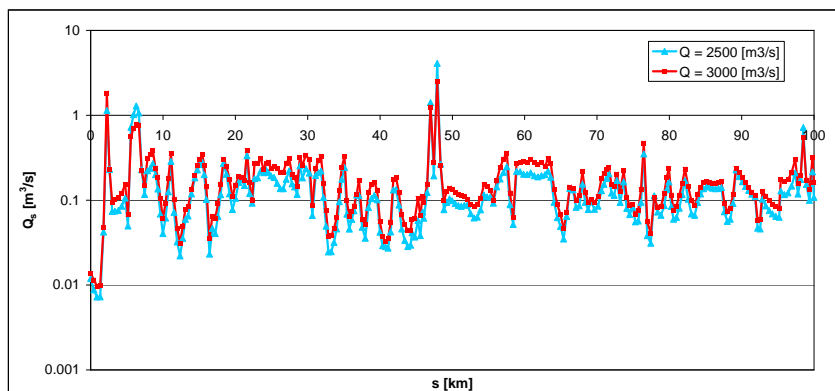
Come si può osservare dalla figura 5.12, la Q_s ha un andamento pressoché costante nel tratto compreso tra 21 e 32 km circa: tale osservazione può essere fatta per tutti i casi analizzati, ovvero per diversi valori della portata liquida analizzati. Si è quindi deciso di prendere in considerazione questa porzione di corso d'acqua, tra la sezione 44 C e la sezione 47 B, mediare la portata solida e utilizzare il valore così ottenuto come condizione al contorno per l'analisi a fondo mobile del tratto successivo I.



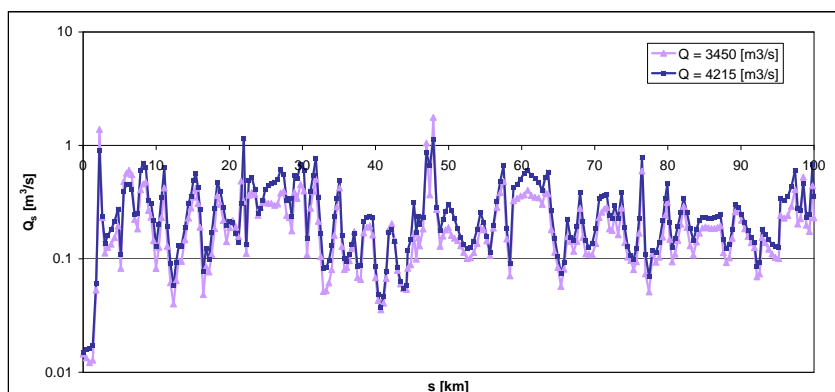
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 5.12: Andamento della portata solida nel tratto H-I al variare della portata liquida.

Capitolo 6

Risultati del modello

6.1 Premessa

Come più volte ripetuto nei capitoli precedenti, il tratto di Po esaminato nelle simulazioni numeriche 1D a moto permanente e fondo mobile è quello compreso tra la confluenza con il fiume Secchia (sezione 47 B) e Pontelagoscuro (sezione 65).

Per una dettagliata localizzazione delle sezioni trasversali considerate si faccia riferimento all'Appendice A.

Si ricorda inoltre che il codice di calcolo necessita della definizione dei seguenti parametri, richiesti dalle condizioni al contorno:

- la portata liquida Q (espressa in m^3/s) in entrata da monte;
- la portata solida Q_s (anch'essa in m^3/s) in entrata da monte che può essere inserita in due modi:
 - inserendo il diametro dei sedimenti e il numero di sezioni in cui il programma stesso, a partire da monte, media la portata solida
 - o fornendo direttamente la portata solida in ingresso;
- il livello del pelo libero h di valle rispetto ad un piano di riferimento, che in questa trattazione viene assunto pari al livello del medio mare.

La scelta della portata liquida Q e del valore del livello di valle h è stata già ampiamente discussa nel capitolo 5, in cui si è descritto il modo in cui è stata determinata la scala delle portate e la portata solida Q_s . Le simulazioni che verranno di seguito analizzate hanno inizialmente lo scopo di determinare la portata formativa ovvero quella portata che determina la geometria delle sezioni osservate. A tale scopo il profilo longitudinale del fondo calcolato

Tabella 6.1: Valori di portata considerati nelle prime serie di simulazioni e corrispondenti livelli idrometrici utilizzati come condizione al contorno di valle nella sezione 65

portata m^3/s	livello idrometro [$m s.l.m.m.$] Pontelagoscuro
750	2,46
1000	3,03
1500	4,20
2000	5,04
2500	5,86
3000	6,70
3450	7,32
4215	8,39

dal modello viene confrontato con l'andamento del fondo realmente rilevato. Ulteriori simulazioni sono state volte a verificare come il fiume risponda a condizioni particolari, ovvero variando arbitrariamente la portata solida di monte.

Il modello consente anche di condurre simulazioni caratterizzate da portata variabile in funzione del tempo. Questo problema non viene preso in considerazione nella presente tesi, limitandosi a esaminare condizioni di moto permanente e portata liquida costante, al fine di vedere come il fondo venga modellato per quel particolare flusso.

6.2 Analisi della portata formativa del fondo

Lo scopo principale dell'elaborato è quello di identificare il valore della portata liquida e solida per la quale si può riscontrare una buona corrispondenza tra fondo calcolato e fondo reale. Il capitolo sulle operazioni preliminari da svolgere prima dell'applicazione del codice ha consentito di individuare a monte della sezione 47 B un tratto di corso d'acqua in cui risulta abbastanza costante il valore della portata solida calcolata. Tale tratto incomincia dalla sezione 44 C e ingloba in tutto 29 sezioni incluse quelle interpolate (non indicate nelle immagini satellitari riportate nell'appendice A).

Dunque in questa prima fase, il calcolo della Q_s viene effettuato in questo tratto e imposto come condizione al contorno alla sezione 47 B. Il diametro dei sedimenti considerato è $d_{50} = 0.5 \text{ mm}$, come riportato nella Tabella 2.2.

Le portate liquide considerate sono indicate nella Tabella 6.1.

Appare opportuno osservare come le portate indicate nella medesima tabella in parte coincidono con quelle utilizzate per l'analisi di sensibilità (Tabella 5.1) e in parte differiscano. Questo dipende dal fatto che l'analisi il-

lustrata nel capitolo 5 ha riguardato il confronto tra le misurazioni di due idrometri: si sono analizzati i valori di portata trovati in comune. Tale vincolo in questa fase operativa viene a mancare. Tuttavia, finché si rimane nel campo di portate ordinarie, non è difficile trovare valori dell'ordine di $1000 m^3/s$, $1500 m^3/s \dots$, mentre valori più alti sono meno frequenti: questo è il motivo per cui si studiano $3450 m^3/s$ e $4215 m^3/s$ invece di $3500 m^3/s$ o $4000 m^3/s$.

Una seconda osservazione riguarda la condizione al contorno di valle. Essa è la stessa utilizzata nella taratura del modello. In tutte le simulazioni (a fondo fisso e a fondo mobile) il livello del pelo libero nella sezione 65 è quello fornito dalla scala delle portate a Pontelagoscuro mentre non vi è alcuna condizione alla quota del fondo che quindi può variare liberamente in relazione alla portata liquida imposta.

Per quanto concerne i risultati prodotti dal codice di calcolo in condizioni di fondo mobile, essendo il modello unidimensionale, restituisce come risultato un unico valore di quota del fondo per ogni sezione trasversale. Poiché le sezioni vengono considerate come risultato del rilievo di campo (ovvero non vengono trasformate in una forma rettangolare equivalente), risulta opportuno introdurre alcune definizioni

- *eeq* indica la quota del fondo $[m]$ nel punto più profondo (talweg) in condizioni di equilibrio, ottenuta al termine della simulazione;
- *eini* rappresenta la quota iniziale del fondo $[m]$ nel punto più profondo (talweg);
- *Emed* indica la quota *media* del fondo $[m]$ in condizioni di equilibrio, ovvero dopo la simulazione;
- *etaini* è la quota media iniziale del fondo $[m]$.

Si potrebbe inizialmente decidere di analizzare l'andamento del profilo longitudinale del fondo graficando le quote del talweg e confrontandole con le corrispondenti quote risultanti dalle figure. Tuttavia la definizione di *eeq* ed *eini* dipende fortemente dalla particolare conformazione della sezione e, di conseguenza, di più difficile interpretazione in quanto l'andamento del talweg spesso subisce forti oscillazioni in relazione alla topografia delle sezioni trasversali, condizionata dalla presenza di forme di fondo di grande scala (barre biforcute e libere) e, in generale, di fenomeni erosivi localizzati. E infatti il profilo iniziale del talweg appare molto frastagliato.

Un esempio di quanto appena affermato è dato dalla Figura 6.1, che riporta il grafico ottenuto nella simulazione con una portata di $1000 m^3/s$.

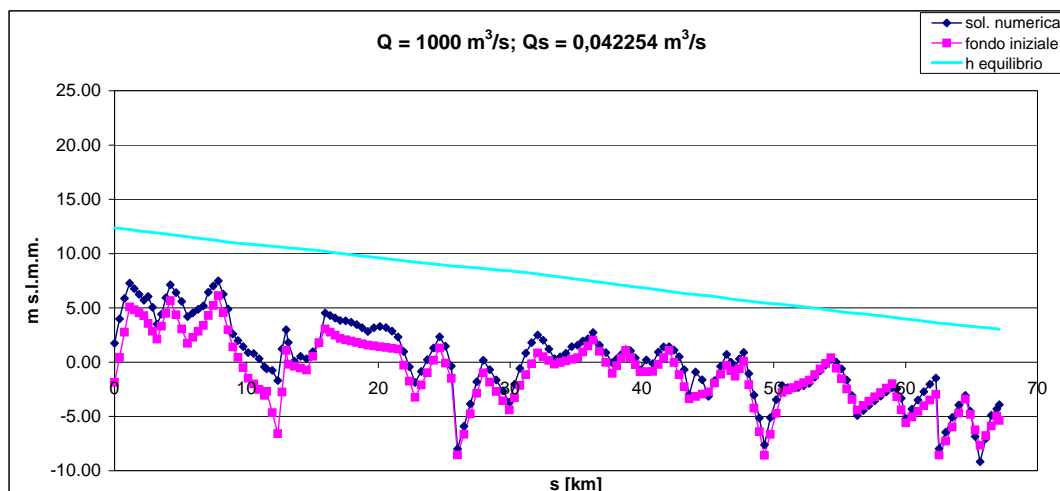


Figura 6.1: Andamento del profilo longitudinale di eeq in condizioni di equilibrio, confrontato con il profilo del talweg rilevato nel 2005. Si nota un andamento del fondo molto irregolare, caratterizzato da picchi e scavi molto probabilmente dovuti alla particolare conformazione delle sezioni. Viene inoltre riportato il profilo del pelo libero ottenuto in condizioni di equilibrio. L'ascissa $x = 0 \text{ km}$ corrisponde alla sezione 47 B mentre l'ultima sezione trasversale è la numero 65, posta in corrispondenza di Pontelagoscuro, all'ascissa $x = 67 \text{ km}$.

L'analisi dell' $Emed$ ha una maggiore rilevanza, essendo un dato che rappresenta in modo globale l'andamento della sezione trasversale. Vi è a questo punto la necessità di fare una precisazione: la definizione di $Emed$, il cui valore varia di sezione in sezione, dipende da dove sono stati localizzati i punti denominati *bank station* nel paragrafo 5.3. Infatti $Emed$ è definito come la media delle quote del fondo dei punti compresi tra i due nodi che separano la porzione centrale (attiva) dell'alveo dalle regioni di sponda e dalle aree golenali. Anche questa grandezza non è esente da difetti, in quanto dipende da come si è definita la parte attiva dell'alveo: la scelta di tale suddivisione deve essere fatta sia sulla base dei rilievi topografici delle sezioni trasversali, sia valutando l'andamento planimetrico del corso d'acqua.

Un metodo alternativo di procedere alla delimitazione dell'alveo attivo è quello di utilizzare una portata molto piccola (ad esempio $100 \text{ m}^3/\text{s}$) per regolarizzare la quota del fondo (assunta pari alla quota del pelo libero che si ha con tale portata). Tuttavia anche quest'ultima soluzione comporta dei problemi dati dall'arbitrarietà della portata utilizzata nel calcolo: chiaramente considerando due diverse portate si avrebbe una quota del fondo differente.

Nel seguito, tuttavia, si è deciso di analizzare l'andamento dell' $Emed$. D'altra parte, poiché nel corso del calcolo la sezione viene traslata rigidamente in direzione verticale, la differenza tra $eeq - eini$ e tra $Emed - etaini$ risulta costante.

Il corso di fiume che viene riportato nei grafici che seguono, inizia dall'ascissa $x = 0$ in corrispondenza della sezione numero 47 B, la prima del tratto denominato "I", e termina in corrispondenza di Pontelagoscuro, dopo quasi 70 km, nella sezione numero 65. La ricerca della condizione di equilibrio viene elaborata tenendo presente della Q_s calcolata mediando il suo valore nelle precedenti 29 sezioni.

Nelle figure 6.2, 6.3 e 6.4 si possono osservare i profili longitudinali di equilibrio calcolati dal programma per le portate indicate in Tabella 6.1. Per ogni caso di studio è stato riportato anche il valore di Q_s (cfr. Tabella 6.4).

Nell'analizzare i risultati riportati nelle Figure 6.2, 6.3 e 6.4 è necessario ricordare che i profili longitudinali riportati sono indicativi di un fondo medio che, tuttavia, risulta condizionato, sezione per sezione, anche dalla forma trasversale fornita dai rilievi di campo.

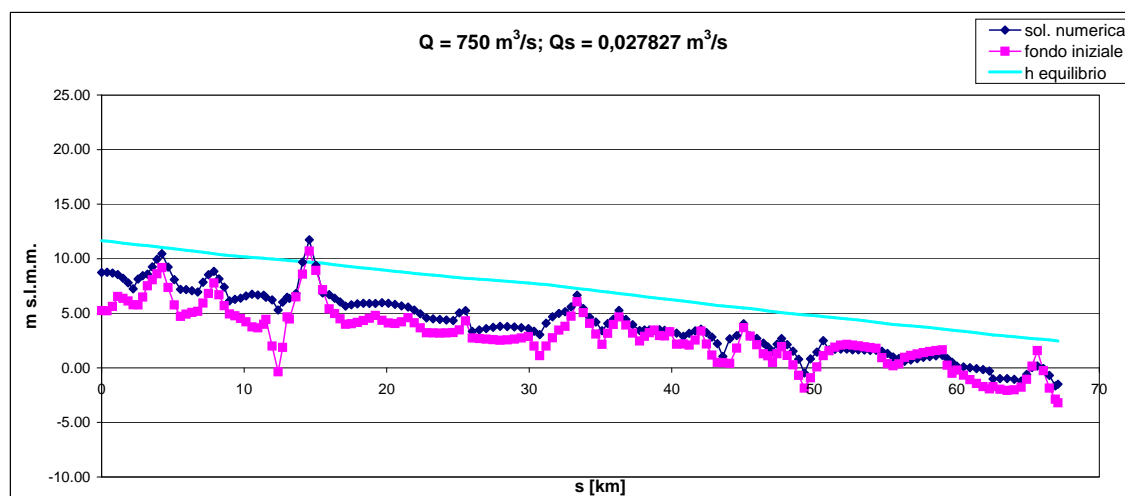
6.2.1 Osservazioni

Da una prima e rapida osservazione dei grafici illustrati nelle figure 6.2, 6.3 e 6.4 si potrebbe supporre di essere incappati in qualche errore, soprattutto per le portate minori. Infatti si può notare come, nonostante il profilo ottenuto sia molto più uniforme e regolare di quello della figura 6.1 riportante il profilo longitudinale del talweg, siano ancora presenti delle singolarità per le quali il profilo medio del fondo risulta più elevato della superficie libera. Questo comportamento non era invece presente nella Figura 6.1.

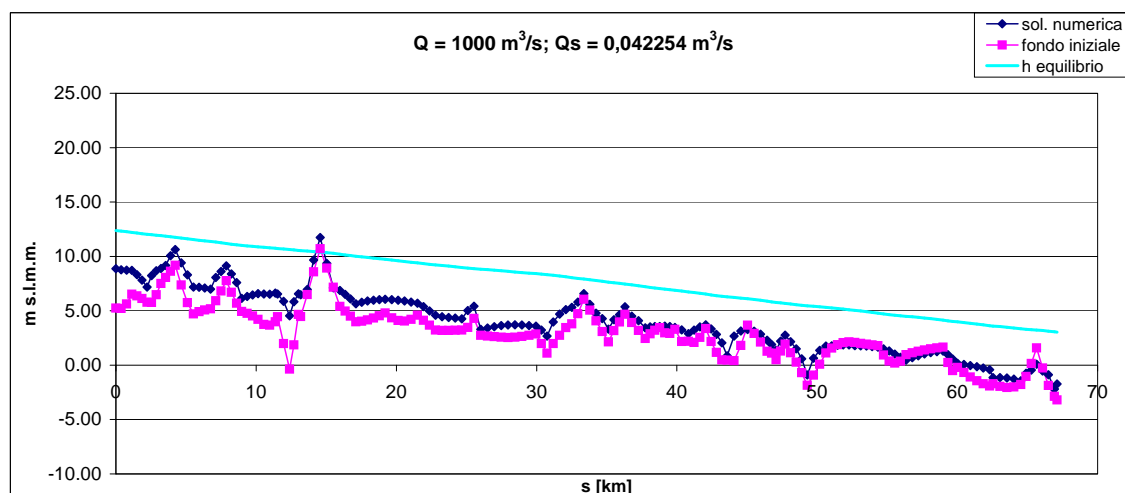
Ad esempio in corrispondenza della sezione posta a $s = 15$ km per $Q = 750$ m³/s e $Q = 1000$ m³/s si osserva che la soluzione numerica e il fondo iniziale sono entrambe caratterizzate da una quota maggiore di quella del pelo libero in condizioni di equilibrio. Questo particolare risultato indica che la quota *media* del fondo (la media delle altezze comprese tra i due punti di bank station) è maggiore del pelo libero. D'altra parte, i profili di equilibrio ottenuti per le portate maggiori sono caratterizzate da un andamento del pelo libero che risulta sempre superiore alla quota del fondo iniziale o di equilibrio.

Il picco sopra citato corrisponde alla sezione numero 53 B ($s = 14.57$ km), riportata in figura 6.5. Tale sezione presenta caratteristiche molto variabili rispetto alle sezioni già mostrate in precedenza (cfr. Figure 5.6, 5.7 e 5.8) dovute alla particolare conformazione della sezione stessa.

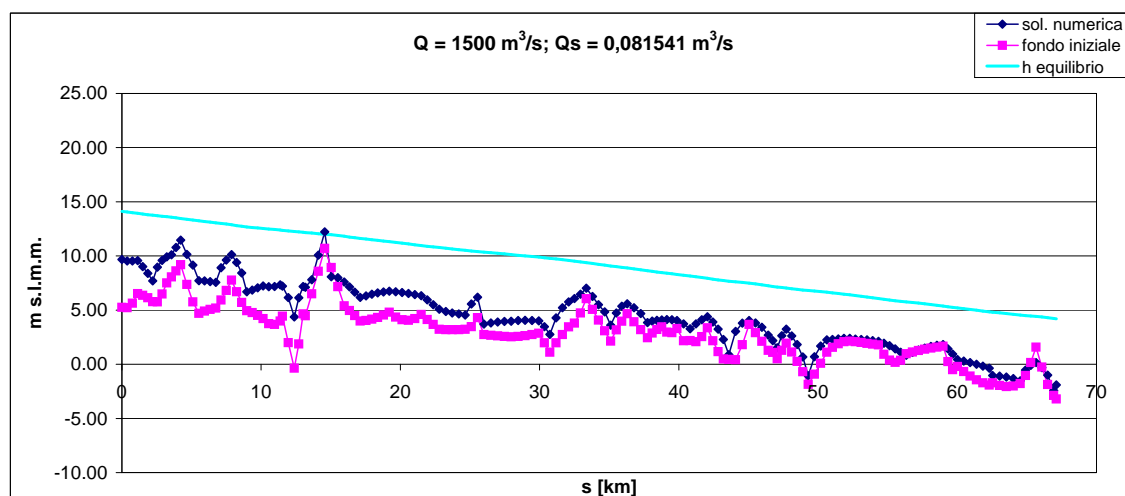
Infatti, l'immagine satellitare 6.6 mostra come la sezione 53 B sia stata rilevata in un tratto in cui il fiume Po si ramifica in due tronchi, separati da una barra centrale vegetata che emerge per portate molto basse; sebbene entrambi i rami siano soggetti al fluire della corrente, quello in sponda sinistra convoglia una portata minore. Si sarebbe potuto analizzare questa sezione



(a)



(b)



(c)

Figura 6.2: Profilo del fondo di equilibrio ottenuto per le portate di $750 \text{ m}^3/\text{s}$, $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ e $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ (linea blu) confrontato con l'andamento rilevato nel 2005 (linea rosa). È inoltre indicato il profilo della superficie dell'acqua sempre in condizioni di equilibrio. “Sol. numerica” indica il valore di *Emed* mentre “fondo iniziale” indica *etaini*.

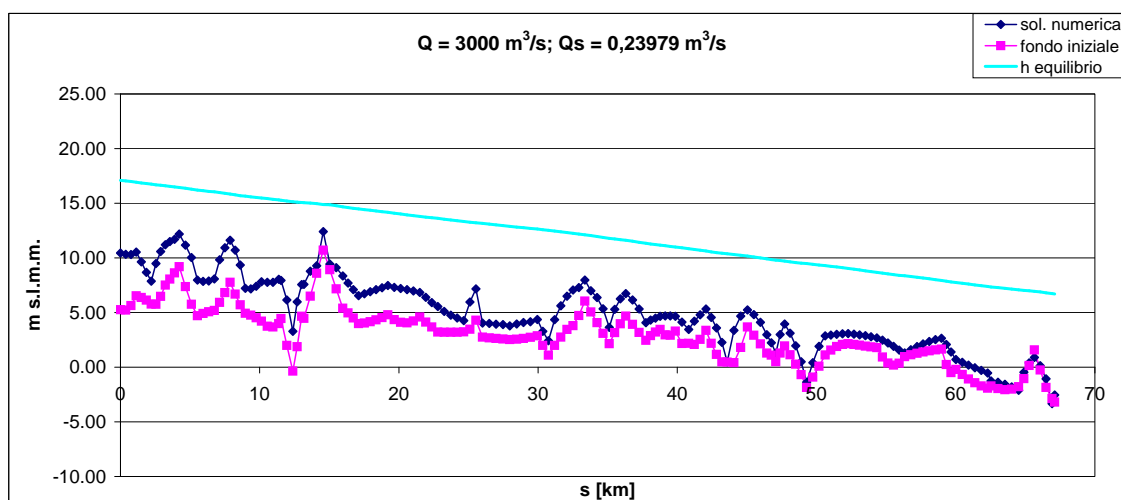
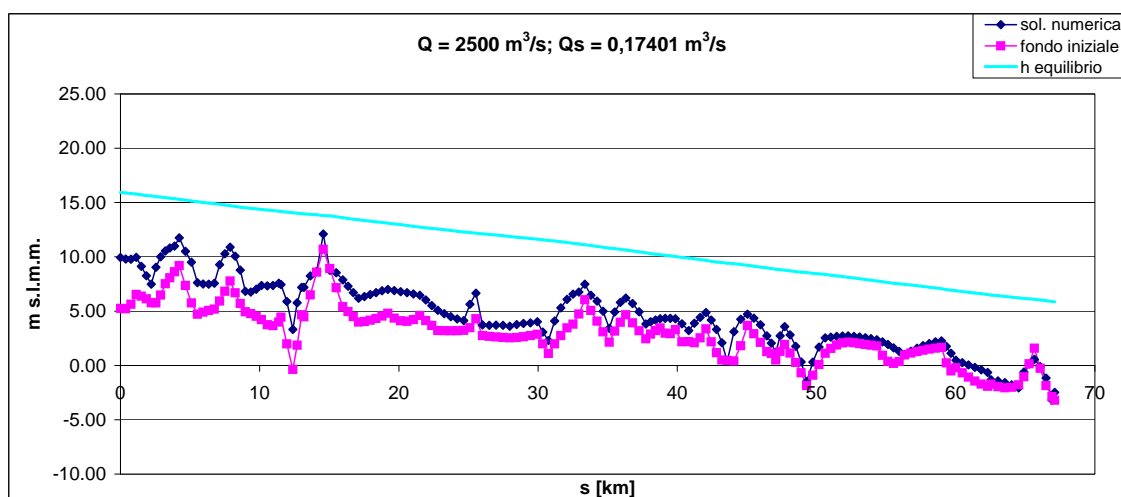
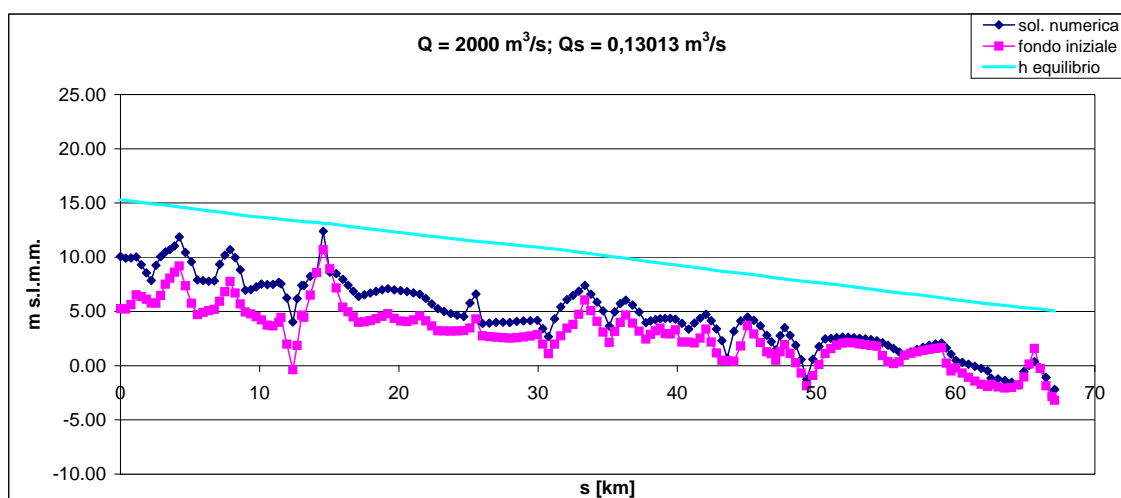
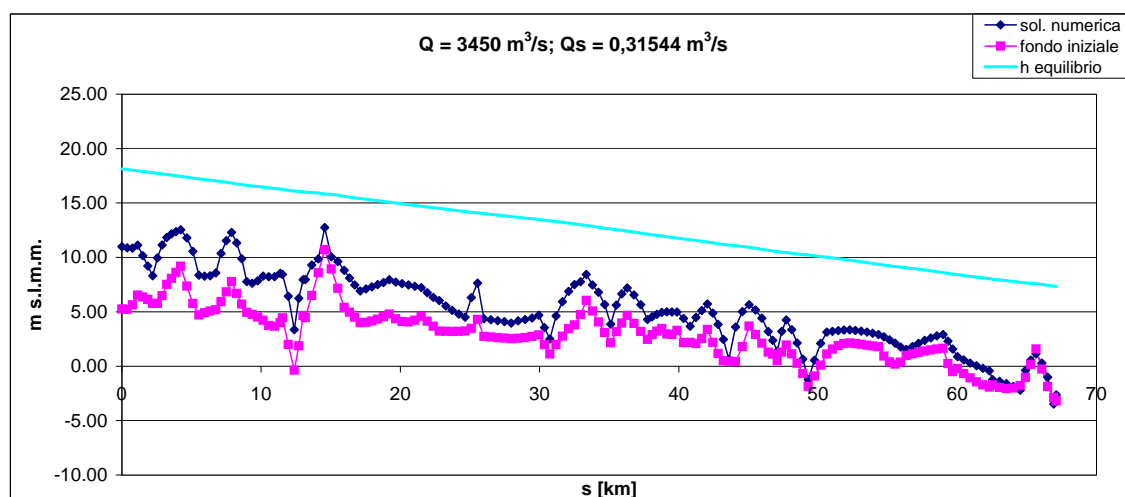
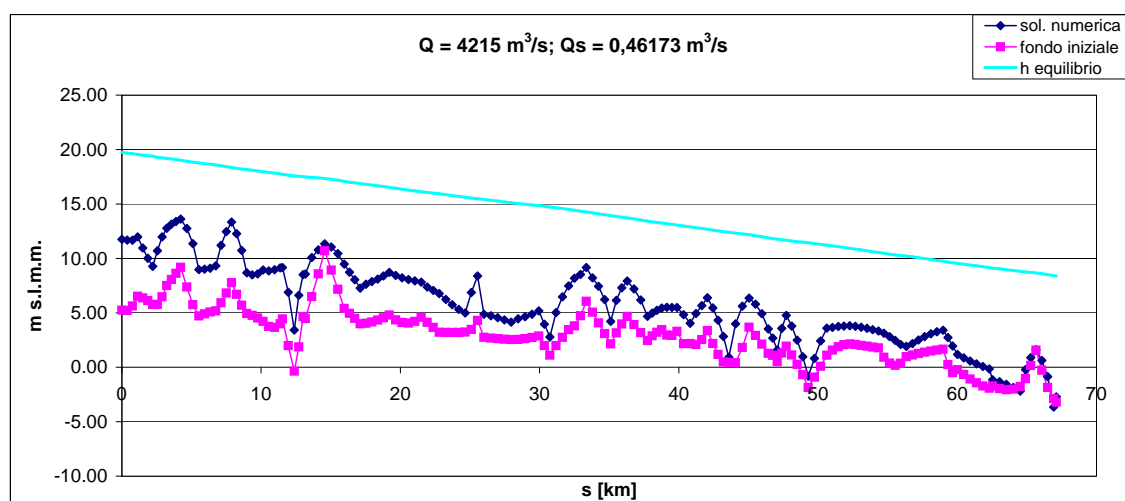


Figura 6.3: Profilo del fondo di equilibrio ottenuto per le portate da $2000 \text{ m}^3/\text{s}$, $2500 \text{ m}^3/\text{s}$ e $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ (linea blu) confrontato con l'andamento rilevato nel 2005 (linea rosa). È inoltre indicato il profilo della superficie dell'acqua sempre in condizioni di equilibrio. "Sol. numerica" indica il valore di E_{med} mentre "fondo iniziale" indica $etaini$.



(a)



(b)

Figura 6.4: Profilo del fondo di equilibrio ottenuto per le portate da $3450 \text{ m}^3/\text{s}$ e $4215 \text{ m}^3/\text{s}$ (linea blu) confrontato con l'andamento rilevato nel 2005 (linea rosa). È inoltre indicato il profilo della superficie dell'acqua sempre in condizioni di equilibrio. "Sol. numerica" indica il valore di *Emed* mentre "fondo iniziale" indica *etaini*.

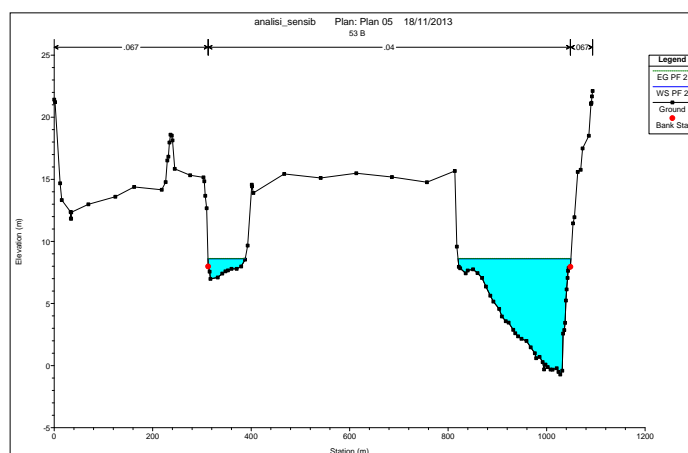


Figura 6.5: Andamento del fondo nella sezione 53 B, distante circa $s = 15 \text{ km}$ dalla confluenza del fiume Secchia con il Po. Il livello del pelo libero indicato è stato ottenuto per una portata di $750 \text{ m}^3/\text{s}$.

definendo propriamente come alveo solamente la parte destra, ma ciò avrebbe comportato una significativa perdita di informazioni nella descrizione del fondo dell'alveo. Infatti da una prima analisi fatta utilizzando il programma Hec-Ras, entrambi i rami sono percorsi dall'acqua anche in condizioni di magra e quindi, a maggior ragione, in condizioni di piena per le quali anche la barra centrale viene inondata. Allo scopo perseguito nella presente tesi, ovvero ottenere la portata formativa del fondo del corso d'acqua, si mantiene la suddivisione della sezione indicata nella Figura 6.5.

Passando ad analizzare i risultati, si vede come il modello, per ognuna delle portate considerate, indichi la presenza di un importante processo di sedimentazione nella prima parte del tratto considerato (di lunghezza pari a circa 10 km). A mano a mano che aumenta la Q , e quindi incrementando la Q_s , questo fenomeno tende ad accentuarsi. In effetti globalmente si denota una condizione di equilibrio in cui il fondo risulta più elevato di quello iniziale. Una tendenza analoga si riscontra anche nel tratto compreso tra 15 km e 30 km , circa.

Le sezioni del tratto I sono state rilevate nella seconda metà dell'Aprile 2005, periodo in cui a Pontelagoscuro si registravano portate comprese tra $1200 \text{ m}^3/\text{s}$ e $2000 \text{ m}^3/\text{s}$.

I valori dello scarto quadratico medio riportato nella Tabella 6.2, indicano che la portata pari a $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ è quella per cui il profilo longitudinale del fondo calcolato (sintetizzato dalla quota media di ciascuna sezione) è quello



Figura 6.6: Ingrandimento dell'immagine A.8 con lo scopo di valutare le caratteristiche morfologiche della sezione trasversale 53 B.

che maggiormente si avvicina al profilo della geometria iniziale (rilevata), ovvero quella che presenta il minimo valore di σ . Questo accade a livello globale, lungo tutti i circa 70 km del tratto di fiume considerato. Tuttavia, appare evidente la piccola variabilità dello scarto quadratico medio σ per i valori di portata inferiori ai $3000\text{ m}^3/\text{s}$: questo indica che, probabilmente, la portata formativa del tratto considerato (ovvero quella che meglio descrive la morfologia rilevata) è compresa nell'intervallo $1000 - 2500\text{ m}^3/\text{s}$. Valori di portate maggiori comportano verosimilmente un andamento del fondo diverso da quello rilevato.

Invece, la parte terminale del tratto I relativa agli ultimi 20 km in condizione di equilibrio sembra essere meglio descritta dagli andamenti ottenuti con le portate da $1500\text{ m}^3/\text{s}$ e $2000\text{ m}^3/\text{s}$.

Dunque complessivamente la portata formativa è stimabile in $1000\text{ m}^3/\text{s}$ anche se, localmente altre portate, soprattutto quelle comprese tra $1500\text{ m}^3/\text{s}$ e $2000\text{ m}^3/\text{s}$, danno luogo ad un andamento del fondo che descrive quasi perfettamente quello osservato.

Tabella 6.2: Scarti quadratici medi ottenuti confrontando i dati calcolati a fondo mobile con i dati rilevati nel 2005. Il valore minimo è ottenuto per la portata da 1000 m^3/s che quindi rappresenta la situazione che meglio si adatta al caso reale.

Portata [m^3/s]	750	1000	1500	2000	2500	3000	3450	4215
σ	0,96	0,93	1,02	1,09	1,06	1,15	1,27	1,46

6.3 Analisi della pendenza del corso d'acqua

All'inizio del capitolo 2 si sono riportati nella tabella 2.1 l'elenco dei tratti omogenei (per pendenza e per sedimenti) cui è stato preventivamente suddiviso il fiume Po dalla confluenza con la Stura di Lanzo fino all'incile con il Po di Goro. In particolare per l'attuale caso di studio (tratto I), i dati forniti dall'ADBPO indicano che la pendenza media attuale del Po è pari a $i_f = 0.11\%$.

Si è voluto perciò verificare se il profilo di equilibrio calcolato dal modello presenta un valore di pendenza prossimo a quello ottenuto in base ai dati rilevati in campo.

Anche in questa situazione è opportuno distinguere vari casi; con riferimento ai dati rilevati nell'Aprile 2005

- considerare come rappresentativo del fondo iniziale il valore *eini* rappresentante il talweg misurato porta ad un importante scostamento rispetto ai dati forniti in tabella 2.1: infatti, a causa della particolare configurazione delle sezioni e del conseguente posizionamento del talweg, il valore che si ottiene globalmente è pari a 0.05% , ovvero meno della metà del valore riportato nella tabella;
- utilizzando i valori medi del fondo (*etaini*), benché dipendenti dalla suddivisione tra alveo attivo e sponde effettuata in ogni sezione trasversale, si ottiene un valore complessivo di circa $i_f = 0.15\%$, di fatto prossimo a quello fornito dall'analisi dei dati ADBPO.

La pendenza stimata in base alle simulazioni a fondo mobile per le varie portate considerate è mostrata nella Figura 6.7 insieme al valore ottenuto da ABDPO.

Il dato stimato in base alla soluzione numerica è stato ottenuto considerando i valori di *Emed* e utilizzando l'espressione

$$i_f = \frac{Emed(S47 B) - Emed(S65)}{\text{lunghezza totale } I}$$

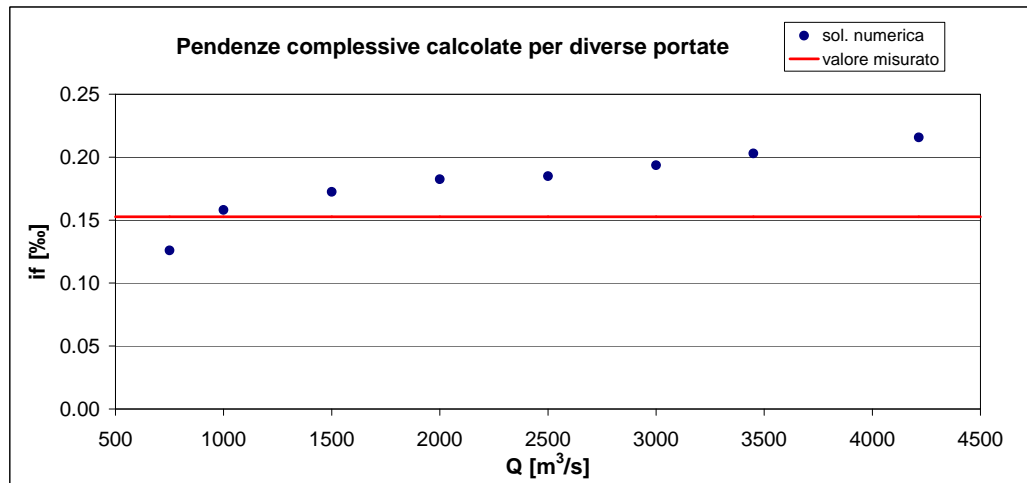


Figura 6.7: Grafico riportante per ogni simulazione il valore della pendenza media complessiva dell'intero tratto I. Si nota che il valore più prossimo a quello rilevato è relativo alla portata di $1000 \text{ m}^3/\text{s}$.

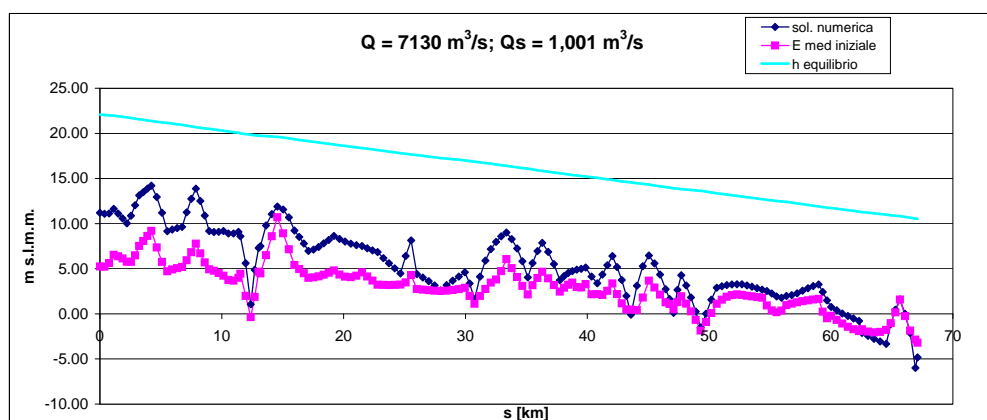
Il risultato che appare più vicino al dato rilevato è quello ottenuto con una portata di $1000 \text{ m}^3/\text{s}$; d'altra parte i_f tende a crescere all'aumentare di Q .

6.4 Simulazione per portate di piena

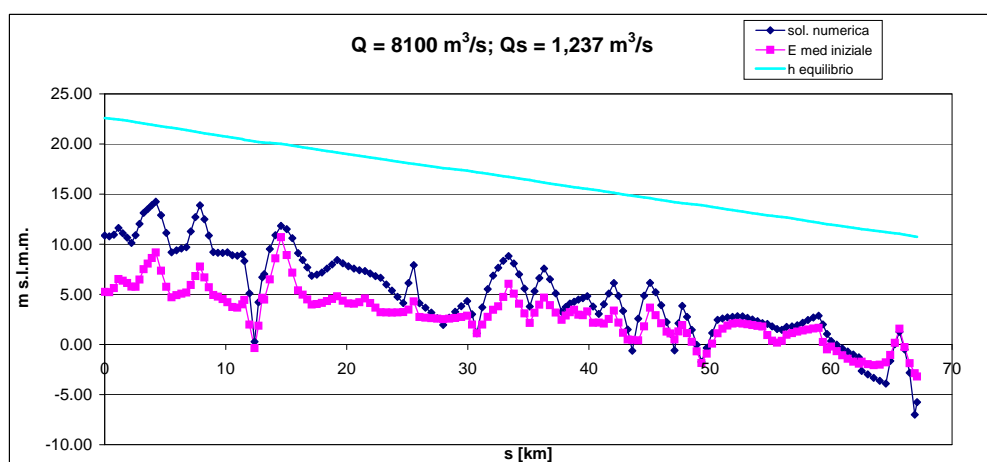
La maggior parte dei casi analizzati nel paragrafo 6.2 sono relativi a portate ordinarie medio-basse per il fiume Po, fatta eccezione per i $4215 \text{ m}^3/\text{s}$. In quanto segue si analizzano i casi delle portate più elevate che in genere si verificano in corrispondenza di eventi di piena di una certa rilevanza. Tuttavia, non viene simulata una piena vera e propria, in quanto si considerano condizioni di moto permanente.

Tabella 6.3: Tabella riportante i valori di portata di piena considerati e i corrispondenti livelli idrometrici richiesti come condizione al contorno di valle alla sezione 65 (Fonte ADBPO).

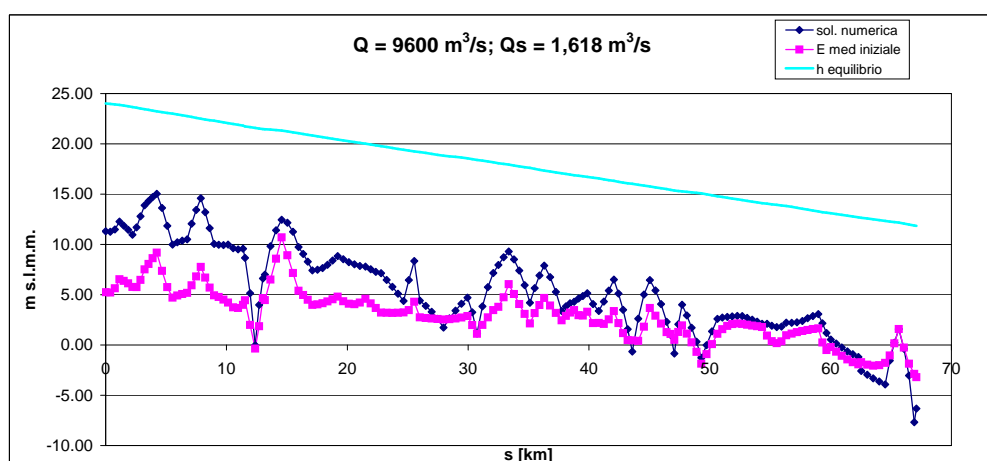
portata m^3/s	livello idrometro [$m \text{ s.l.m.m.}$] Pontelagoscuro
7130	10,52
8100	10,73
9600	11,84



(a)



(b)



(c)

Figura 6.8: Profilo in condizioni di equilibrio ottenuto facendo girare il programma per le portate di piena da $7130 \text{ m}^3/\text{s}$, $8100 \text{ m}^3/\text{s}$ e $9600 \text{ m}^3/\text{s}$ (blu) confrontato con l'andamento rilevato nel 2005 (rosa). È inoltre indicato il profilo della superficie dell'acqua sempre in condizioni di equilibrio. "Sol. numerica" sta per *Emed* calcolato, dipendente dalle bank station.

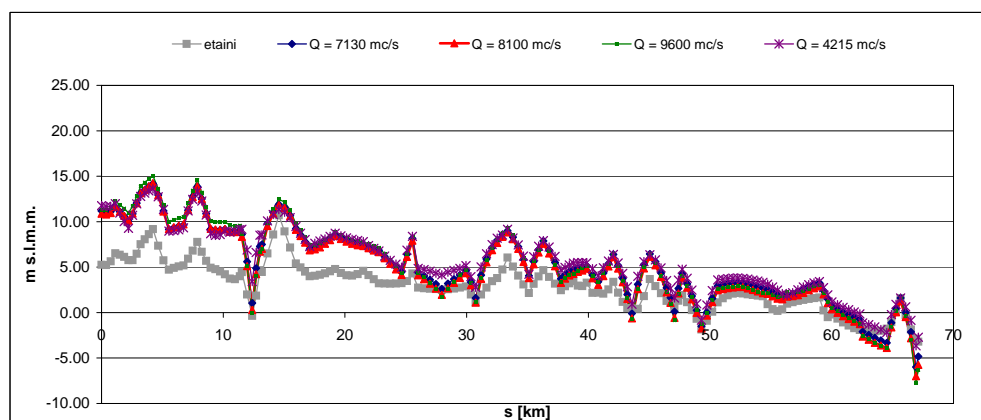


Figura 6.9: Grafico riportante tutti e tre i risultati delle simulazioni con in aggiunta quello di $Q = 4215 \text{ m}^3/\text{s}$. Si osserva come il codice dia come risultato sostanzialmente la stessa condizione di equilibrio per ogni portata studiata. Il valore del fondo medio iniziale è quello grigio.

Dai grafici illustrati nella Figura 6.8 si evince che, nell'intervallo di portate di piena considerato, l'effetto di erosione/sedimentazione appare molto simile. Tale comportamento è chiaramente illustrato dalla Figura 6.9, la quale conferma che la condizione di equilibrio per diverse portate di piena non cambia significativamente. Anche nel caso in cui si consideri l'andamento ottenuto con la $Q = 4215 \text{ m}^3/\text{s}$, il risultato non cambia.

Si può dunque supporre che, all'aumentare della portata il fondo dell'alveo si modifichi trovando l'equilibrio in base al diametro dei sedimenti e alla geometria, ma d'altra parte superato un certo valore di portata liquida il risultato non cambi ma resti simile. Questa "soglia" critica Q si aggira intorno ai $4000 \text{ m}^3/\text{s}$.

Analizzando i risultati, appare evidente un globale processo di deposito dei sedimenti (assunti con un diametro pari a $d_{50} = 0,5 \text{ mm}$). È comunque da ricordare che i risultati ottenuti dipendono anche dalla portata solida in ingresso: benché si sia cercato di calcolare un dato prossimo a quello reale, la Q_s può essere stata sovrastimata e questo può aver condotto al forte processo di sedimentazione osservabile nelle Figure 6.8 e 6.9. D'altronde, imporre una portata liquida elevata comporta la mobilitazione di una grande quantità di sedimenti in ingresso da monte e, conseguentemente, un forte fenomeno di deposito.

Infine, un ultimo aspetto andrebbe considerato: sarebbe interessante capire come il fondo si comporti durante le varie fasi di una piena. Tuttavia, il programma adottato non considera il fattore tempo.

Tabella 6.4: Tabella riportante i valori di portata solida ottenuti dal modello a fondo mobile in condizioni di equilibrio ($Q_s = costante$) al variare di Q .

portata liquida Q m^3/s	portata solida Q_s m^3/s
750	0,028
1000	0,042
1500	0,082
2000	0,130
2500	0,174
3000	0,240
3450	0,315
4215	0,462
7130	1,001
8100	1,237
9600	1,618

6.5 Variazione della portata solida

In quanto segue esaminiamo due particolari situazioni:

- l'effetto dell'annullamento della portata solida in ingresso da monte;
- l'effetto di un dimezzamento della portata solida in ingresso da monte (si veda la tabella 6.4).

In generale questi fenomeni possono verificarsi qualora si creino a monte del tratto in esame delle opere di sbarramento all'interno del corso d'acqua che riducono l'apporto del trasporto solido a valle.

Ad esempio, la costruzione di opere idrauliche per la salvaguardia dalle piene o per altri utilizzi, come i serbatoi artificiali, o la costruzione di pennelli per la sistemazione delle sponde e la navigazione provocano in generale una riduzione più o meno accentuata della portata solida: le dighe hanno l'insito problema dell'interrimento a monte mentre i pennelli accumulano materiale a tergo. In particolare, la presenza di una diga può produrre problemi anche molto diffusi poiché comporta come effetto a monte il sovralluvionamento dell'alveo mentre a valle si producono erosioni sia localizzate sia generalizzate, in quanto i sedimenti vengono trattenuti dal serbatoio. Ne consegue che la diga stessa perde capacità d'invaso.

Inoltre, il processo di riduzione dei sedimenti può avvenire anche all'interno del bacino idrografico: è noto che molti sono i meccanismi che comportano produzione materiale solido con movimenti di massa (esempio le frane), di superficie (effetto della pioggia che solleva le particelle di terreno con la sua energia cinetica), erosione lineare e forme intermedie (quali le colate

detritiche). Tuttavia si possono attuare degli accorgimenti che fanno calare la produzione di sedimenti dal suolo come la riforestazione, la creazione di terrazzamenti, il ripristino delle colture e la creazione di briglie e soglie all'interno dell'alveo.

Nel presente paragrafo si pone quindi l'attenzione sulla capacità del modello di prevedere gli effetti causati da una variazione di portata solida nel Po, in particolare da una sua riduzione. Lo studio viene condotto sempre mediante l'utilizzo del modello monodimensionale a fondo mobile illustrato nel capitolo 4.

Le portate considerate in questa analisi sono $750 \text{ m}^3/\text{s}$, $1500 \text{ m}^3/\text{s}$, $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ e $4215 \text{ m}^3/\text{s}$; la grandezza che viene di volta in volta valutata è la quota media del fondo relativa alla parte attiva dell'alveo definita nel capitolo 5.

6.5.1 Primo caso: trasporto solido nullo

In questo problema la condizione al contorno da porre a monte sul valore della portata solida viene imposta direttamente dall'utente senza calcolare, come nelle situazioni precedenti la media della portata solida in un numero di sezioni a monte dal tratto in esame. In particolare viene predisposta la lettura di Q_s da un apposito file; il valore inserito è $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}$ per tutte e quattro le portate liquide valutate e non di $0 \text{ m}^3/\text{s}$, poiché il programma non consente di leggere un dato nullo.

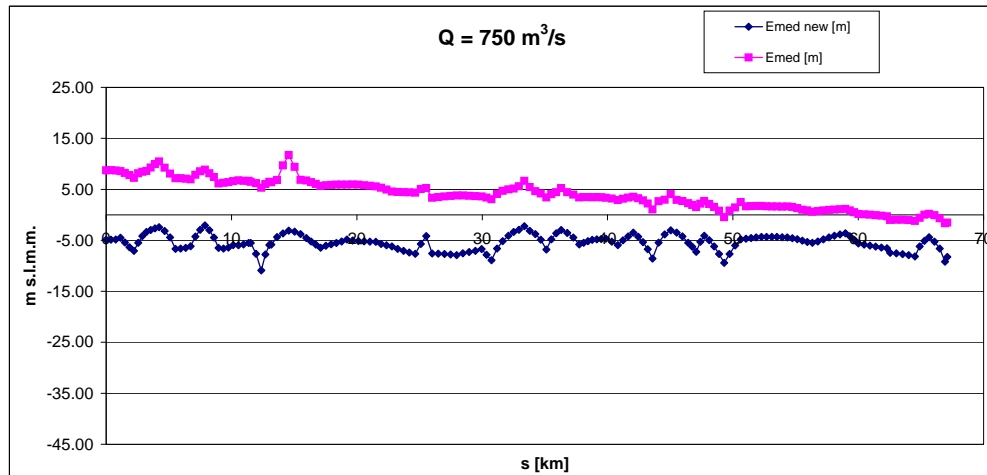
L'assenza di apporto di materiale solido è ovviamente il caso più estremo: comporta che da monte non arrivi nessuna particella trasportata né al fondo né in sospensione. D'altro canto, ricercare la condizione di equilibrio per la quota media del fondo, come detto descrivendo il modello matematico, implica imporre

$$Q = \text{costante} \quad Q_s = \text{costante} = 0 \text{ m}^3/\text{s}$$

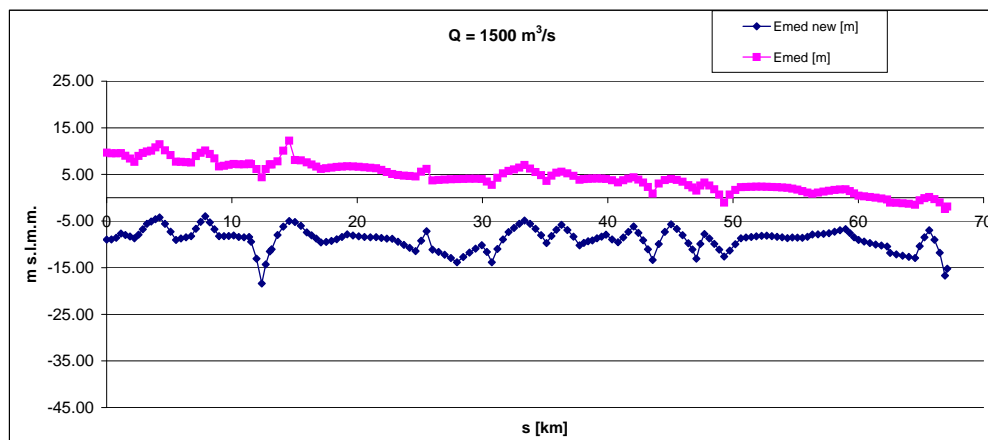
La condizione di equilibrio, comporta che il flusso della corrente sia tale da non avere né erosione e né deposito.

I risultati ottenuti dal modello sono rappresentati nelle Figure 6.10 e 6.11.

È evidente il forte processo di erosione, che si realizza con tutte le portate analizzate, dovuto alla capacità erosiva della corrente liquida, che non trasportando materiale solido, non viene compensato dal deposito. L'effetto complessivo è una quota media del fondo più bassa di decine di metri rispetto al valore ottenuto nel caso di trasporto solido in ingresso da monte in equilibrio con la capacità di trasporto e tanto maggiore quanto più grande è Q .

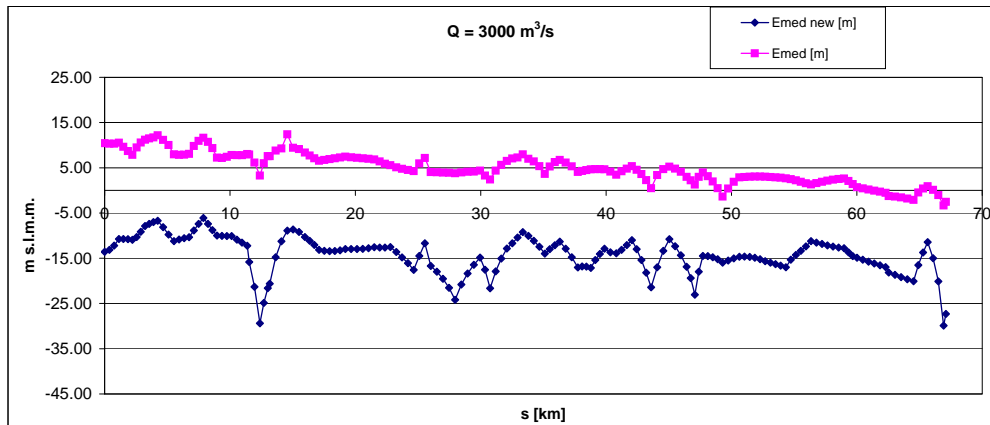


(a)

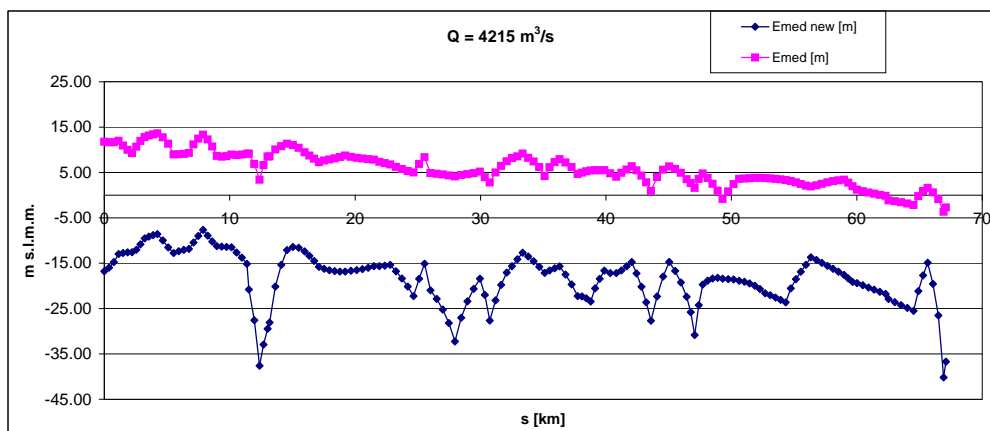


(b)

Figura 6.10: Il profilo del fondo medio in condizioni di equilibrio ottenuto per le portate di $750 \text{ m}^3/\text{s}$ e $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ (*Emed new* blu) avendo imposto la portata in ingresso da monte $Q_s = 0 \text{ m}^3/\text{s}$ è confrontato con l'andamento del fondo ottenuto nelle simulazioni precedenti (*Emed* rosa).



(a)



(b)

Figura 6.11: Il profilo del fondo medio in condizioni di equilibrio ottenuto per le portate da $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ e $4215 \text{ m}^3/\text{s}$ (*Emed new* blu) avendo imposto la portata in ingresso da monte $Q_s = 0 \text{ m}^3/\text{s}$ è confrontato con l'andamento del fondo ottenuto nelle simulazioni precedenti (*Emed* rosa).

Tabella 6.5: Tabella riportante i valori di portata solida Q_s imposti nella sezione di monte al variare della portata liquida Q .

portata liquida Q m^3/s	portata solida originale Q_s m^3/s	portata solida dimezzata imposta $\frac{Q_s}{2}$ m^3/s
750	0,028	0,014
1500	0,082	0,041
3000	0,240	0,120
4215	0,462	0,231

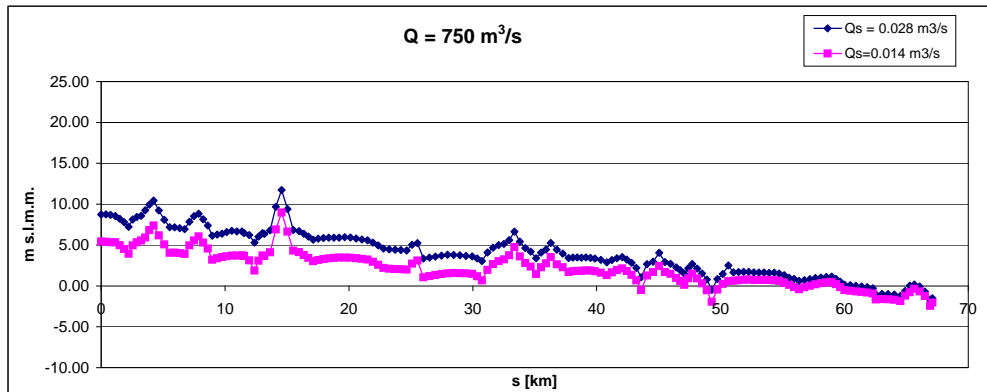
6.5.2 Secondo caso: portata solida dimezzata

L'ultimo caso trattato è quello per cui a monte del tratto I in esame venga dimezzata la portata solida. Questo fatto, come si è detto, può essere dovuto a vari fattori quali la costruzione di nuove opere idrauliche che riducono l'entità del trasporto solido o l'asportazione di materiale prelevato direttamente dall'alveo.

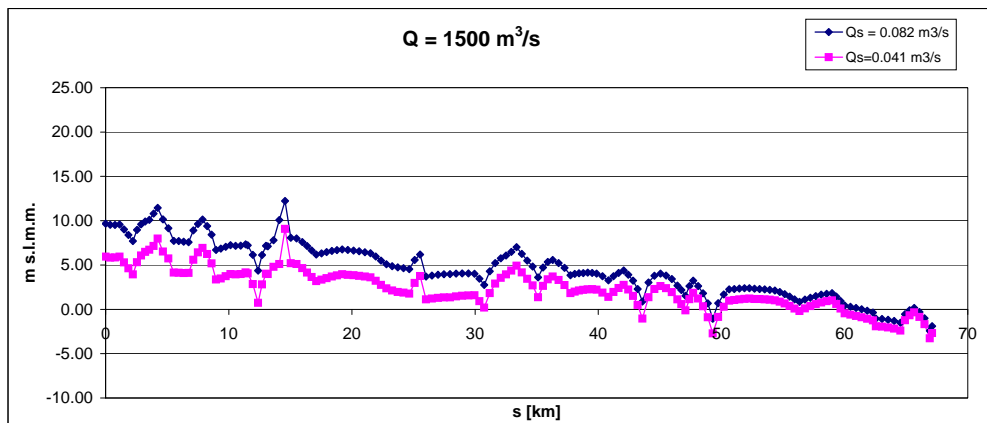
La tabella 6.5 riporta i valori di Q_s associati alla capacità di trasporto e quelli dimezzati per le portate considerate nella simulazione a fondo mobile. Anche in questo ulteriore caso, la portata solida in ingresso da monte viene imposta direttamente attraverso un opportuno file.

Nelle figure 6.12 e 6.13 vengono riportati i grafici con i profili di equilibrio previsti dal modello, relativi all'andamento altimetrico della quota media del fondo al variare di Q_s .

Anche in questo caso vi è una tendenza all'erosione, tuttavia non così netta come nel caso di portata solida nulla. Il fenomeno appare più rilevante nella prima metà del tratto in esame, mentre il profilo altimetrico del fondo medio dell'alveo tende a coincidere con quello ottenuto nel caso in cui la portata in ingresso da monte sia pari alla portata Q_s stimata in base a quella media transitante nelle sezioni terminali del tratto H. Si noti che la condizione al contorno imposta a valle è sempre la medesima, ovvero quella prevista dalla scala delle portate.

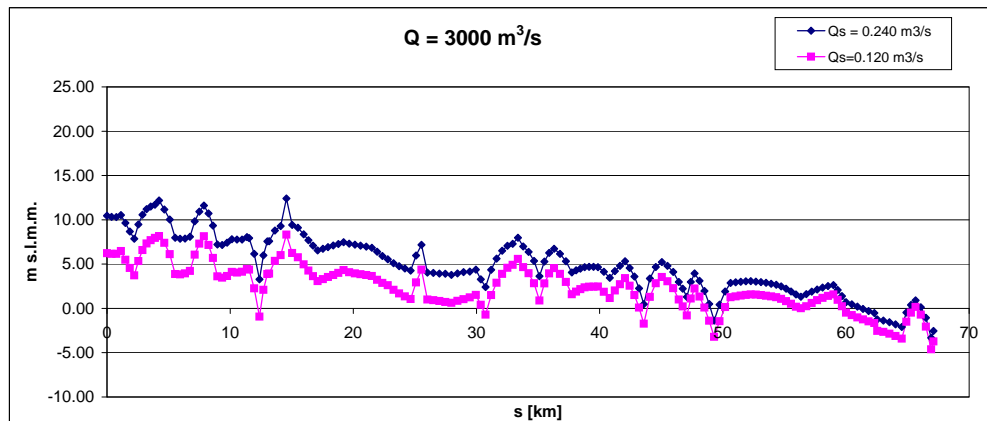


(a)

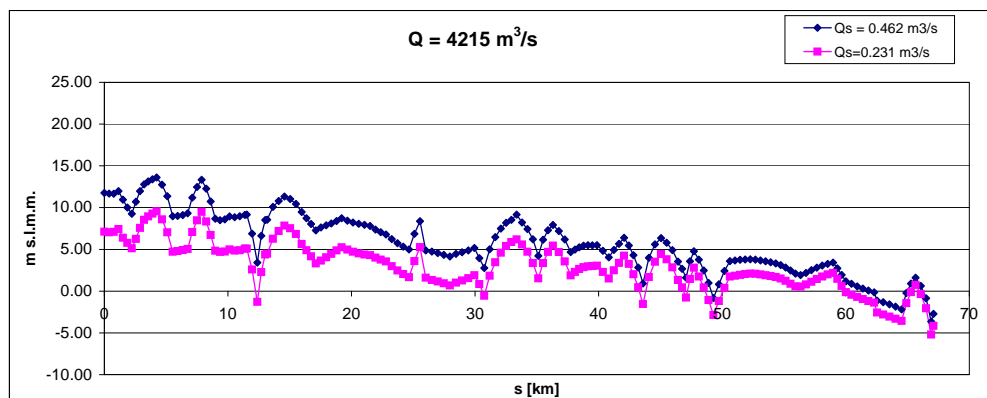


(b)

Figura 6.12: Il profilo del fondo medio in condizioni di equilibrio ottenuto per le portate di $750 \text{ m}^3/\text{s}$ e $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ con la Q_s data dalla capacità di trasporto di monte (profilo blu) è confrontato con l'andamento del fondo ottenuto avendo dimezzato ($Q_s/2$) la portata solida in arrivo da monte (curva rosa).



(a)



(b)

Figura 6.13: Il profilo del fondo medio in condizioni di equilibrio ottenuto per le portate da 3000 m³/s e 4215 m³/s con la Q_s data dalla capacità di trasporto di monte (profilo blu) è confrontato con l'andamento del fondo ottenuto avendo dimezzato ($Q_s/2$) la portata solida in arrivo da monte (curva rosa).

Capitolo 7

Conclusioni

Al fine di valutare l'entità della portata liquida che determina la quota del letto del fiume Po nel tratto compreso tra la confluenza con il fiume Secchia e la sezione di Pontelagoscuro, è stato utilizzato un modello monodimensionale a fondo mobile. In tale modello la forma trasversale delle sezioni è assunta essere quella rilevata nel 2005 dall'AIPO. Pertanto, il modello è in grado di stimare le variazioni altimetriche medie che le sezioni trasversali possono subire ma non variazioni quali quelle dovute a cambiamenti di larghezza del corso d'acqua o a erosioni/depositi localizzati (a esempio dovuti alla dinamica di forme di fondo quali barre o dune). Qualora si volessero studiare questi ultimi aspetti sarebbe necessario adottare un codice bidimensionale per quanto riguarda le variazioni di larghezza, e la dinamica delle barre e gli effetti della curvatura delle linee di corrente, o ancora più accurato (tridimensionale) per l'analisi di processi di scavo localizzato.

Nella presente tesi vengono quindi trascurati i moti secondari e i fenomeni trasversali di erosione e deposito.

L'attenzione si è concentrata sullo studio della quota *E_{med}* ottenuta mediando trasversalmente il fondo nelle varie sezioni. L'andamento del profilo del talweg, infatti, risulta in generale molto più irregolare data la morfologia delle varie sezioni. Si noti che il codice non trasforma le sezioni in sezioni rettangolari equivalenti, ma mantiene la medesima geometria traslandola in direzione verticale a seconda che prevalga l'erosione (diminuzione di quota) o il deposito (innalzamento di quota).

Dalla discussione dei risultati ottenuti dalle varie prove si è giunti alla conclusione che la portata che meglio interpreta il profilo del fondo medio dell'alveo, determinato sulla base dei rilievi del 2005, è quella di $1000 \text{ m}^3/\text{s}$, conclusione supportata sia dal calcolo dello scarto quadratico medio tra profilo calcolato e misurato sia dalla concordanza tra la pendenza globale del tratto in esame calcolata e ossevata. Tuttavia, si osserva che localmente il

fondo di equilibrio ottenuto con una portata di $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ approssima meglio all'altezza del fondo medio rilevato.

Lo studio dell'effetto delle portate di piena indica che complessivamente il letto del fiume è soggetto a un forte processo di sedimentazione, mentre dimezzando la portata solida in ingresso da monte o annullandola si hanno processi di erosioni lungo tutto il tratto I.

Nel corso degli ultimi anni diversi studi sono stati compiuti al fine di determinare le tendenze evolutive del letto del fiume Po. Nello specifico, dal confronto tra l'andamento attuale del fiume e la cartografia storica nel tratto I, si è constatato che le modifiche dell'assetto planimetrico dell'alveo sono state relativamente modeste, nonostante la costruzione della traversa di Isola Serafini, nella seconda metà del Novecento, abbia comportato una significativa riduzione della lunghezza complessiva dell'asta del fiume e, quindi, un incremento locale della pendenza causando a valle un'importante riduzione dei sedimenti movimentati e perciò un'intensa erosione.

Il comportamento di più breve periodo, risultante dal confronto delle configurazioni topografiche rilevate fino al 2005, fa osservare una generale tendenza al deposito nel tratto in esame. Tale comportamento suggerisce che il fiume, dopo aver reagito alle conseguenze dovute alla costruzione della traversa di Isola Serafini, ha raggiunto un assetto vicino a quello di equilibrio.

Ne consegue una risposta morfologica modesta alle piene ordinarie e una rielaborazione dell'alveo solo in presenza di eventi di piena straordinaria. Tutto questo è ben confermato dai risultati ottenuti dal modello monodimensionale.

È tuttavia necessario riassumere alcune delle semplificazioni adottate che potrebbero influenzare i risultati ottenuti:

- la definizione della porzione attiva dell'alveo in modo da distinguere le diverse zone di resistenza al moto è stata fatta in base all'analisi delle sezioni rilevate e alle immagini satellitari del tratto considerato. E tuttavia, in alcune sezioni, caratterizzate da una geometria complicata la scelta non è univoca, e quindi può comportare una certa variazione dei profili del fondo calcolato;
- i risultati risultano tanto più approssimati quanto più la forma delle sezioni si scosta da quella compatta; la presenza di barre centrali, che in condizioni di magra risultano asciutte mentre vengono sommerse durante le piene, è descritta con scarsa accuratezza da un modello unidimensionale;
- la scelta di un valore costante del d_{50} ovviamente condiziona la stima della portata solida Q_s ;

- la scelta del valore di Q_s da imporre a monte sulla base della morfologia del tratto di monte H può anch'essa condizionare il profilo di equilibrio;
- è importante valutare anche come le condizioni non stazionarie che si realizzano nel corso di una piena influenzano l'evoluzione del profilo di equilibrio;
- il programma non tiene conto degli effetti legati alla variazione di larghezza della sezione e di curvatura delle linee di corrente.

Appendice A

Immagini satellitari

Nel capitolo 2 si sono riportate le immagini 2.4 e 2.5 che globalmente visualizzano il tratto in esame, in particolare il percorso del fiume Po dalla confluenza con il Secchia fino a Pontelagoscuro.

Si riportano quindi nella presente appendice le immagini satellitari ingrandite del medesimo tratto dall'immissione dell'Oglio fino a Pontelagoscuro al fine di rendere più agevole la focalizzazione delle sezioni. Tutte le foto sono state opportunamente stirate per una giusta sovrapposizione tra le stesse. Come si può notare il corso d'acqua è caratterizzato da un andamento sinuoso e dall'alternanza all'interno dell'alveo di barre e vere e proprie isole.

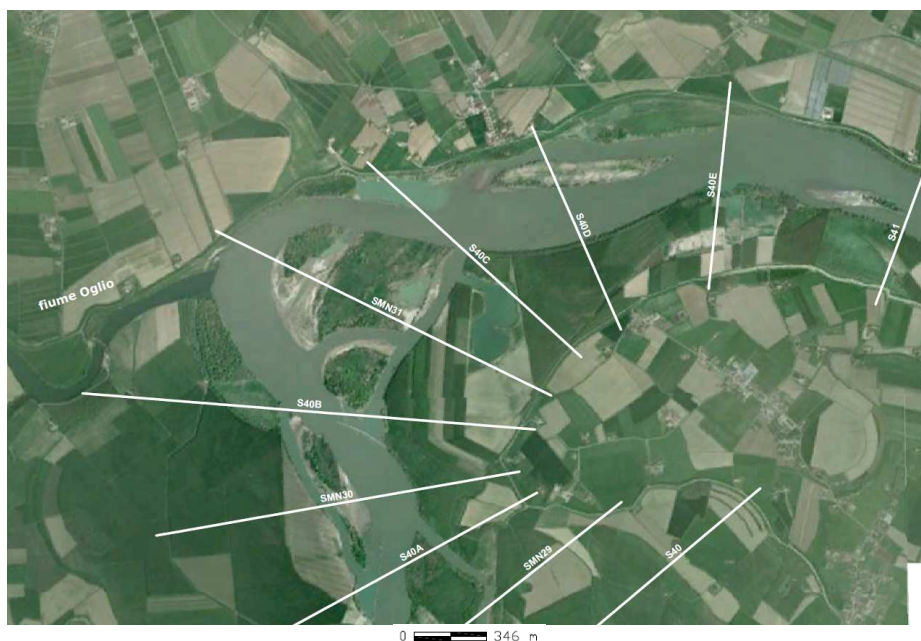


Figura A.1: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 40 A alla sezione 41.



Figura A.2: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 41 alla sezione 42 C.



Figura A.3: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 42 C alla sezione 43 B.



Figura A.4: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 43 B alla sezione 45 A.



Figura A.5: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 45 alla sezione MN 33.



Figura A.6: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione MN 33 alla sezione 48 A.

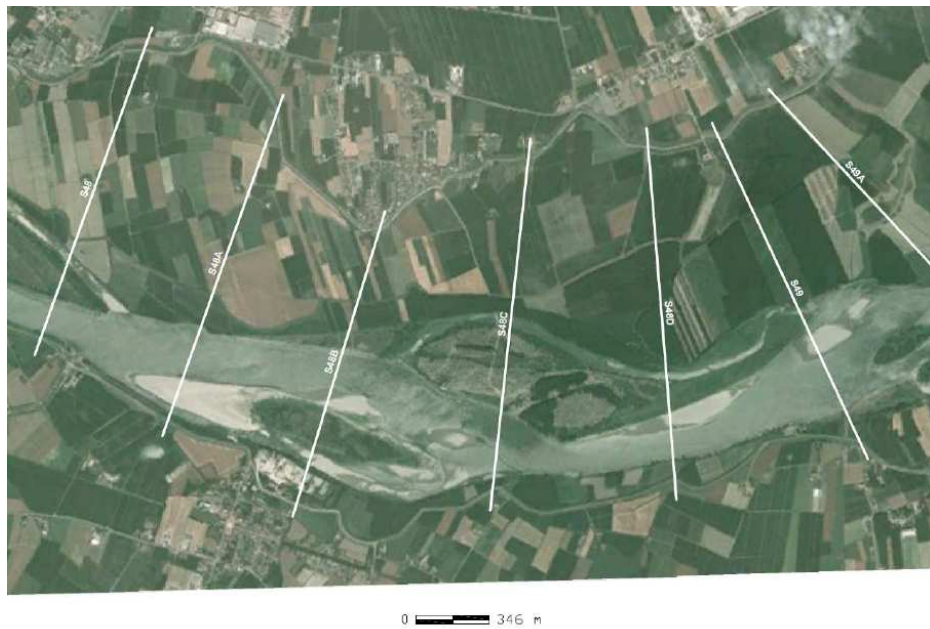


Figura A.7: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 48 alla sezione 49.



Figura A.8: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 49 alla sezione 53 C.



Figura A.9: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 53 C alla sezione 55 A.

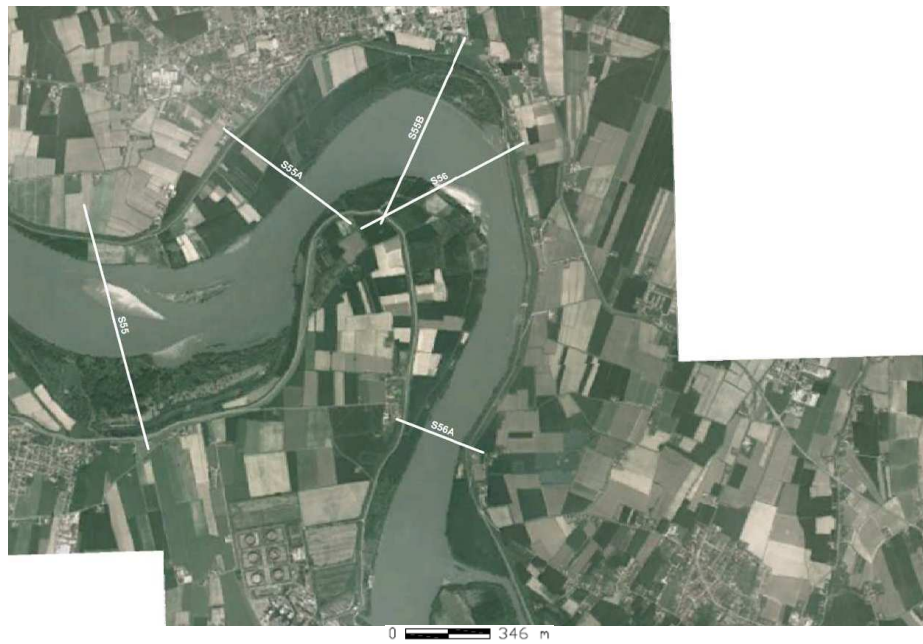


Figura A.10: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 55 alla sezione 56 A.



Figura A.11: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 56 B alla sezione 58 A.



Figura A.12: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 57 B alla sezione 59 D.



Figura A.13: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 59 D alla sezione 62 B.



Figura A.14: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 62 B alla sezione 64 A.

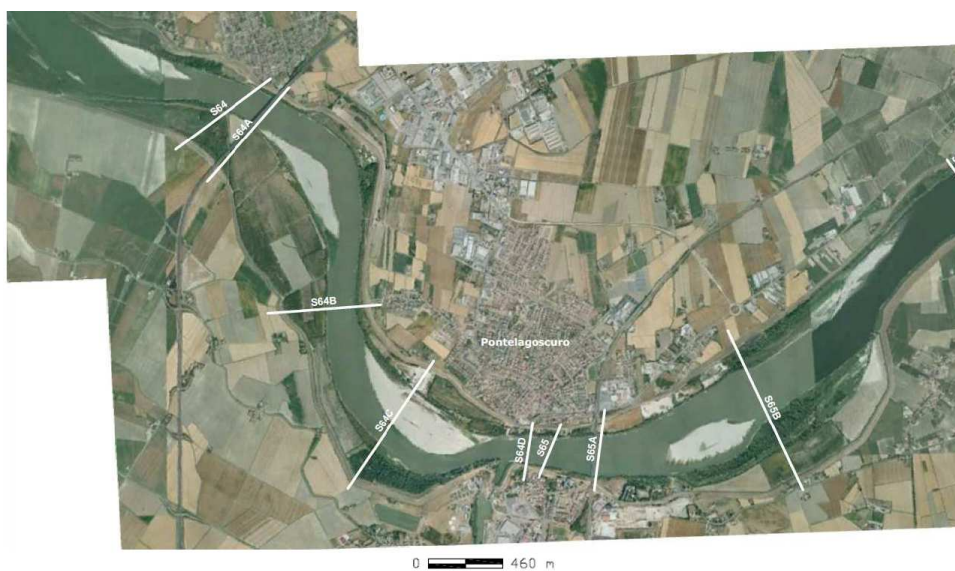


Figura A.15: Particolare del tratto del fiume Po qui analizzato: dalla sezione 64 alla sezione 65 B.

Bibliografia

Agenzia Interregionale per il fiume Po (AIPO), *Relazione sull'evento di piena nel bacino del Po, 3-11 novembre 2011*, Parma, 2012.

Autorità di Bacino del fiume Po (ABDPO), *Programma generale di gestione dei sedimenti alluvionali dell'alveo del fiume Po - Stralcio: confluenza Arda-incile Po di Goro*, Parma, 2006.

Chow, V. T., *Open-channel hydraulics*, Mc Graw-Hill, Boston, 1959.

Ciucevich, D., *Analisi morfodinamica del tratto di fiume Po dalla confluenza con l'Oglio alla confluenza con il Secchia*, Tesi di laurea magistrale, Università degli Studi di Padova, 2013.

Da Deppo, L.; Datei, C. e Salandin, P., *Sistemazione dei corsi d'acqua*, Edizioni Libreria Cortina, Padova, 2004.

Ghetti, A., *Idraulica*, Edizioni Libreria Cortina, Padova, 2006.

Lanzoni, S., *Elementi di morfodinamica fluviale*, Dipartimento IMA-GE, Università degli studi di Padova, Maggio 2012.

Lanzoni, S., *Evoluzione morfologica recente dell'asta principale del Po*, Dipartimento ICEA, Università degli studi di Padova, 2012.

Lazzarini, M., *A linear model for meandering rivers with varying width*, Tesi di laurea magistrale, Università degli Studi di Padova, 2012.

Pecora, S., *La magra primaverile del fiume Po nell'anno 2003*, Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale Emilia Romagna (ARPAER), 2003.

Segreteria Tecnica dell'Autorità di Bacino del fiume Po (ABDPO), *Il recupero morfologico ed ambientale del fiume Po: Il contributo del Programma generale di gestione dei sedimenti del fiume Po*, Edizioni Diabasis, Reggio Emilia, 2008.

Seminara, G.; Bolla Pittaluga, M. e Luchi, R., *Convenzione di collaborazione scientifica per la valutazione dell'efficacia di interventi di dragaggio del tratto terminale del fiume Magra ai fini della riduzione delle condizioni di rischio idraulico*, Dipartimento ICAT, Università degli studi di Genova, 2011.

Seminara, G.; Colombini, M. e Bolla Pittaluga, M., *Manuale di morfodinamica fluviale ad uso di funzionari pubblici e progettisti*, Dipartimento ICAT, Università degli studi di Genova, 2008.

Seminara, G. e Tubino, M., *“Trasporto solido fluviale”, Manuale di Ingegneria Civile*, Edizioni Cremonese, Roma, 1996, p. 380-409.

Autorità di Bacino del fiume Po, <http://www.adbpo.it/BilancioIdrologico.html>.