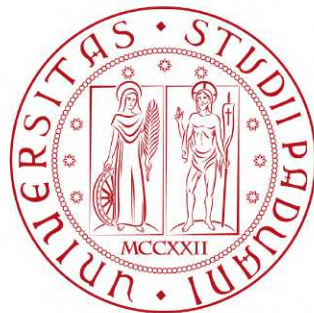


**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA**

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, EDILE E AMBIENTALE

*Department Of Civil, Environmental and Architectural Engineering*

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile



**Analisi morfodinamica e stima della  
portata formativa lungo i tratti  
monocursali del fiume Po**

Relatore:

**Ch.mo Prof. Stefano Lanzoni**

Laureanda:

**Elisabetta Taschin**

Correlatrice:

**Ing. Elena Crestani**

Matricola:

**2020163**

ANNO ACCADEMICO 2022-2023



# Indice

<b>1</b>	<b>Introduzione</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Il fiume Po</b>	<b>3</b>
<b>3</b>	<b>Inquadramento territoriale</b>	<b>7</b>
3.1	Premessa . . . . .	7
3.2	Suddivisione in tratti . . . . .	8
3.3	Stazioni di misura idrometriche . . . . .	10
<b>4</b>	<b>Il trasporto solido: cenni teorici</b>	<b>19</b>
4.1	Aspetti generali . . . . .	19
4.2	Trasporto solido al fondo . . . . .	21
4.3	Trasporto solido in sospensione . . . . .	22
<b>5</b>	<b>Il modello morfodinamico</b>	<b>25</b>
5.1	Premessa . . . . .	25
5.1.1	Il concetto di equilibrio morfodinamico . . . . .	25
5.1.2	Il modello matematico monodimensionale . . . . .	26
5.2	Le equazioni alla base del modello . . . . .	27
5.2.1	Le equazioni bidimensionali . . . . .	29
5.2.2	Le equazioni monodimensionali (1-D) . . . . .	31
5.3	Il problema morfodinamico . . . . .	34
<b>6</b>	<b>Fasi operative</b>	<b>35</b>
6.1	Il codice di calcolo . . . . .	35
6.2	Geometria . . . . .	37
6.3	Determinazione della portata solida . . . . .	39
6.4	Stima della portata formativa . . . . .	40
<b>7</b>	<b>Tratto H-I</b>	<b>43</b>
7.1	Geometria e caratteristiche idrauliche . . . . .	43
7.2	Analisi del tratto H-I . . . . .	45

7.2.1	Calibrazione del modello . . . . .	45
7.2.2	Determinazione della portata solida . . . . .	48
7.2.3	Stima della portata formativa . . . . .	49
7.2.4	Variazione del diametro dei sedimenti . . . . .	53
7.3	Tratto I . . . . .	55
7.4	Tratto H . . . . .	56
<b>8</b>	<b>Tratto F-G</b>	<b>65</b>
8.1	Geometria e caratteristiche idrauliche . . . . .	65
8.2	Analisi del tratto F-G . . . . .	68
8.2.1	Calibrazione del modello . . . . .	68
8.2.2	Determinazione della portata solida . . . . .	70
8.2.3	Stima della portata formativa . . . . .	72
8.3	Tratto G . . . . .	74
<b>9</b>	<b>Conclusioni</b>	<b>79</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>83</b>

# Elenco delle figure

2.1	Bacino idrografico, fiume Po . . . . .	4
2.2	Foce a delta, fiume Po . . . . .	5
2.3	Portate medie mensili presso Pontelagoscuro (FE), 2021 . . . . .	6
3.1	Barre longitudinali vegetate, Adria (RO) . . . . .	8
3.2	Po a Valenza (AL) e Piacenza . . . . .	9
3.3	Profilo longitudinale Stura di Lanzo - Tanaro . . . . .	11
3.4	Profilo longitudinale Tanaro - Arda . . . . .	12
3.5	Profilo longitudinale Arda - Incile Po di Goro . . . . .	13
3.6	Rappresentazione schematica dei tratti, dei tributari e delle stazioni di misura . . . . .	17
4.1	Tipologie di trasporto solido: al fondo ed in sospensione . . . . .	20
4.2	Diagramma di Shields: legame $R_p-\tau_*$ . . . . .	21
4.3	Intensità del trasporto solido secondo le teorie di Meyer-Peter-Muller e Wong-Parker . . . . .	22
6.1	Planimetria delle sezioni rilevate visualizzate tramite shapefile in QGis . . . . .	38
6.2	Sezione trasversale in Hec-Ras . . . . .	39
7.1	Tratti H e I - QGis . . . . .	44
7.2	Calibrazione del modello nel tratto H-I: confronto tra livelli calcolati e misurati . . . . .	47
7.3	Tratto HI: calibrazione della portata solida . . . . .	50
7.4	Tratto HI: profilo longitudinale del fondo all'equilibrio . . . . .	52
7.5	Tratto HI: calibrazione della portata solida con $d_{sed} = 0.5$ mm . . . . .	54
7.6	Tratto HI: confronto del fondo medio calcolato per tutti i casi analizzati e confronto con il fondo medio osservato nel rilievo AIPO del 2005. . . . .	56
7.7	Tratto I: Andamento dell'errore $\sigma$ con $d_{sed} = 0.35$ mm e $k_s=25$ $m^{1/3}/s$ e profilo longitudinale del fondo medio . . . . .	57

7.8	Tratto I: Andamento dell'errore $\sigma$ con $d_{sed} = 0.5$ mm e $k_s=24$ $m^{1/3}/s$ e $25$ $m^{1/3}/s$ e profilo longitudinale del fondo medio . . .	58
7.9	Tratto H: Andamento dell'errore $\sigma$ con $d_{sed} = 0.35$ mm e $k_s=24$ $m^{1/3}/s$ e profilo longitudinale del fondo medio . . . . .	60
7.10	Tratto H: Andamento dell'errore $\sigma$ con $d_{sed} = 0.5$ mm e $k_s=24$ $m^{1/3}/s$ e profilo longitudinale del fondo medio . . . . .	61
7.11	Analisi degli effetti prodotti dalla presenza/rimozione delle sezioni iniziali del tratto H. . . . .	62
8.1	Immagini satellitari prodotte mediante QGis e sovrapposizione delle sezioni trasversali rilevate da AIPO per i tratti F e G (2005). . . . .	67
8.2	Andamento dei livelli al variare della portata liquida calcolato per le sezioni di Cremona e Boretto al variare del coefficiente di resistenza al moto (Tabella 8.2) e confronto con le scale delle portate misurate da ARPAE. . . . .	70
8.3	Andamento della radice dell'errore quadratico medio $\sigma$ al variare della portata solida $Q_s$ in ingresso al tratto FG per diversi valori della portata liquida $Q$ . . . . .	71
8.4	Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto FG risultante dal rilievo AIPO del 2005 (linee rosse) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla portata formativa $Q_F$ (linea tratteggiata) stimata in base alle curve $Q_s$ - $\sigma$ di Figura 8.3. . . . .	73
8.5	Andamento della radice dell'errore quadratico medio $\sigma$ al variare della portata solida $Q_s$ in ingresso al tratto G singolo per diversi valori della portata liquida $Q$ . . . . .	74
8.6	Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto G risultante dal rilievo AIPO del 2005 (linee rosse) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla a) portata formativa $Q_F$ ( $500$ $m^3/s$ , linea tratteggiata) stimata in base alle curve $Q_s$ - $\sigma$ di Figura 8.5; b) portata massima analizzata ( $2500$ $m^3/s$ ) che mostra il possibile assetto del fondo per una situazione di piena. . . . .	75
8.7	Confronto tra profili longitudinali del fondo medio nel tratto G per G singolo e FG intero al fine di stabilire se la separazione dei due tratti permette una migliore riproduzione del fondo rilevato da AIPO nella zona corrispondente al tratto G. . . . .	76

# Elenco delle tabelle

3.1	Caratteristiche morfologiche dei vari tratti omogenei che costituiscono il Po dalla confluenza con la Stura di Lanzo all'incile del Po di Goro. Fonti ADBPO (2005-2007); Colombo e Filippi (2008) . . . . .	10
3.2	Posizionamento geografico delle stazioni di misura di portate e/o livelli lungo il corso del fiume Po compreso tra i tratti A - J definiti in Tabella 3.1.	15
3.3	Caratteristiche altimetriche delle stazioni di misura lungo il corso del fiume Po e superficie del bacino idrografico ad esse afferente. . . . .	16
7.1	Scala delle portate nella sezione S65 di Pontelagoscuro utilizzata per imporre la condizione al contorno di valle per la calibrazione dei tratti H-I, ovvero il livello associato ad una data portata liquida. . . . .	46
7.2	Elenco delle simulazioni eseguite con i relativi $k_s$ imposti per l'alveo attivo. In tutte le simulazioni il valore di $k_s$ relativo alle sponde è stato posto pari a $15 m^{1/3}/s$ . . . . .	47
7.3	Definizione della portata formativa in base alla radice dell'errore quadratico medio $\sigma$ tra fondo calcolato e misurato. Per ogni portata liquida $Q$ si riporta la porta solida $Q_s$ associata al valore minimo di $\sigma$ . I tre casi considerati differiscono tra loro per i valori di $k_s$ utilizzati nel modello. Caso 1: $k_s=24 m^{1/3}/s$ ovunque; Caso 2: $k_s=24 m^{1/3}/s$ per il tratto H e $25.5 m^{1/3}/s$ per il tratto I; Caso 3: $k_s=25 m^{1/3}/s$ ovunque. . . . .	51
7.4	Valori minimi della radice dell'errore quadratico medio $\sigma_{min}$ ottenuto calcolando la differenza tra profilo longitudinale medio calcolato e misurato da AIPO per i vari casi considerati. Tutti i casi sono caratterizzati da una portata formativa di $1500 m^3/s$ . . . . .	55
7.5	Scala delle portate imposta come condizione al contorno di valle per il tratto H. I livelli sono riferiti alla sezione 47 B e derivano dalle simulazioni a fondo fisso relative al Caso 4 del tratto HI. . . . .	59
8.1	Scala delle portate nella sezione S40D utilizzata per imporre il livello di valle per la calibrazione dei tratti F e G, ovvero il livello associato ad una data portata liquida. . . . .	69

8.2	Elenco delle simulazioni eseguite con i relativi valori del coefficiente di resistenza al moto di Gauckler-Strickler, $k_s$ , imposti per l'alveo attivo. In tutte le simulazioni il valore di $k_s$ relativo alle sponde è stato posto pari a $15 m^{1/3}/s$ . . . . .	69
8.3	Definizione della portata formativa in base alla radice dell'errore quadratico medio $\sigma$ tra fondo calcolato e misurato. Per ogni portata liquida Q si riporta la porta solida $Q_s$ associata al valore minimo di $\sigma$ . . . . .	72



# Capitolo 1

## Introduzione

Sin dai tempi antichi, i corsi d'acqua hanno rappresentato una risorsa fondamentale per l'uomo, favorendo lo sviluppo di insediamenti e permettendo di avviare attività di varia natura volte a sfruttare l'ambiente fluviale.

I corsi d'acqua, essendo elementi naturali, non possiedono un comportamento statico ma evolvono nel tempo e con essi anche l'ambiente circostante. È quindi di fondamentale importanza comprendere l'importanza del comportamento dell'alveo dei corsi d'acqua in termini di erosione o deposito.

Per comprendere appieno tutte queste dinamiche si ricorre allo studio della morfodinamica fluviale che ha lo scopo di analizzare l'assetto altimetrico e planimetrico degli alvei fluviali, le loro configurazioni di equilibrio e la risposta dei corsi d'acqua a perturbazioni di tali configurazioni, siano esse dovute a fenomeni naturali o ad interventi antropici.

Nel caso degli interventi antropici, qualsiasi azione correttiva o di sistemazione di un corso d'acqua produce, in misura più o meno intensa, variazioni del suo assetto altimetrico e/o planimetrico. Alcuni esempi di questi interventi sono la realizzazione di infrastrutture viarie con pile in alveo, traverse o soglie, restringimenti e/o allargamenti del corso d'acqua, derivazioni artificiali di portata, rettifiche fluviali e, inoltre, la rimozione di sedimenti dal letto del fiume che può pericolosamente compromettere la stabilità delle opere in alveo.

I processi naturali che influenzano la conformazione dell'alveo comportano spesso eventualmente la propagazione di onde di erosione/deposito associate alla presenza di forme di fondo di piccola scala (dune) tipiche degli alvei in sabbia. Anche il processo di collasso delle sponde non protette e la propagazione delle piene concorrono, nel lungo termine, all'evoluzione plano-altimetrica del corso d'acqua.

La modifica delle forzanti che controllano il sistema fluviale, dovuta a processi naturali o interventi antropici, comporta spesso variazioni morfolo-

giche relativamente lente che possono manifestare conseguenze anche dopo decenni.

La presente tesi ha lo scopo di studiare la morfodinamica di alcuni tratti del fiume Po, ricercando una possibile configurazione di equilibrio del fondo dell'alveo determinata dalle portate liquide e solide che transitano nel fiume con sufficiente frequenza.

Tale studio è stato perseguito applicando un modello monodimensionale che, applicando determinate condizioni al contorno, è in grado di integrare il profilo del fondo dell'alveo sulla base delle portate liquida e solida fornite in ingresso al modello.

In particolare, confrontando i profili longitudinali del fondo medio calcolati numericamente con quelli ottimali dai rilievi dell'alveo realizzati da AIPO negli anni 2004-2005, è stato possibile determinare la portata formativa per lo specifico tratto analizzato.

Con portata formativa si intende quel valore di portata liquida che, in condizioni di moto stazionario, è in grado di modellare il fondo in modo tale da riprodurre la particolare configurazione ottenuta dalle misurazioni in sito.

La tesi sarà organizzata come segue. I Capitoli 2 e 3 descrivono in maniera generale il fiume Po e l'area di studio, dal punto di vista geografico, idraulico e sedimentologico. Nel Capitolo 4 vengono riassunti i principali concetti teorici relativi al trasporto solido, mentre nel Capitolo 5 si discutono le equazioni matematiche alla base del modello numerico, ripercorrendo tutte le fasi che portano dalle equazioni tridimensionali a quelle 1-D. Il Capitolo 6 descrive dettagliatamente le fasi operative seguite per determinare la portata formativa. I Capitoli 7 e 8 riportano i risultati e le osservazioni relative ai quattro tratti di fiume Po studiati ed, infine, nel Capitolo 9 si elencano le conclusioni tratte dall'analisi realizzata.

## Capitolo 2

### Il fiume Po

Con una lunghezza di 652 *km*, il Po è il più lungo fiume interamente compreso nel territorio italiano ed il quinto fiume europeo, esclusa la Russia, per portata media (dopo Danubio, Reno, Rodano e Nipro).

Il bacino idrografico del Po (Figura 2.1) ha un'estensione complessiva di 86859 *km*<sup>2</sup> ed interessa il territorio di Liguria, Piemonte, Valle d'Aosta, Emilia-Romagna, Toscana, Lombardia, Provincia Autonoma di Trento, Marche, Veneto e si estende anche a porzioni di territorio francese e svizzero. Una prima caratterizzazione (Marchi, 1984) consente di individuare: l'alto Po, dalle sorgenti alla confluenza con il Ticino; il medio Po, dalla confluenza con il Ticino a quella con il Mincio; il basso Po, dalla confluenza con il Mincio all'incile con il Po di Goro, a Serravalle; il delta, fino allo sbocco in mare.

Il fiume nasce sul versante settentrionale del monte Monviso ad una quota di 2022 *m s.l.m.* da alcune sorgenti, la più nota delle quali è situata al Pian del Re. Dal versante orientale delle Alpi Cozie, esso percorre, con direzione prevalente Ovest-Est, l'intera pianura padana che con le sue alluvioni ha peraltro contribuito a creare. Ad una ventina di chilometri dalla sorgente il Po sbocca nella pianura padana lambendo il territorio della provincia di Cuneo. In questo tratto vari affluenti arricchiscono la portata del fiume, il quale entra poi nella provincia di Torino attraversandone il capoluogo. A questa altezza il fiume, nonostante abbia percorso solo un centinaio di chilometri dalla sorgente, è già un corso d'acqua notevole con un letto ampio 200 metri e una portata media prossima ai 100 *m*<sup>3</sup>/*s*.

Dopo aver attraversato Piemonte e Lombardia, il fiume assume una configurazione pensile presso il confine tra Veneto (provincia di Rovigo) ed Emilia-Romagna, nella regione del Polesine. Qui inizia il suo ampio delta (380 *km*<sup>2</sup>) costituito da cinque rami principali (denominati Po di Maestra, della Pila, delle Tolle, di Gnocca e di Goro), un ramo secondario (Po di Volano) e in quattordici bocche. Il fiume sfocia infine nel Mare Adriatico, attraversando

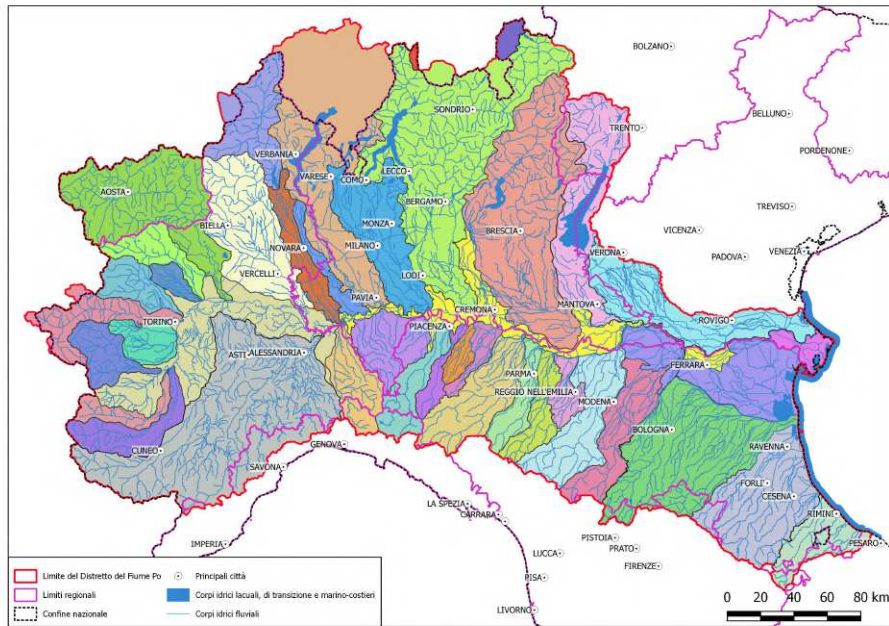


Figura 2.1: Il bacino idrografico del fiume Po (Autorità di bacino distrettuale del fiume Po, 2018).

i territori dei comuni di Ariano nel Polesine, Goro, Porto Tolle, Taglio di Po e Porto Viro (Figura 2.2).

Visto l'ampio bacino che lo caratterizza, dal punto di vista idrologico il fiume è caratterizzato da un regime misto: alpino (piene tardo-primaverili/estive e secche invernali) ed appenninico (piene primaverili/autunnali e secche estive); quest'ultimo è il prevalente, anche a causa della progressiva riduzione dei ghiacciai alpini che, negli ultimi decenni, hanno diminuito l'alimentazione estiva.

Per quanto concerne il regime idrologico del fiume, la portata media annua rilevata presso la stazione di misura di Pontelagoscuro (FE) è di circa  $1500 \text{ m}^3/\text{s}$  (Zanchettin et al., 2008) mentre la minima media e la massima media si aggirano attorno a  $600 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $5000 \text{ m}^3/\text{s}$  (Zanchettin et al., 2008). In Figura 2.3 è possibile osservare un confronto sul lungo periodo tra le portate medie registrate a Pontelagoscuro (FE) nell'anno 2021 con i dati rilevati nel periodo 1921-1970 e 2001-2020 (Arpae, 2022).

Data la notevole estensione del bacino idrografico, il fiume Po può coinvolgere portate di piena significative, anche dell'ordine di  $10000 \text{ m}^3/\text{s}$ ; tra gli eventi di piena degli ultimi 50 anni, le quote idrografiche più significative si sono verificate nel 1926 con  $3.70 \text{ m s.z.i.}$  e nel 1951 con  $4.28 \text{ m s.z.i.}$ , entrambi presso la stazione idrometrica di Pontelagoscuro (zero idrometrico

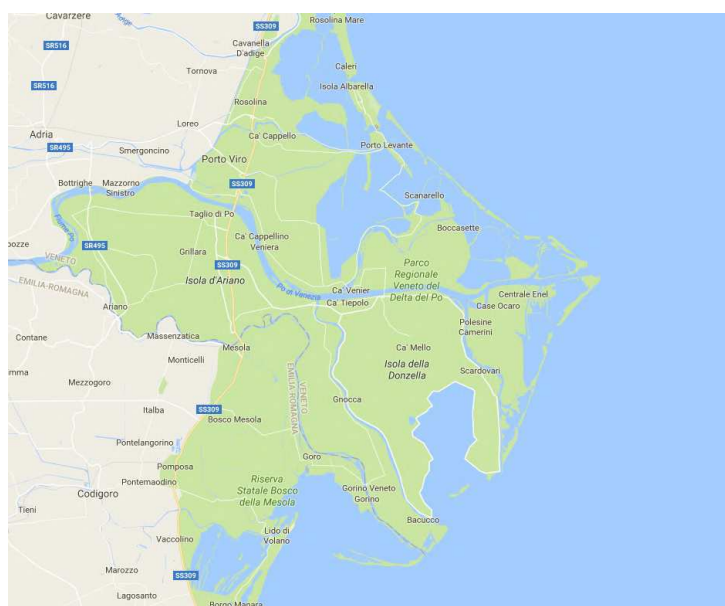


Figura 2.2: Mappa della foce a delta del fiume Po al confine tra Emilia-Romagna e Veneto (Google Maps, 2022).

a 8.12 m s.m.m.).



Figura 2.3: Andamento delle portate medie mensili del 2021 (in giallo), del periodo 1921-1970 (in blu) e del periodo 2001-2020 (in azzurro) presso la stazione di misura di Pontelagoscuro (FE); dati Arpae, 2022.

# Capitolo 3

## Inquadramento territoriale

### 3.1 Premessa

Vista l'estensione non indifferente del bacino del fiume Po, la morfologia dell'alveo varia in relazione alla zona geografica, specie se si confrontano la zona torrentizia nei pressi della sorgente con le condizioni che si sviluppano verso la foce, dove il Po incontra il mare. Le sezioni trasversali del corso d'acqua, risultano modellate altimetricamente dalla corrente, la quale innesca fenomeni di deposito/erosione e trasporto di sedimenti con conseguente modellazione di sponde e fondo; non è raro incontrare lungo il corso forme di fondo di grande scala come ad esempio barre longitudinali e puntuali ben distinguibili (Figura 3.1).

L'erosione, il trasporto e la deposizione dei sedimenti, spesso indicati nel passato come potenziali pericoli per il territorio circostante la regione fluviale, sono dei processi naturali che nel lungo periodo portano l'alveo verso condizioni di equilibrio dinamico.

Dal punto di vista planimetrico l'alveo di un corso d'acqua alluvionale, come è il Po, può assumere un andamento canalizzato pluricursale, monocursale o con tratti in cui tali caratteristiche si alternano. Ciò è da ascrivere alle variazioni di pendenza del fondo e a quelle della piana alluvionale, alla granulometria dei sedimenti che interessano quello specifico tratto, alla portata liquida fluente ed, infine, alla vegetazione che popola l'interfaccia terra-corso d'acqua.

Come osservabile in Figura 3.2 a) il fiume Po nel tratto di monte presenta un andamento particolarmente irregolare e a tratti pluricursale a canali intrecciati, con presenza di evidenti depositi di sedimenti, specialmente nelle aree a valle di Torino.

Scendendo verso valle ed inoltrandosi nella pianura padana, l'alveo si



Figura 3.1: Barre longitudinali vegetate al centro dell'alveo e lungo le sponde presso Bottrighe di Adria (RO) (Google Earth, 2021).

regolarizza, assumendo una conformazione monocursale con ampi meandri (Figura 3.2 b)).

Infine, l'ultimo tratto monocursale sinuoso è quello che arriva sino all'incile del Po di Goro, da cui diparte l'ampio delta distribuito tra Veneto ed Emilia-Romagna.

## 3.2 Suddivisione in tratti

Nel corso degli anni, sono state eseguite diverse campagne di rilievi al fine di monitorare l'evoluzione morfologica dell'alveo. Le principali analisi svolte comprendono il classico rilievo topografico (a partire dal 1954) e, più recentemente, misure più avanzate come i DTM (modelli digitali del terreno sviluppati mediante rilievi LIDAR) ed infine analisi granulometriche e sedimentologiche su campioni di materiale (291) che costituiscono sponde e fondo sia dell'asta principale che dei principali affluenti appenninici.

L'analisi dei risultati delle misure effettuate oltre all'andamento delle sezioni trasversali rese disponibili da AIPO (2005) ha permesso di distinguere dieci tratti con caratteristiche morfologiche e sedimentologiche piuttosto omogenee; come riportato in Tabella 3.1 gli estremi dei tratti sono determinati dalle confluenze con gli affluenti principali, da soglie naturali o artificiali e dalla presenza in alveo di opere di controllo.





Figura 3.2: Vista aerea a) dell'andamento pluricursale del corso del fiume Po presso Valenza (AL), b) della configurazione monocursale sinuosa del fiume Po presso Piacenza (Google Earth).

Tabella 3.1: Caratteristiche morfologiche dei vari tratti omogenei che costituiscono il Po dalla confluenza con la Stura di Lanzo all'incile del Po di Goro. Fonti ADBPO (2005-2007); Colombo e Filippi (2008)

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	monocur. rettilineo/meandriforme
E Trebbia - Isola Serafini	0.22	monocursale meandriforme
F Isola Serafini - Taro	0.20	monocur. meandriforme/sinuoso
G Taro - Oglio	0.18	monocursale curvilineo
H Oglio - Secchia	0.10	monocur. sinuoso/meandriforme
I Secchia - Pontelagoscuro	0.11	monocursale rettilineo/sinuoso
J Pontelagoscuro - Incile Po di Goro	0.02	monocursale rettilineo/sinuoso

In tutti i tratti si nota che la pendenza dell'asta fluviale è in genere molto inferiore a quella della piana alluvionale attraverso cui il fiume scorre delimitato dagli argini maestri. Tali differenze sono schematicamente riportate nei profili longitudinali delle Figure 3.3, 3.4 e 3.5.

Per quanto riguarda le caratteristiche sedimentologiche dei vari tratti si passa da ghiaie con matrice sabbiosa grossolana nelle sezioni di monte, sino ad arrivare a sabbie fini o limi sabbiosi in vicinanza al delta. Dunque, muovendosi da monte verso valle, è evidente una progressiva riduzione delle frazioni più grossolane: i diametri rappresentativi,  $d_{84}$  e  $d_{50}$ , diminuiscono progressivamente tendendo a valori tipici delle frazioni granulometriche più fini,  $d_{16}$  e  $d_5$ , che si mantengono all'incirca costanti, mostrando una distribuzione granulometrica sempre più uniforme mano a mano che ci si avvicina al delta.

La transizione tra le ghiaie e le sabbie avviene nel tratto D.

I dettagli della composizione granulometrica dei sedimenti saranno trattati nei capitoli dedicati agli specifici tratti.

### 3.3 Stazioni di misura idrometriche

I dati idrometrici, quali portate, livelli o scale di deflusso sono gestiti da diversi enti operanti sul territori come l'ADBPO (Autorità di bacino del

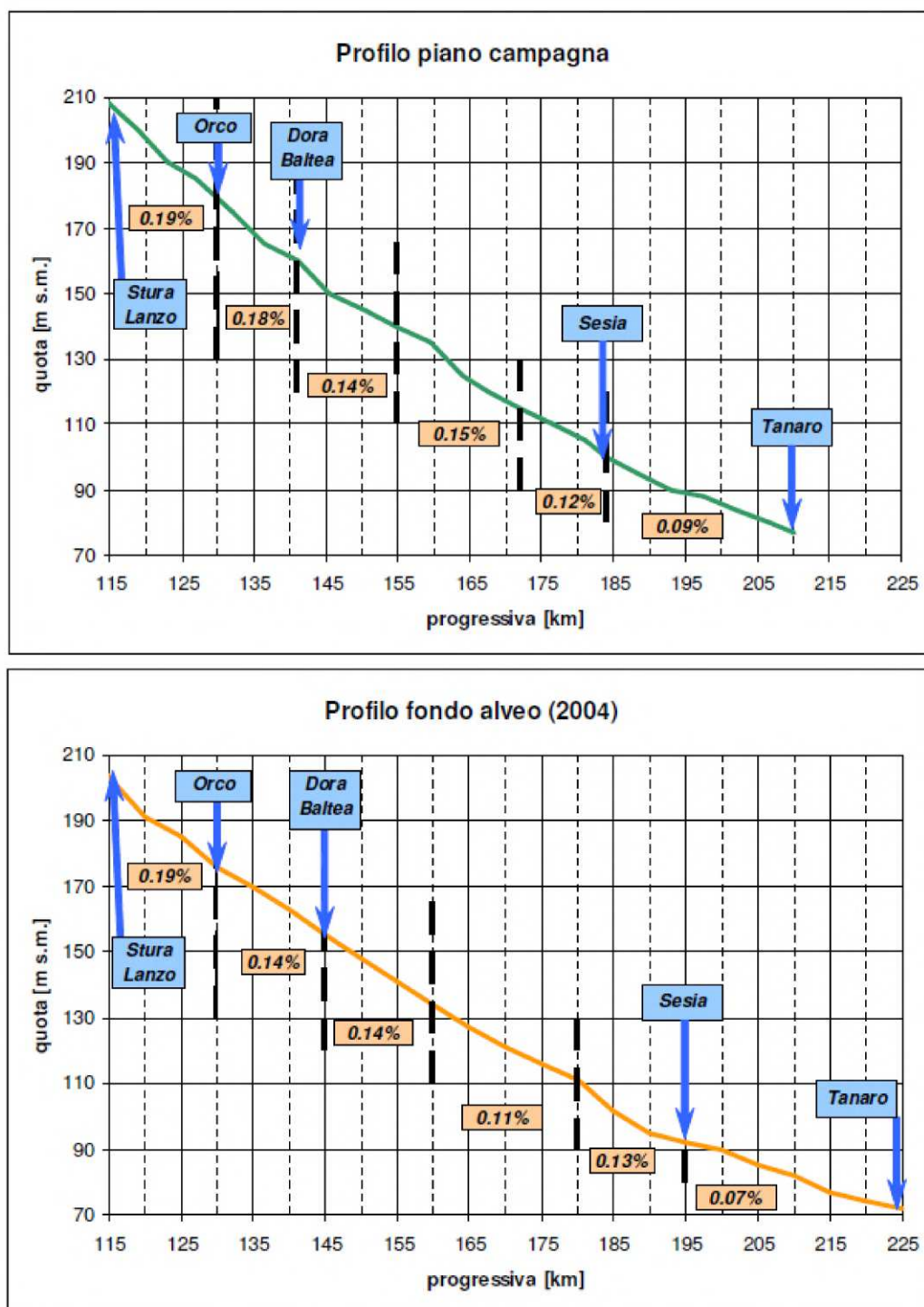


Figura 3.3: Profili longitudinali della piana alluvionale e del fondo dell'alveo del fiume Po nel tratto Stura di Lanzo - Tanaro; fonte ADBPO, 2007

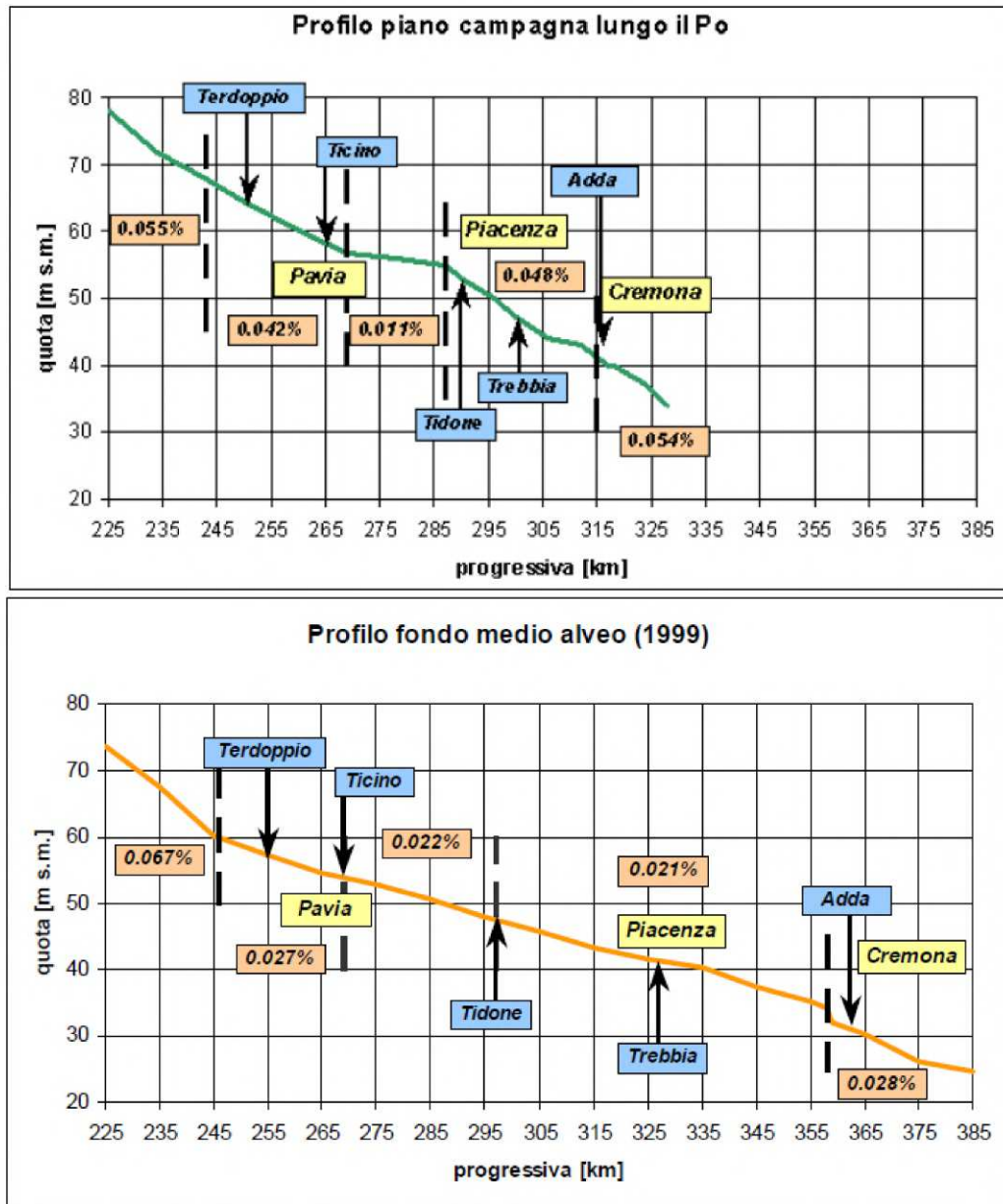


Figura 3.4: Profili longitudinali della piana alluvionale e del fondo dell'alveo del fiume Po nel tratto Tanaro - Arda; fonte ADBPO, 2005



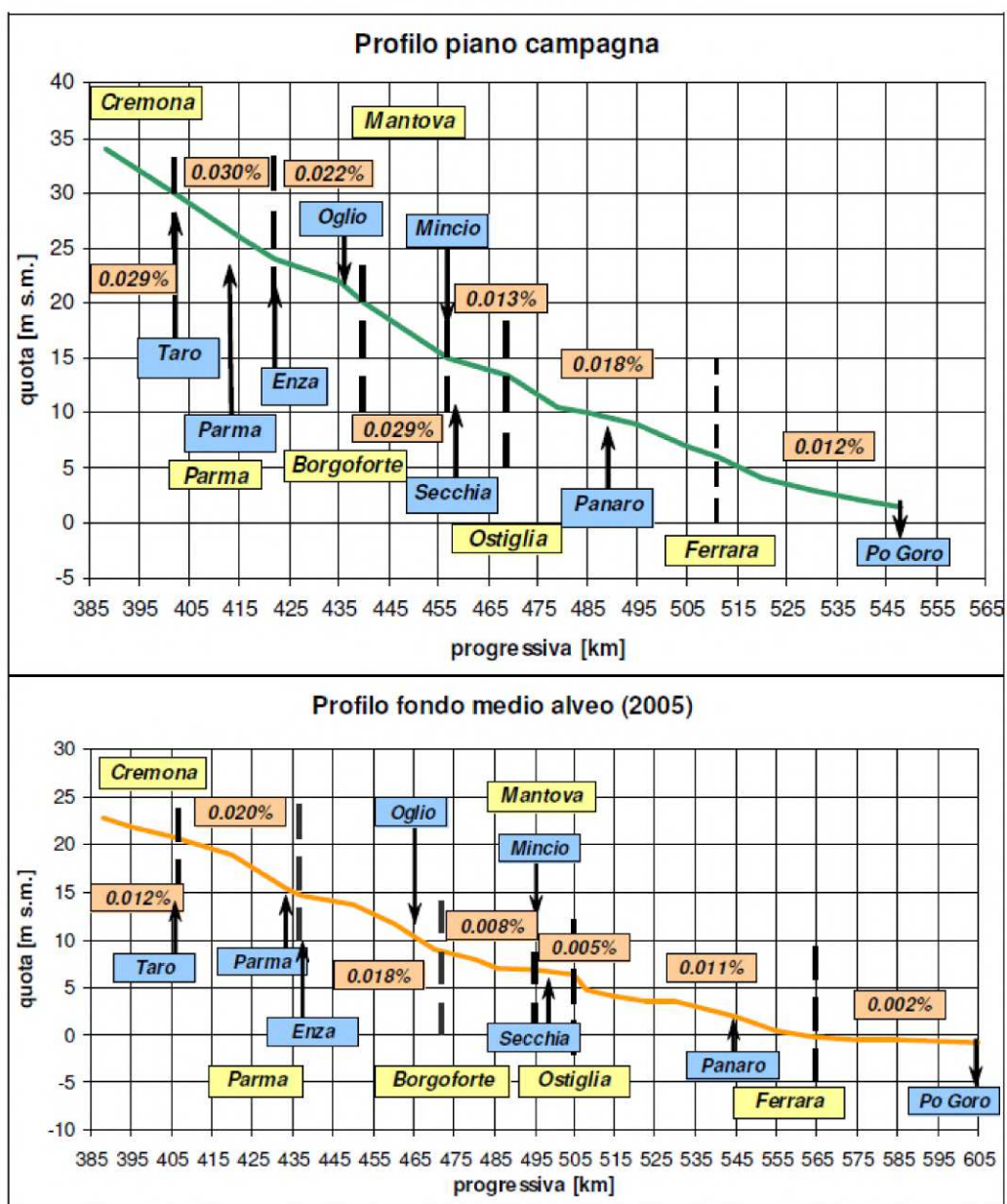


Figura 3.5: Profili longitudinali della piana alluvionale e del fondo dell'alveo del fiume Po nel tratto Arda - Incile Po di Goro; fonte ADBPO, 2007

fiume Po), l'AIPO (Agenzia interregionale per il fiume Po) e le agenzie Arpa delle regioni interessate.

Una rete di stazioni di misura capillare in grado di coprire l'intera estensione del corso d'acqua, assieme ai rilievi del territorio, consentono di realizzare un monitoraggio costante ed efficace dell'evoluzione dell'ambiente fluviale e della morfologia del corso d'acqua.

La forte urbanizzazione che da secoli interessa le sponde del fiume, ha portato a prediligere l'installazione di strumentazione sui ponti stradali o ferroviari che attraversano l'alveo.

Lungo i 652 *km* del Po sono attualmente presenti 21 stazioni di misura, distribuite con un maggior densità nelle zone di monte (tratti A e B).

Numerosi sono inoltre gli affluenti che si immettono nel Po, i quali influiscono sulle misure effettuate nelle varie stazioni per quanto concerne i livelli e soprattutto le portate. Alcuni tributari riversano infatti portate liquide di entità non trascurabile e che, come si vedrà, possono influenzare fortemente i risultati della presente tesi.

Anche gli effetti della massa di sedimenti che gli immissari trasportano verso l'alveo principale possono avere un impatto non trascurabile, specie nel caso di ghiaie di diametro caratteristico piuttosto grande.

Le Tabelle 3.2 e 3.3 riassumono brevemente le caratteristiche principali delle varie stazioni idrometriche dal punto di vista geografico, altimetrico ed idraulico, mentre in Figura 3.6 è stata schematizzata la loro distribuzione lungo il corso d'acqua e la loro posizione in relazione ai tributari.

Tabella 3.2: Posizionamento geografico delle stazioni di misura di portate e/o livelli lungo il corso del fiume Po compreso tra i tratti A - J definiti in Tabella 3.1.

Stazione	Tratto	Sezione
Castiglione (TO)	A	Monte depuratore SMAT
Chivasso (TO)	A	Presa canale Cavour
San Sebastiano (TO)	A	Ponte SP94
Crescentino (VC)	A	Ponte SP107
Casale Monferrato (AL)	A	Ponte SS31
Valenza (AL)	B	Ponte SS494
Isola Sant'Antonio (AL)	B	Ponte SS211
Casè Gerola (PV)	B	Ponte SS755
Ponte Becca (PV)	C	S6 - Ponte SS617
Spessa (PV)	D	S7D - Ponte SP199
Piacenza	E	S18A - Ponte SS9
Cremona	F	S25B - Ponte SS10
Isola Pescaroli (CR)	F	Ponte SP33
CasalMaggiore (CR)	G	S35 B - Ponte SP343R
Boretto (RE)	G	S37B - Cantiere navale Arni
Borgoforte (MN)	H	S42 - Ponte SS62
Revere (MN)	I	S53 A - Ponte SS12
Castelmassa (MN)	I	n.d.
Sermide (MN)	I	n.d.
Ficarolo (RO)	I	n.d.
Pontelagoscuro (FE)	I - J	S65 - Ponte SS16
Polesella (RO)	J	S69A - Ponte SP40

Tabella 3.3: Caratteristiche altimetriche delle stazioni di misura lungo il corso del fiume Po e superficie del bacino idrografico ad esse afferente.

Stazione	Quota [ <i>m s.m.m.</i> ]	Zero idrometrico [ <i>m s.m.m.</i> ]	Bacino di dominio [ <i>km<sup>2</sup></i> ]
Castiglione (TO)	202	189.94	7539
Chivasso (TO)	209	176.52	8975
San Sebastiano (TO)	174	164.79	9022
Crescentino (VC)	158	145.82	13230
Casale Monferrato (AL)	115	107.58	13740
Valenza (AL)	95	85.18	17366
Isola Sant'Antonio (AL)	76	68.08	25857
Casei Gerola (PV)	231	n.d.	n.d.
Ponte Becca (PV)	n.d.	n.d.	n.d.
Spessa (PV)	67	52.09	37372
Piacenza	42	41.88	42030
Cremona	28	34.25	50726
Isola Pescaroli (CR)	29	n.d.	n.d.
Casalmaggiore (CR)	35	n.d.	n.d.
Boretto (RE)	23	19.90	55183
Borgoforte (MN)	17	14.55	62450
Revere (MN)	14	n.d.	n.d.
Castelmassa (RO)	12	n.d.	n.d.
Sermide (MN)	9	5.51	68724
Ficarolo (RO)	n.d.	10.01	68736
Pontelagoscuro (FE)	6	8.12	70091
Polesella (RO)	5	1.10	70091



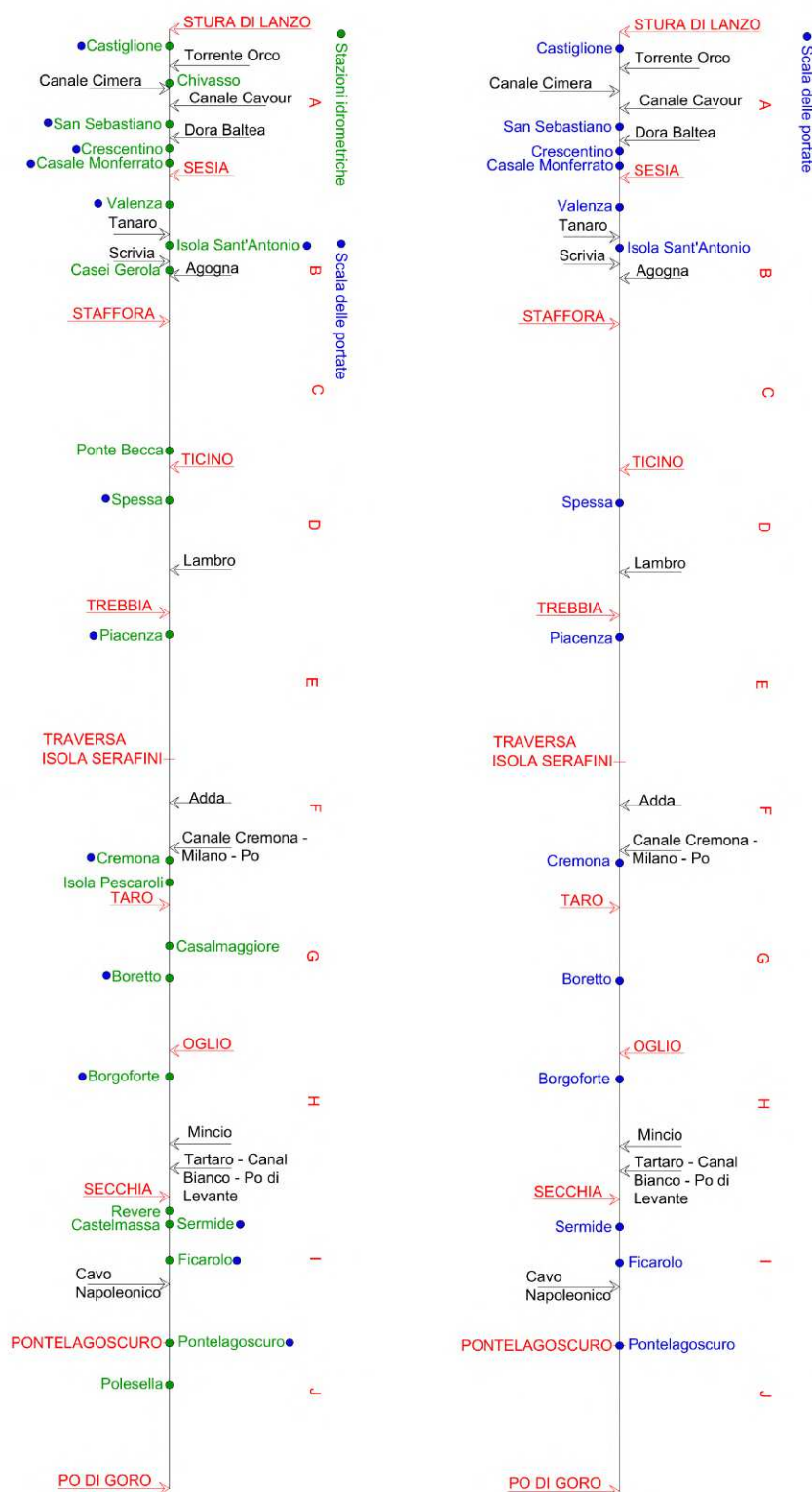


Figura 3.6: Rappresentazione schematica riportante i vari tratti omogenei in cui è stato suddiviso il corso del fiume Po e posizionamento degli immissari e delle stazioni di misura. Le località riportate in rosso rappresentano gli estremi dei tratti omogenei A-J; le scritte verdi rappresentano le stazioni di misura presenti lungo i vari tratti; le stazioni di misura contrassegnate dal cerchio blu sono quelle per cui è disponibile la scala di deflusso. Quest'ultime sono evidenziate per maggior chiarezza nell'immagine di destra.



# Capitolo 4

## Il trasporto solido: cenni teorici

### 4.1 Aspetti generali

Affinché abbia inizio il moto delle particelle di sedimento è necessario il sussistere di diversi fattori: sufficiente portata liquida all'interno dell'alveo, pendenza longitudinale e trasversale adeguata. L'incipiente movimento dipende ovviamente anche dalle dimensioni e dalla geometria del sedimento. Non è dunque scontato che vi sia sempre trasporto di sedimenti, basti pensare a fiumi in ghiaia molto grossa nei quali il sedimento viene movimentato solo per portate molto elevate.

È possibile individuare una condizione limite al di sotto della quale il trasporto solido può considerarsi nullo, connessa ad un parametro detto tensione adimensionale di Shields  $\tau_*$ . Sotto l'ipotesi di sedimenti uniformi, la relazione di tale condizione limite è:

$$\tau_* = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho)gd} < \tau_{*c} \quad (4.1)$$

dove  $\tau_0$  è la tensione tangenziale al fondo, mediata sulla turbolenza,  $\tau_{*c}$  è il valore limite di  $\tau_*$  per cui si ha l'incipiente moto dei sedimenti,  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $\rho_s$  e  $\rho$  sono le densità dei sedimenti e dell'acqua e  $d$  è il diametro del sedimento.

Viceversa, se le condizioni idrodinamiche sono tali da movimentare i sedimenti, ciascuna particella solida potrà essere soggetta a due diverse tipologie di trasporto (Figura 4.1):

- *trasporto al fondo* in cui i sedimenti possono strisciare, rotolare o saltellare, confinati in uno strato molto sottile (molto più piccolo del tirante idrico) quasi a contatto con il fondo.

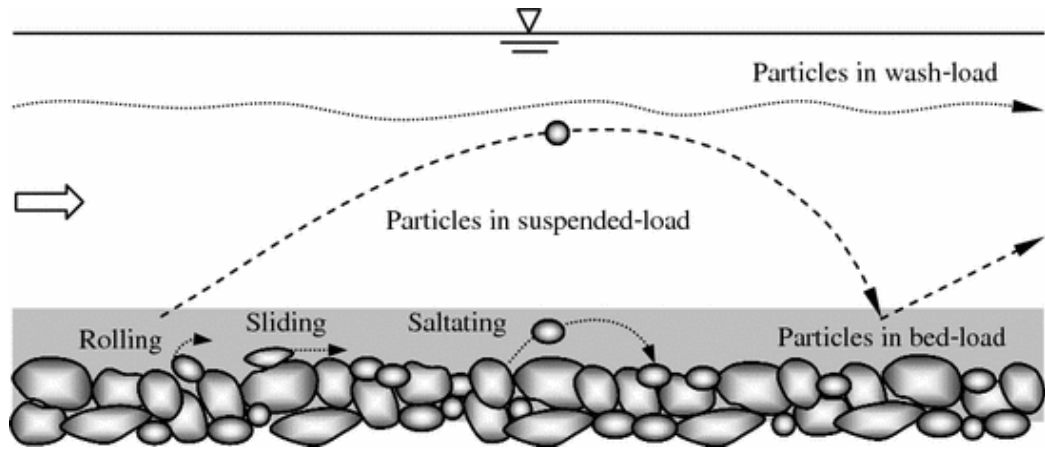


Figura 4.1: Possibili modalità con cui può avvenire il trasporto di sedimenti, ovvero trasporto al fondo (bedload) ed in sospensione (suspended load).

- *trasporto in sospensione* in cui i sedimenti si disperdono per tutta l'altezza della colonna fluida e, quindi, possono essere trascinati anche per lunghe distanze. Questo processo avviene quando le pendenze del fondo o le portate liquide sono elevate e i diametri dei sedimenti piccoli.

Definendo con  $\tau_{*c}$  e  $\tau_{*sc}$  i due valori soglia del parametro di Shields per il trasporto al fondo e in sospensione, al variare di  $\tau_*$  si possono distinguere le seguenti modalità di trasporto:

- $\tau_* < \tau_{*c}$ : le particelle non vengono mobilitate e rimangono ferme sul fondo;
- $\tau_{*c} < \tau_* < \tau_{*sc}$ : *trasporto di fondo*, ulteriormente distinguibile in
  - *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  $\tau_*$  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;
- $\tau_* > \tau_{*sc}$ : i sedimenti vengono innalzati e si disperdono per tutta l'altezza della colonna liquida di riferimento. I sedimenti vengono quindi trasportati *in sospensione* senza contatti con il fondo; questo fenomeno si genera soprattutto per pendenze o portate elevate e sedimenti a granulometria fine (es. sabbie).

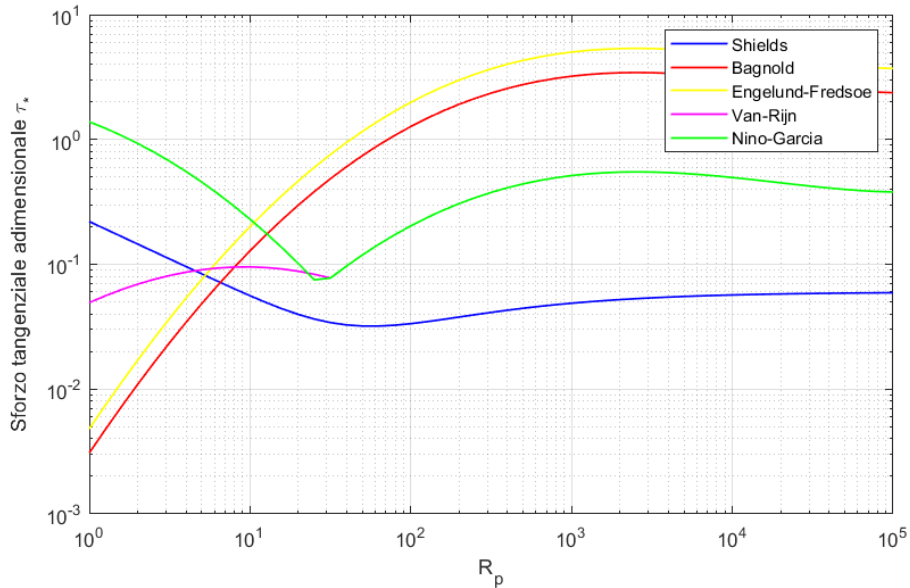


Figura 4.2: Diagramma di Shields rappresentante la curva di incipiente movimento al fondo delle particelle in un grafico  $R_p$ - $\tau_*$ .

Lo sforzo adimensionale di Shields è legato ad un altro parametro fondamentale detto numero di Reynolds della particella,  $R_p$ , la cui espressione è:

$$R_p = \frac{\sqrt{(s-1)gd^3}}{\nu} \quad (4.2)$$

con  $s = \frac{\rho_s}{\rho}$  densità relativa che per la gran parte dei minerali è compresa tra 2.6 e 2.9. Graficamente tale legame produce una curva, detta curva di Shields, la quale fornisce la condizione di incipiente movimento delle particelle di sedimento (Figura 4.2). Nella Figura sono riportate anche le curve proposte da vari autori allo scopo di definire una soglia limite per il passaggio da trasporto di tipo bedload a un trasporto in sospensione.

## 4.2 Trasporto solido al fondo

Il flusso di sedimenti trasportati al fondo dipende in generale dalla gravità, dal peso immerso del sedimento, dal diametro e dalle caratteristiche geometriche del sedimento, dall'angolo di attrito statico, dallo sforzo tangenziale d'attrito acqua-grano e dalla pendenza longitudinale e trasversale del fondo.

Tramite l'analisi dimensionale è possibile considerare assieme le varie grandezze ed esprimere l'intensità del trasporto tramite un parametro adi-

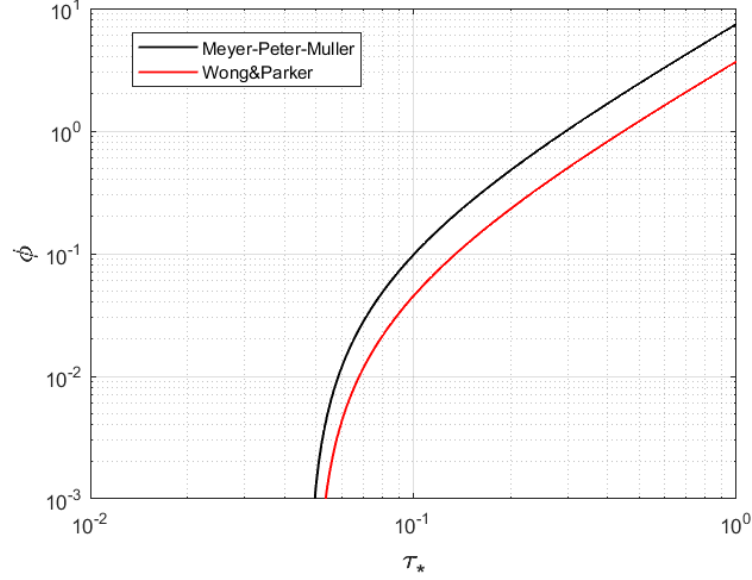


Figura 4.3: Curve rappresentanti le teorie di Meyer-Peter-Muller e Wong-Parker per la stima dell'intensità del trasporto solido al fondo.

mensionale  $\phi$  che può essere stimato attraverso delle relazioni semiempiriche basate su dati di laboratorio e/o di campo.

Una relazione comunemente utilizzata è quella di *Meyer-Peter-Muller* (Figura 4.3) derivata per  $d = 0.4 \div 30 \text{ mm}$ , in base a cui:

$$\phi = 8(\tau_* - \tau_{*co})^{3/2}, \quad \text{con } \tau_{*co} = 0.047 \quad (4.3)$$

Tale relazione è stata successivamente modificata da *Wong - Parker* (figura 4.3) per tenere conto della presenza di eventuali forme di fondo e mitigare la tendenza della 4.3 di sovrastimare l'intensità del trasporto di fondo. La relazione modificata risulta:

$$\phi = 3.97(\tau_* - \tau_{*co})^{3/2}, \quad \text{con } \tau_{*co} = 0.0495 \quad (4.4)$$

Ottenuto il valore di  $\phi$  è possibile stimare l'entità della portata solida al fondo per unità di larghezza  $q_b$  come:

$$q_b = \phi \cdot \sqrt{(s-1)gd^3} \quad (4.5)$$

### 4.3 Trasporto solido in sospensione

È noto che una corrente turbolenta, in prossimità della parete genera in modo intermittente sia nello spazio che nel tempo, delle strutture coerenti in grado

di intrappolare le particelle solide che giacciono sul fondo movimentandole verso la regione esterna. Di queste alcune ridepositano sul fondo, mentre la percentuale che è in grado di spingersi oltre lo strato in cui avviene il trasporto di fondo va a formare la frazione di trasporto solido in sospensione.

La portata di sedimenti in sospensione  $Q_s^s$  per unità di larghezza dipende dalla distribuzione della velocità e della concentrazione di sedimenti lungo la verticale e si esprime come:

$$Q_s^s = \int_{\xi_a}^1 \langle u \rangle \langle c \rangle D \cdot d\xi \quad (4.6)$$

dove:

- $\xi = \frac{z}{D}$  quota adimensionalizzata di un punto generico;
- $\xi_a = \frac{a}{D}$  quota adimensionalizzata della superficie di separazione dello strato di altezza  $a$  in cui si ha trasporto di fondo;
- $\langle u \rangle$  distribuzione lungo  $\xi$  della velocità mediata sulla turbolenza;
- $\langle c \rangle$  distribuzione lungo  $\xi$  della concentrazione di particelle in sospensione.

Il profilo della concentrazione lungo la verticale secondo il modello di Rouse assume la forma:

$$\langle c \rangle = c_a \left( \frac{\xi_a}{1 - \xi_a} \cdot \frac{1 - \xi}{\xi} \right)^{Z_R} \quad (4.7)$$

dove  $c_a$  è la concentrazione alla quota  $a$  e  $Z_R$  è il numero adimensionale di Rouse.

Nelle situazioni in cui si abbia sia trasporto al fondo che trasporto in sospensione, come può essere ad esempio per portate di piena in cui i sedimenti vengono trasportati in notevole quantità, per poter stimare adeguatamente la portata solida totale  $Q_s$  occorre valutare sia l'aliquota del trasporto in sospensione sia quella del trasporto al fondo. È possibile ottenere una stima del trasporto solido totale sommando i due contributi di portata solida oppure utilizzando la relazione proposta da Engelung-Hansen per il trasporto totale (*Total load predictor*).

In generale, la portata solida che transita nel corso d'acqua per unità di larghezza può essere espressa dalla relazione:

$$Q_s = \sqrt{s \cdot g \cdot (d_s)^3} \cdot n \cdot (\tau_* - \tau_{*c})^m \quad (4.8)$$

dove  $m$  ed  $n$  assumono valore numerico differente a seconda del tipo di trasporto solido. Tra le numerose formule di trasporto riportate in letteratura, vengono qui considerate le relazioni di:

- *Engelund – Hansen*, utilizzata per sedimenti sufficientemente fini (es. sabbie) e numeri di Shields  $\tau_*$  elevati

- $m = \frac{5}{2}$ ;

- $n = 0.05 \cdot (C_{OND})^2$ ;

- $\tau_{*c} = 0$ ;

- *Meyer – Peter – Muller*, utilizzata per sedimenti grossolani (es. ghiaie) e numeri di Shields  $\tau_*$  prossimi al valore critico.

- $m = \frac{3}{2}$ ;

- $n = 3.97$ ;

- $\tau_{*c} = 0.0495$ ;



# Capitolo 5

## Il modello morfodinamico

### 5.1 Premessa

Il modello matematico adottato nella presente tesi consente di determinare l'assetto altimetrico dell'alveo fluviale in relazione alla portata liquida in ingresso da monte e alla portata solida ad essa associata e assumendo che nel tratto di fiume considerato sia possibile l'instaurarsi di una condizione di equilibrio.

La struttura del modello matematico verrà presentata nei seguenti paragrafi.

#### 5.1.1 Il concetto di equilibrio morfodinamico

Parlare in generale di *sistema fiume* senza considerare, alle varie scale, gli elementi che lo compongono è un'operazione troppo semplicistica. Si tratta infatti di un sistema complesso e articolato.

Per questo motivo è necessario esminare varie *forme* morfologiche che caratterizzano il corso d'acqua alle varie scale, sviluppando i concetti di *sistema fluviale* e *sottosistemi fluviali*.

La nozione di sistema fluviale fa riferimento a un bacino idrografico; le varie parti che compongono l'asta fluviale sono definite come sottosistemi fluviali, 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 in relazione alla 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. In sintesi, l'equilibrio di un sistema è legato alla sua scala spaziale e temporale.

In questo lavoro si vuole determinare una condizione di equilibrio morfodinamico in senso medio. Infatti, nella realtà situazioni perenni di equilibrio sono altamente improbabili se non impossibili ma si può immaginare che nel medio periodo (ovvero per una data portata che duri un certo tempo) il fiume tenda verso un determinato assetto di equilibrio morfodinamico.

Si faccia attenzione che se un sistema è in equilibrio, non è detto che i suoi sottosistemi subordinati (inferiori) o superordinanti (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 dal punto di vista idrologico e morfologico;
- i sottosistemi subordinati abbiano una relazione biunivoca con la portata considerata ( $f(Q)$ ) per cui si adattano istantaneamente all'evoluzione del sistema esaminato.

### 5.1.2 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, nel seguito,  $Q$  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 piano di riferimento orizzontale arbitrario, in  $m$ ,  $A$

rappresenta l'area della sezione liquida, in  $m^2$ , ed  $\eta$  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 confluente 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). Tuttavia, nel determinare l'assetto medio di equilibrio lo schema monodimensionale fornisce utili indicazioni di prima approssimazione anche in presenza di forme di fondo di grande scala quali, ad esempio le barre forzate che si determinano in alvei meandriformi o le barre libere che si creano in tratti approssimativamente rettilinei.

D'altra parte, forme di fondo di piccola scala (es. ripples) e, soprattutto, mediascala (es. dune) influenzano la resistenza al moto da considerare nel modello matematico.

## 5.2 Le equazioni alla base del modello

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

$$\rho(\vec{f} - \frac{d\vec{u}}{dt}) = \nabla p - 2\mu\nabla\cdot\mathbb{D} \quad (5.1)$$

dove  $\rho$  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  $N/m^3$ ,  $\mu$  è la viscosità dinamica dell'acqua, dell'ordine di  $10^{-3}kg/(m\cdot s)$  e  $\mathbb{D}$  indica il tensore della velocità di deformazione, ovvero  $D_{ij} = \frac{1}{2}(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i})$ .

A tali equazioni va abbinata l'equazione di continuità del fluido, supposto incomprimibile:

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad (5.2)$$

La soluzione di un qualsiasi campo di moto è a rigore ottenibile risolvendo numericamente le equazioni (5.1) e (5.2). Le incognite del problema sono le tre velocità e la pressione.

Tuttavia tale modo di procedere non può essere nella pratica applicato al caso degli usuali problemi caratterizzanti l'idraulica fluviale, dato l'alto onere computazionale che richiederebbe la soluzione numerica per numeri di Reynolds elevati quali quelli tipici dei moti nei canali a pelo libero.

È quindi necessario ricorrere ad approcci di tipo ingegneristico che consistono di semplificare il problema dal punto di vista computazionale, fornendo tuttavia informazioni ingegneristicamente accettabili.

Un primo livello di semplificazione rispetto alla soluzione diretta delle equazioni (5.1) e (5.2) consiste nell'effettuare una media sulla turbolenza; ovvero invece di conoscere il valore puntuale e istantaneo della velocità e delle pressioni, ci si accontenta di determinare i valori medi,  $\langle \vec{u} \rangle$  e  $\langle p \rangle$ .

L'equazione di continuità mediata sulla turbolenza porge:

$$\frac{\partial \langle u_x \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle u_y \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle u_z \rangle}{\partial z} = 0 \quad (5.3)$$

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

$$\rho \left( \frac{\partial}{\partial t} \langle u_i \rangle + \langle u_j \rangle \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} \right) = - \frac{\partial}{\partial x_i} (\langle p \rangle + \gamma h) + \mu \frac{\partial^2 \langle u_i \rangle}{\partial x_i \partial x_j} - \rho \langle u'_j \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \rangle \quad (5.4)$$

con gli indici  $i$  e  $j$  che sono relativi ai tre assi cartesiani  $x$ ,  $y$  e  $z$ .

Si nota come la decomposizione di Reynolds utilizzata per derivare le (5.4) e la presenza del termine non lineare costituito dall'accelerazione convettiva nella (5.1) determinano l'insorgere di termini addizionali incogniti legati alle fluttuazioni turbolente, cioè l'ultimo termine a destra della (5.4). È pertanto necessario introdurre 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 in genere è assunta nel caso di moti a superficie libera nei canali è quella di onde lunghe in acque basse, applicabile quando le variazioni delle grandezze del moto in direzione longitudinale e trasversale sono molto più graduali 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

$$\langle p \rangle + \gamma h = \gamma H(x, y, t) \quad (5.5)$$

da cui si ottiene

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (\langle p \rangle + \gamma h) = g \frac{\partial H(x, y, t)}{\partial x} \quad (5.6a)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} (\langle p \rangle + \gamma h) = g \frac{\partial H(x, y, t)}{\partial y} \quad (5.6b)$$

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

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \nabla \cdot (c \vec{u}_s) = \mathcal{D} \nabla^2 c \quad (5.7)$$

dove  $c$  è la concentrazione volumetrica dei sedimenti sospesi,  $\vec{u}_s$  è la velocità delle particelle solide e  $\mathcal{D}$  è il coefficiente di diffusione molecolare.

Anche in questo caso, al fine di ottenere un problema risolvibile ingegneristicamente si scompongono i vari 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 dei sedimenti sulla turbolenza si ottiene

$$\frac{\partial \langle c \rangle}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle c \rangle \langle \vec{u} \rangle) - \vec{w}_s \frac{\partial \langle c \rangle}{\partial z} = -\nabla \cdot \langle c' \vec{u} \rangle \quad (5.8)$$

in cui  $\vec{u}$  è la velocità istantanea e locale 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.

### 5.2.1 Le equazioni bidimensionali

Le equazioni del moto e del bilancio dei sedimenti mediate sulla turbolenza costituiscono una semplificazione delle corrispondenti equazioni istantanee sufficiente a trattare problemi ingegneristici che coinvolgono scale spaziali anche estese (tratti di corso d'acqua di qualche chilometro) ma pur sempre sufficientemente limitate e al costo di oneri computazionali abbastanza elevati.

Una ulteriore semplificazione consiste nell'utilizzare le equazioni che governano il campo di moto bidimensionale, ottenute integrando le equazioni 5.3, 5.4, 5.8 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 in tal modo alla seguente equazione di continuità della fase liquida:

$$\frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial(DU_x)}{\partial x} + \frac{\partial(DU_y)}{\partial y} = 0 \quad (5.9)$$

dove  $D = H - \eta$  è la profondità locale della corrente liquida mentre le componenti longitudinale e trasversale della velocità mediata lungo la verticale risultano  $U_x = \frac{1}{D} \int_{\eta}^H \langle u_x \rangle dz$  e  $U_y = \frac{1}{D} \int_{\eta}^H \langle u_y \rangle dz$ .

Nel caso delle equazioni della quantità di moto in direzione longitudinale e trasversale, osservando che l'equazione della conservazione della quantità di moto in direzione  $z$  comporta semplicemente la distribuzione idrostatica delle pressioni, si ottengono le seguenti equazioni bidimensionali:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(DU_x)}{\partial t} + \frac{\partial(DU_x^2)}{\partial x} + \frac{\partial(DU_x U_y)}{\partial y} + gD \frac{\partial H}{\partial x} = \\ \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{fx}) + \frac{1}{\rho} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} D(T_{xx}^t + T_{xx}^d) + \frac{\partial}{\partial y} D(T_{yx}^t + T_{yx}^d) \right\} \end{aligned} \quad (5.10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(DU_y)}{\partial t} + \frac{\partial(DU_x U_y)}{\partial x} + \frac{\partial(DU_y^2)}{\partial y} + gD \frac{\partial H}{\partial y} = \\ \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{fy}) + \frac{1}{\rho} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} D(T_{xy}^t + T_{xy}^d) + \frac{\partial}{\partial y} D(T_{yy}^t + T_{yy}^d) \right\} \end{aligned} \quad (5.11)$$

dove  $T_{ij}^d$  sono i termini generati dalla non linearità dei termini convettivi dell'accelerazione, mentre  $\tau_s$  rappresentano gli sforzi tangenziali al fondo e  $\tau_f$  gli sforzi tangenziali sulla superficie libera.

Tali equazioni sono note come le **equazioni di de Saint Venant bidimensionali** ovvero equazioni delle onde lunghe in acque basse. Per poterle risolvere è necessario legare la tensione al fondo alla velocità mediata sulla verticale e associare la tensione sulla superficie libera 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 (5.8), oltre alle condizioni cinematiche sulla superficie

libera è necessario tenere conto della condizione sulla stessa per cui in assenza di apporti esterni il flusso di sedimenti attraverso la superficie libera è nullo, e della condizione per cui il flusso di sedimenti in corrispondenza dell'interfaccia superiore a cui avviene il trasporto al fondo, posta alla quota  $Z_a$ , è pari alla differenza tra i tassi di erosione  $e_r$  e di deposito  $d_e$  per unità di superficie.

Si ottiene così la seguente equazione per la concentrazione  $C$  di sedimenti in sospensione mediata sulla verticale:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_x \frac{\partial C}{\partial x} + U_y \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial x} (Dk_x \frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial y} (Dk_y \frac{\partial C}{\partial y}) + \frac{e_r - d_e}{D} \quad (5.12)$$

in cui  $U_x$ ,  $U_y$  rappresentano i valori delle componenti longitudinali e trasversali della velocità mediate sulla verticale, mentre  $k_x$ ,  $k_y$  sono i coefficienti di mescolamento longitudinale e trasversale.

L'**equazione di evoluzione del fondo** si ricava dall'equazione del bilancio dei sedimenti (5.8) mediata sulla turbolenza, integrandola tra  $\eta$  e  $H$ , ovvero considerando non solo il trasporto in sospensione ma anche quello al fondo. Tenendo conto dell'assenza di flusso relativo di sedimenti sulla superficie libera e imponendo sul fondo che il flusso relativo di sedimenti sia pari al volume di sedimento depositato/eroso in seguito all'evoluzione del fondo, si ottiene così la forma bidimensionale dell'**equazione di Exner**:

$$\frac{\partial}{\partial t} (CD) + \frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} + (1 - p) \frac{\partial \eta}{\partial t} = d_e - e_r \quad (5.13)$$

avendo indicato con  $p$  la porosità dell'ammasso dei sedimenti, con  $d_e$ ,  $e_r$ , rispettivamente, i flussi di sedimenti depositati ed erosi per unità di superficie, e con  $q_{bx}$ ,  $q_{by}$  la portata trasportata al fondo.

Si noti che nella derivazione della 5.13 si è tenuto conto che la portata solida complessiva può essere suddivisa in portata trasportata al fondo e in sospensione.

Il modello morfodinamico bidimensionale costituito dalle equazioni 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 e 5.13, rappresenta uno strumento sufficientemente agile per valutare le dinamiche evolutive della morfodinamica del corso d'acqua anche su scale spaziali relativamente estese. Risulta tuttavia computazionalmente ancora troppo oneroso il calcolo dell'assetto morfodinamico di equilibrio. È quindi opportuno, a tale scopo, semplificare ulteriormente il problema ricorrendo ad un approccio monodimensionale.

### 5.2.2 Le equazioni monodimensionali (1-D)

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 di uno 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 quelli che si realizzano in prossimità di una pila da ponte.

Le equazioni monodimensionali della morfodinamica sono ricavate integrando sulla larghezza  $B$  le equazioni bidimensionali di continuità (5.9), di de Saint Venant (5.10 ed 5.11), l'equazione di conservazione dei sedimenti sospesi (5.12) e l'equazione di Exner (5.13).

L'equazione monodimensionale di continuità della fase fluida risulta

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (5.14)$$

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  $\beta$  il coefficiente di Coriolis, si ottiene l'equazione 1D della quantità di moto:

$$\frac{\partial(UA)}{\partial t} + \frac{\partial(\beta U^2 A)}{\partial x} + gA \frac{\partial H}{\partial x} = B \frac{\tau_H}{\rho} - c \frac{\tau_\eta}{\rho} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-B/2}^{B/2} D(T_{xx}^i + T_{xx}^d) dy \quad (5.15)$$

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

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{\beta Q^2}{A} + gA \frac{\partial H}{\partial x} + g \frac{Q^2}{R_h A \chi^2} = 0 \quad (5.16)$$

L'equazione 1-D della concentrazione dei sedimenti trasportati in sospensione è ottenibile in modo analogo dalla 5.12 e porge

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{Q}{A} \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{E_r - D_e}{A} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} (K_x A \frac{\partial C}{\partial x}) \quad (5.17)$$



dove  $K_x$  è il coefficiente di dispersione longitudinale mentre  $E_r$  e  $D_e$  rappresentano, rispettivamente, i tassi di erosione e deposito al fondo, mediato sulla sezione.

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

$$\frac{\partial(CA)}{\partial t} + \frac{\partial(BQ_b)}{\partial x} + (1-p)\frac{\partial z_b}{\partial t} = E_r - D_e \quad (5.18)$$

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;
- granulometria costante e, quindi, resistenza al moto costante;
- portata solida costante.

Nell'ipotesi di stazionarietà le suddette equazioni si semplificano come segue:

$$Q = UA = \text{costante}; \quad (5.19)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\beta Q^2}{A} + gA \frac{\partial H}{\partial x} + g \frac{Q^2}{R_h A \chi^2} = 0; \quad (5.20)$$

$$Q_s = Bq_s = \text{costante}; \quad (5.21)$$

essendo  $q_s$  l'intensità del trasporto solido totale per unità di larghezza.

La soluzione del problema posto dalle equazioni 5.19- 5.21 richiede inoltre l'imposizione di opportune condizioni iniziali e al contorno. In particolare le condizioni iniziali 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 totale  $Q_s(x; t)$  e la portata liquida  $Q(x; t)$ , le condizioni iniziali possono porsi nella forma:

$$H(x, t)|_{t=0} = H_0(x) \quad Q_s(x, t)|_{t=0} = Q_{s0}(x) \quad Q(x, t)|_{t=0} = Q_0(x) \quad (5.22)$$

D'altro canto, le condizioni al contorno consistono nell'assegnare i valori delle funzioni incognite al variare del tempo nella sezione di monte ( $x = 0$ ) e/o nella sezione di valle ( $x = L$ ). Nel caso delle correnti lente a fondo mobile, due delle condizioni iniziali si assegnano nella sezione di valle e la terza nella sezione di monte. Ciò dipende dal modo in cui le informazioni si propagano nelle correnti lente a fondo mobile. Un esempio di possibili condizioni al contorno, adeguato al caso della propagazione di un'onda di piena in una corrente lenta a fondo mobile, è:

$$H(x, t)|_{x=L} = f(t) \quad Q_s(x, t)|_{x=0} = Q_{so}(t) \quad Q(x, t)|_{x=0} = Q_o(t) \quad (5.23)$$

### **5.3 Il problema morfodinamico**

Il problema morfodinamico consiste in generale nella determinazione del profilo di equilibrio del fondo del corso d'acqua quando siano note i) la geometria iniziale dell'alveo, ii) la portata liquida in ingresso nella sezione di monte, iii) la portata solida in entrata da monte e iv) la quota del pelo libero nella sezione di valle.

Per risolvere il problema bisogna valutare 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.

# Capitolo 6

## Fasi operative

In questo capitolo sono descritti i passi operativi per ottenere il profilo di equilibrio del fondo di un assegnato tratto di corso d'acqua.

La prima fase comporta la stima dell'ordine di grandezza della portata solida per una assegnata portata liquida tramite una simulazione a fondo fisso. Tale valore di portata solida sarà quindi utilizzata per assegnare una condizione al contorno di monte sulla portata solida nelle simulazioni a fondo mobile.

I profili di equilibrio del fondo che, per una assegnata portata liquida, si ottengono variando la portata solida in un intorno del valore precedentemente ottenuto con le simulazioni a fondo fisso, sono quindi confrontati con il profilo osservato e, calcolando lo scarto quadratico medio della differenza. Infine, la portata formativa è definita come quella che, al variare della portata liquida minimizza lo scarto quadratico medio tra profilo longitudinale del fondo osservato e calcolato.

### 6.1 Il codice di calcolo

Il modello numerico utilizzato è un codice implementato in Fortran che richiede in ingresso una serie di file di informazioni che definiscono le caratteristiche del tratto oggetto di studio.

In particolare i file di input richiesti, per un generico tratto "*filename*", sono di seguito elencati.

- *filename.g*, file geometria creato mediante il software Hec-Ras, contenente le quote altimetriche sezioni trasversali del tratto di alveo che si desidera esaminare.

- *filename.con*, caratteristiche sedimentologiche della simulazione che si desidera avviare, i.e. il diametro  $d_{50}$  dei sedimenti che caratterizzano il tratto e la funzione di trasporto  $f_{trasp}$  che si utilizzerà per il calcolo della portata solida. Dato il carattere relativamente fino dei sedimenti caratterizzanti i tratti considerati si è scelto di utilizzare la formula di trasporto solido totale di Engelund-Hansen.
- *filename.hmonte* e *filename.hvalle*, livelli nella sezione di monte e di valle in funzione del tempo. Questi file devono essere obbligatoriamente forniti al modello ma vengono utilizzati solo nel caso di simulazioni non stazionarie.
- *filename.idrmon* e *filename.idrval*, idrogrammi di portate liquide in ingresso e in uscita dal tratto esaminato. Tali input devono essere obbligatoriamente forniti al modello ma sono utilizzati solo nel caso di simulazioni non stazionarie.
- *filename.scapor*, scala delle portate di valle, cioè nell'ultima sezione del tratto esaminato.
- *filename.sidrmon* e *filename.sidrval*, portate solide nelle sezioni rispettivamente di monte e di valle; nella ricerca del profilo di equilibrio la portata solida nella sezione di valle sarà sempre posta pari a zero.
- *filename.wrtsez*, elenco delle sezioni, individuate dal loro numero cardinale (e non dal numero attribuito dai rilievi topografici), di cui si desidera osservare la variazione del fondo rispetto alla configurazione iniziale per ogni portata liquida esaminata.

I file di output di interesse prodotti al termine delle simulazioni sono i seguenti:

- *filename\_ff.dat*, risultati delle simulazioni a fondo fisso utilizzati per la stima della portata solida.
- *filename\_equil.dat*, profilo longitudinale del fondo dell'alveo e della superficie libera in condizioni di equilibrio.
- *wrtsez\_filename.dat*, variazione delle sezioni trasversali selezionate rispetto all'assetto iniziale al variare delle portate liquide.

Va ricordato che, per simulazione, il modello produce in uscita sempre i files *filename\_ff.dat* e *filename\_equil.dat*. Sarà dunque l'utilizzatore a scegliere quali files consultare sulla base dello scopo della simulazione avviata.

Nella presente tesi la versione originale del codice, messa a punto nel 2013, ha subito due modifiche. La prima modifica è relativa alle condizioni al contorno e consiste nella possibilità di inserire il file relativo alla scala delle portate a valle, semplificando così l'imposizione delle condizioni a monte, che vengono ora generate automaticamente dal modello. La seconda concerne l'introduzione del file *filename.wrtsez* che, attraverso l'output *wrtsez\_filename.dat*, restituisce la variazione di quota di ogni punto delle sezioni trasversali scelte in modo da osservare se, per una specifica portata liquida, si sia verificata erosione o deposito di sedimenti. Questo file consente di valutare le variazioni morfologiche subite, al variare della portata liquida in punti significativi del tratto di corso d'acqua esaminato, come ad esempio in prossimità di opere di regolazione, sbarramenti o ponti.

È importante sottolineare che il codice utilizzato non trasforma le sezioni considerate in rettangolari equivalenti, ma mantiene la geometria iniziale. La simulazione a fondo mobile suddivide la sezione in conci e calcola la variazione del fondo per ogni concio sommando il valor medio della nuova quota del fondo alla quota dei conci bagnati 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, ma limitatamente alle zone bagnate dall'acqua.

## 6.2 Geometria

Il modello richiede l'inserimento della geometria delle sezioni trasversali nel tratto di interesse attraverso il software *Hec - Ras*.

Nell'applicazione al fiume Po la geometria a disposizione risulta costituita da sezioni trasversali misurate in due campagne di rilievi della regione fluviale eseguite rispettivamente nel 2004 e nel 2005.

Nel 2004 fu effettuato il rilievo del terreno nel tratto che va dalla confluenza con il Pellice alla confluenza con il Ticino (superficie del bacino idrografico =  $736 \text{ km}^2$ , lunghezza asta =  $234 \text{ km}$ ). Nel 2005 fu rilevata la topografia nel tratto che va dalla confluenza con il Ticino al Comune di Ariano nel Polesine (superficie del bacino idrografico =  $550 \text{ km}^2$ , lunghezza asta =  $200 \text{ km}$ ). In tale tratto il rilievo LIDAR del terreno è stato integrato con le batimetrie dell'alveo sommerso, misurate attraverso l'ausilio di tecnologie multibeam.

Per entrambe le campagne di misura sono stati forniti degli shapefile che, aperti in un sistema informativo geografico come QGis, hanno consentito di stabilire il tratto di appartenenza di ogni singola sezione (Figura 6.1). Nello specifico, le sezioni rilevate nel 2004 coprono il territorio compreso tra Torino sino alla confluenza con il Ticino, nei pressi di Pavia. Le sezioni rilevate nel

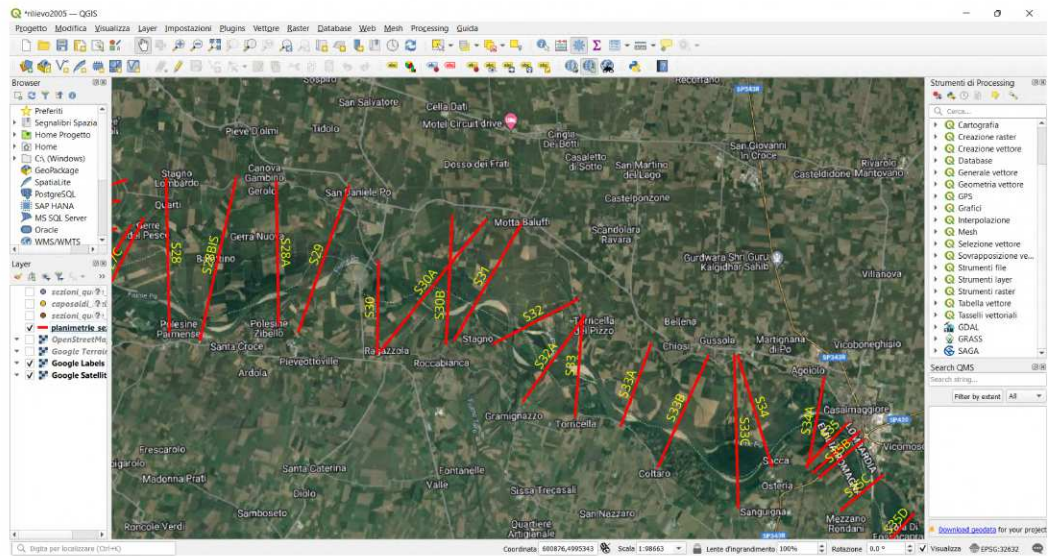


Figura 6.1: Schermata QGis della visualizzazione delle sezioni sovrapposte all'immagine Google; rilievo AIPO, 2005

2005 invece coprono il fiume a partire dal Ponte della Becca sino alla foce, comprendendo anche tratti del Po di Goro, del Po della Donzella, del Po di Venezia, del Po di Maistra, del Po delle Tolle ed il Po della Pila.

La geometria di ciascuna sezione è riportata in files Excel e dwg. Il foglio di calcolo xls riporta le coordinate di ciascun punto rilevato, sia esso sulle sponde che sul fondo dell'alveo, corrispondenti ai parametri "Station" ed "Elevation" richiesti da Hec-Ras; sottraendo la progressiva chilometrica di due sezioni successive si ottiene il campo "Downstream reach lengths", la distanza della sezione in oggetto dalla prima sezione a valle di essa.

I files Autocad associati ai files Excel consentono di stabilire i cosiddetti punti di "bank station" cioè i punti di separazione sponde-alveo; nel caso di ramificazione del corso del fiume si considera sempre l'asta principale in cui scorre la corrente. La scelta dei punti di bank station, non essendo in genere univoca, rappresenta una fonte di incertezza non trascurabile (Figura 6.2). È altresì possibile individuare i punti di bank station sulla base del livello del fiume nel momento del rilievo LIDAR. D'altra parte una definizione più rigorosa, porterebbe a considerare solamente le porzioni attive di sezione trasversale ovvero soggette ai fenomeni di erosione/deposito come, ad esempio, l'intradosso di una curva.

Per semplicità sono stati mantenuti pari al valore di default i coefficienti di contrazione ed espansione.

Infine, Hec-Ras richiede di assegnare un valore caratteristico della resi-

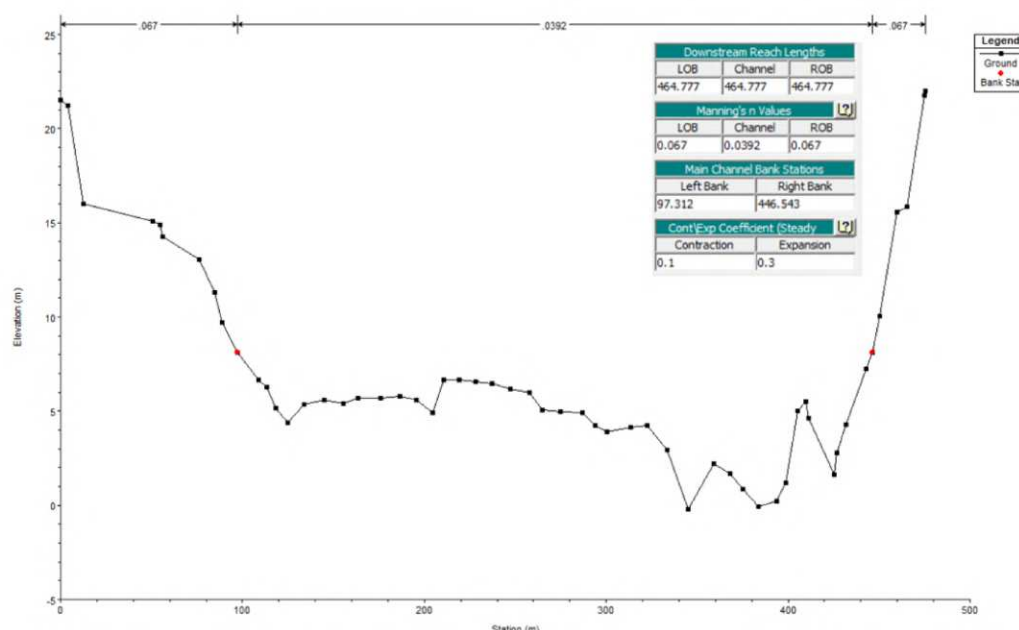


Figura 6.2: Esempio di sezione trasversale inserita nel software Hec-Ras e relative caratteristiche riportate in tabella (S53 A-tratto I). I punti di bank station sono indicati in rosso.

stenza al moto esercitata dal fondo e dalle sponde rappresentata attraverso il coefficiente di Manning  $n$ . La fase di taratura di questo coefficiente verrà discussa in seguito

### 6.3 Determinazione della portata solida

Conclusa la fase preliminare di creazione della geometria iniziale, devono essere imposte le condizioni al contorno riferite al tratto di studio analizzato.

La condizione al contorno di valle è il livello idrometrico corrispondente ad una determinata portata liquida. Nel caso in cui la sezione di valle del tratto considerato coincida con una stazione di misura della portata (ad esempio la stazione di Pontelagoscuro posta a valle del tratto I) la scala di deflusso è nota. In assenza di dati idrometrici misurati vengono utilizzati i livelli calcolati dal modello in un tratto di fiume posto a valle di quello analizzato (e.g. il tratto I posta a valle del tratto H).

Nel caso in cui nel tratto oggetto di studio siano presenti una o più stazioni idrometriche intermedie (e.g. le stazioni di Ficarolo nel tratto I o la stazione di Borgoforte nel tratto H) i livelli associati alle varie portate sono stati utilizzati in fase di taratura del modello.

Per quanto riguarda la stima della portata solida da imporre a monte in relazione ad una determinata portata liquida vengono innanzitutto considerati i valori della portata solida relativa alle varie sezioni ottenute effettuando una prima simulazione a fondo fisso. In altre parole, per ogni valore di portata liquida imposto a valle, viene associato un valore di portata solida per ogni sezione del tratto. Il valore della portata solida  $Q_s$  da imporre a monte è in prima approssimazione calcolato come media della portata solida puntuale in sottotratti interni a quello in esame, in cui il corso d'acqua si presenta planimetricamente regolare e a canale singolo, ovvero dove la variabilità della portata solida è poco variabile.

Generalmente questa stima iniziale fornisce l'ordine di grandezza del valore effettivo di  $Q_s$ . Tale stima produce, in generale, dei profili del fondo medio all'equilibrio lontani dal profilo del fondo misurato. È quindi necessario effettuare una calibrazione di maggior dettaglio della portata solida da imporre come condizione al contorno di monte. A tale scopo il valore di  $Q_s$  viene fatto variare in un intervallo attorno al valore di  $Q_s$  stimato in prima approssimazione, scegliendo poi il valore che, in condizioni di fondo mobile, minimizza l'errore percentuale tra profilo longitudinale del fondo medio simulato dal modello e osservato in campo.

È importante osservare che in tutte le analisi che seguono è necessario tenere conto delle numerose incertezze che affliggono la stima di  $Q_s$ , relativa alla composizione granulometrica media del tratto esaminato, alla tipologia di trasporto solido e, quindi, alla scelta della legge di trasporto nonché alla effettiva vicinanza della configurazione del fondo osservato ad una condizione di equilibrio morfodinamico. Il tratto esaminato potrebbe infatti essere soggetto in media a fenomeni di progressiva erosione/deposito.

## 6.4 Stima della portata formativa

Una volta ottenuta una stima della portata solida da imporre come condizione al contorno a monte nel tratto di interesse, si procede con le simulazioni a fondo mobile per diversi valori della portata liquida. Il fondo di equilibrio così ottenuto viene quindi confrontato con il fondo rilevato.

Nell'ipotesi che il tratto di fiume considerato non sia in media oggetto nel reale di aggradazione/degradazione, la portata formativa è definita dal valore di portata liquida che, in condizioni di equilibrio, produce un andamento del fondo che più si avvicina a quello fornito dai rilievi topografici a disposizione.

Le simulazioni a fondo mobile producono dei file di output in cui, per ogni coppia di valori  $Q$  e  $Q_s$  e ciascuna sezione, le grandezze di maggiore interesse sono:



- $h_{eq}$ : livello in condizioni di equilibrio.
- $eeq$ : quota nel punto più basso del fondo (talweg) in condizioni di equilibrio.
- $eini$ : quota nel punto più basso del fondo (talweg) in condizioni iniziali (ovvero rilevato).
- $Emed$ : quota media del fondo della sezione in condizione di equilibrio.
- $etaini$ : quota media del fondo in condizioni iniziali, ovvero ricavata dal rilievo delle sezioni trasversali.

Nelle analisi che seguono il confronto tra profili longitudinali calcolati e misurati verrà effettuato utilizzando i valori di  $Emed$  e  $etaini$ . Tale scelta deriva dalla forte irregolarità che presentano le sezioni analizzate in termini di talweg. Infatti, non sempre il punto più profondo dell'alveo risulta rappresentativo dell'intera sezione trasversale, basti pensare a zone in cui vi sono scavi localizzati o forme di fondo di grande scala quali barre puntuali e alternate. In tali casi il profilo longitudinale determinato in base al talweg risulterà molto frastagliato e, quindi, di complessa interpretazione.

L'utilizzo della quota media del fondo fornisce una rappresentazione globale della forma della sezione attiva, che tuttavia dipende dalla scelta dai punti di bank station che separano l'alveo dalle sponde. Una definizione più rigorosa della quota media dell'alveo richiederebbe di calcolare  $Emed$  come la quota media dei punti compresi tra i due che, per una portata liquida  $Q$ , delimitano la parte attiva dell'alveo. La variabilità di questo valore può essere di diversi ordini di grandezza in base alla portata transitante nell'alveo: durante i periodi di magra i dati su cui si calcola la media saranno in numero nettamente minore rispetto a situazioni di piena dove l'intera sezione, sponde comprese, risulta interessata dall'acqua.

Il processo di integrazione del profilo longitudinale parte da valle e risale verso monte, per cui anche per le simulazioni a fondo mobile è imposta la scala delle portate a valle, mentre a monte vengono prescritte la portata solida e la portata liquida.



# Capitolo 7

## Tratto H-I

La scelta di analizzare assieme i tratti H e I deriva dalle seguenti motivazioni.

I tratti in questione presentano caratteristiche morfologiche sostanzialmente omogenee. In base alla nuova classificazione in tratti omogenei proposta dalla metodologia IDRAIM (Rinaldi et al., 2016), il fiume Po presenta un andamento planimetrico sinuoso con solamente due zone più irregolari classificate come wandering e meandriforme (Figura 7.1).

I due tratti presentano una composizione granulometrica pressoché analoga e, quindi, un medesimo diametro dei sedimenti è il medesimo.

Infine, l'immissione del fiume Secchia, che sostanzialmente determina la separazione tra i tratti H e I, non comporta variazioni di rilievo della portata liquida del Po, essendo la portata media immessa ( $42 \text{ m}^3/\text{s}$ ) di molto inferiore alla portata di magra del Po.

### 7.1 Geometria e caratteristiche idrauliche

Il tratto I è compreso tra la confluenza con il fiume Secchia e la località di Pontelagoscuro (FE) in cui è posta una stazione di misura idrografica. Il tratto comprende 53 sezioni trasversali relative al rilievo AIPO dell'anno 2005; nello specifico esso è delimitato dalle sezioni 47 C e 65 come osservabile nelle Figure 7.1 a) e b).

Tali sezioni non sono tra loro equispaziate e spesso distano anche più di due chilometri. È stato necessario interpolarle all'interno di Hec-Ras in modo da mantenere la loro distanza circa costante, con un interasse massimo di 500 m.

Il tratto è classificato come monocursale rettilineo-sinuoso con ampi meandri. Anche la larghezza dell'alveo è piuttosto elevata (circa 600 m tra le

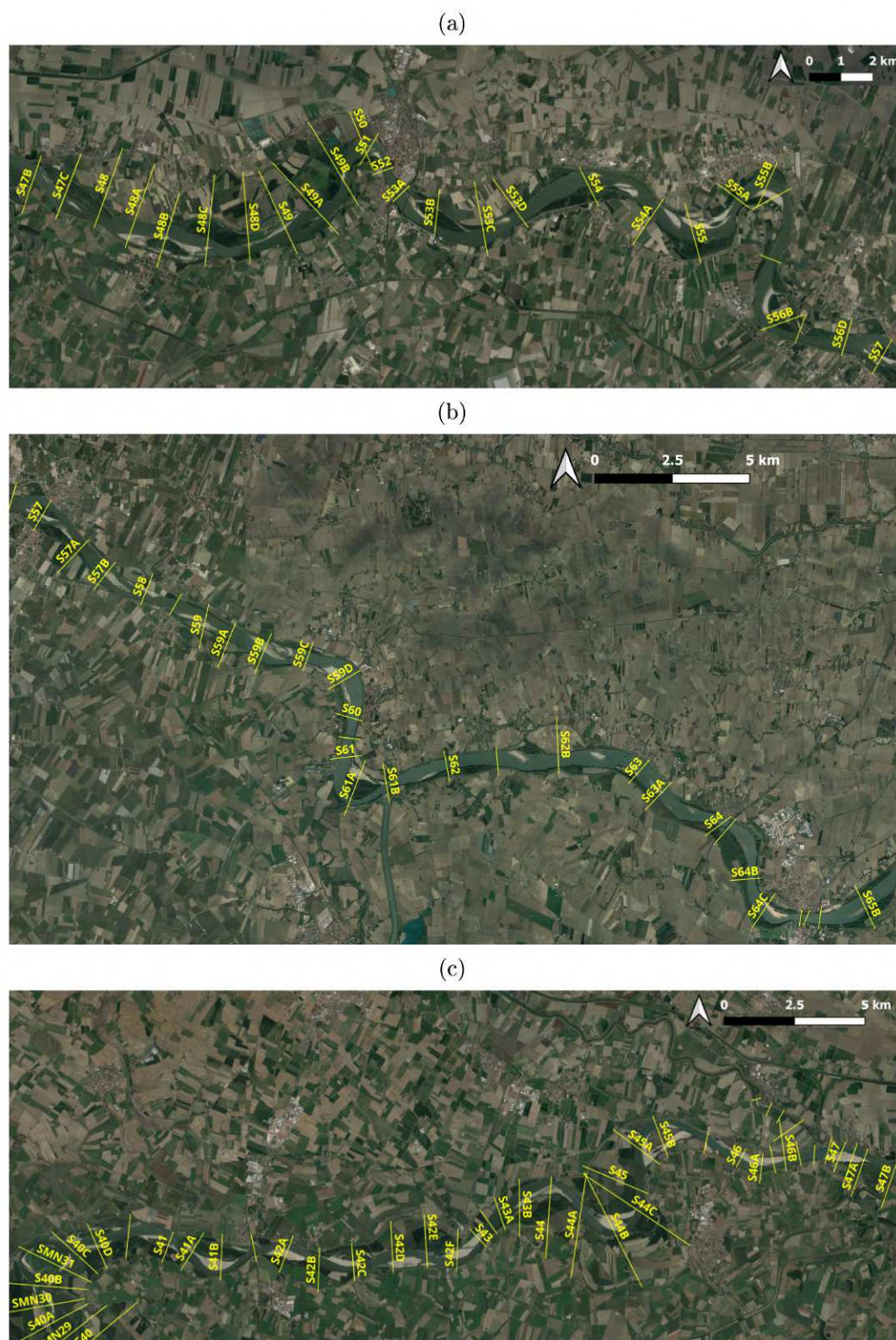


Figura 7.1: Immagine satellitare prodotta mediante QGis e sovrapposizione delle sezioni trasversali rilevate da AIPO nel 2005 per a) la porzione di monte del tratto I; b) la porzione di valle del tratto I; c) il tratto H.

sezioni S62 B e S63). Sono presenti estese barre alternate/puntuali e isole centrali.

L'alveo e le barre risultano mediamente costituiti da sabbia media con  $d_{50}$  compreso tra 0.5 e 0.25 mm mentre le sponde presentano materiale sabbioso a grana più fine, con un diametro medio caratteristico che oscilla tra 0.25 e 0.125 mm.

La pendenza del fondo dell'alveo è dello 0.11 ‰, paragonabile a quella del piano campagna (0.15 ‰, Figura 3.5).

Le stazioni idrometriche di riferimento per il tratto I sono Pontelagoscuro (S65), Ficarolo (S60A) e Sermide (S56D).

Il tratto H è compreso tra la confluenza con il fiume Oglio e la confluenza con il fiume Secchia e comprende 37 sezioni trasversali. Nello specifico il tratto è delimitato dalle sezioni MN31 e 47 B come osservabile nella Figura 7.1 c).

Pur essendo caratterizzata da una portata decisamente inferiore (137  $m^3/s$ ) a quella di magra del Po (circa 600  $m^3/s$ ), la confluenza con il fiume Oglio comporta la presenza di sezioni trasversali alquanto articolate, il cui comportamento morfodinamico è difficilmente descrivibile con un modello 1-D.

Il tratto H è stato quindi studiato a partire dalla sezione S40 D in modo da eliminare dall'analisi le sezioni maggiormente influenzate dall'immissione dell'Oglio.

L'assetto planimetrico caratteristico del tratto H è monocursale, con una prima parte rettilineo-sinuosa ed una seconda parte meandriforme. Sono inoltre presenti estese zone golenali ai lati del corso d'acqua. La composizione granulometrica di sponde e alveo di magra è analoga a quella che contraddistingue il tratto I.

La stazione idrografica di riferimento è localizzata presso la sezione S42 a Borgoforte (MN).

La pendenza dell'alveo è dello 0.1 ‰ mentre quella del piano campagna è 0.29 ‰ (Figura 3.5).

## 7.2 Analisi del tratto H-I

### 7.2.1 Calibrazione del modello

Come citato nell'introduzione del capitolo, la geometria utilizzata in ingresso al modello è data dal rilievo effettuato da AIPO nell'anno 2005. Il rilievo in questione è stato integrato da ADBPO con un'analisi granulometrica del

Tabella 7.1: Scala delle portate nella sezione S65 di Pontelagoscuro utilizzata per imporre la condizione al contorno di valle per la calibrazione dei tratti H-I, ovvero il livello associato ad una data portata liquida.

$Q$ [ $m^3/s$ ]	$h$ [ $m$ s.m.m.]
750	2.46
1000	3.03
1500	4.20
1700	4.47
2000	5.04
2300	5.54
2500	5.86
3000	6.70
3450	7.32
4215	8.39

materiale d'alveo che è risultato avere un diametro medio dei sedimenti pari a 0.35 mm.

La calibrazione del modello è stata eseguita confrontando i livelli simulati con quelli misurati presso le stazioni idrografiche disponibili, ovvero quelle di Borgoforte (MN), Sermide (MN) e Ficarolo (RO), localizzate rispettivamente nelle sezioni S42, S56 D e S60 A.

I livelli misurati sono stati ricavati dagli annali idrologici dell'ARPAE Emilia-Romagna, in cui sono riportate le scale di deflusso ovvero una serie di misure di portata con la relativa altezza idrometrica.

Noti i livelli di riferimento, è stata effettuata una serie di simulazioni a fondo fisso, variando il coefficiente di Gauckler-Strickler (i.e. l'inverso del coefficiente di Manning  $k_s = \frac{1}{n}$ ) per l'alveo centrale, scegliendo infine quello che minimizza lo scarto quadratico medio tra i livelli simulati e quelli forniti dalle scale di deflusso disponibili. La condizione al contorno di valle (i.e. il livello idrico a Pontelagoscuro) utilizzata nelle simulazioni è riportata in Tabella 7.1

In Tabella 7.2 sono invece elencate le diverse simulazioni eseguite con il relativo  $k_s$  adottato per l'alveo attivo. Il coefficiente  $k_s$  relativo alle sponde è stato mantenuto sempre costante e pari a  $15 m^{1/3}/s$ . In Figura 7.2 si riportano i risultati della calibrazione dei  $k_s$ , vale a dire il confronto tra la curva idrometrica misurata e i livelli associati ad una data portata calcolati dal modello numerico.

Va ricordato che adottare per  $k_s$  un valore medio per tutto il tratto costituisce una prima approssimazione. In realtà sarebbe necessario valutarlo

Tabella 7.2: Elenco delle simulazioni eseguite con i relativi  $k_s$  imposti per l'alveo attivo. In tutte le simulazioni il valore di  $k_s$  relativo alle sponde è stato posto pari a  $15 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ .

	$k_s \text{ [m}^{1/3}/\text{s]}$
Simulazione 1	24
Simulazione 2	25
Simulazione 3	26

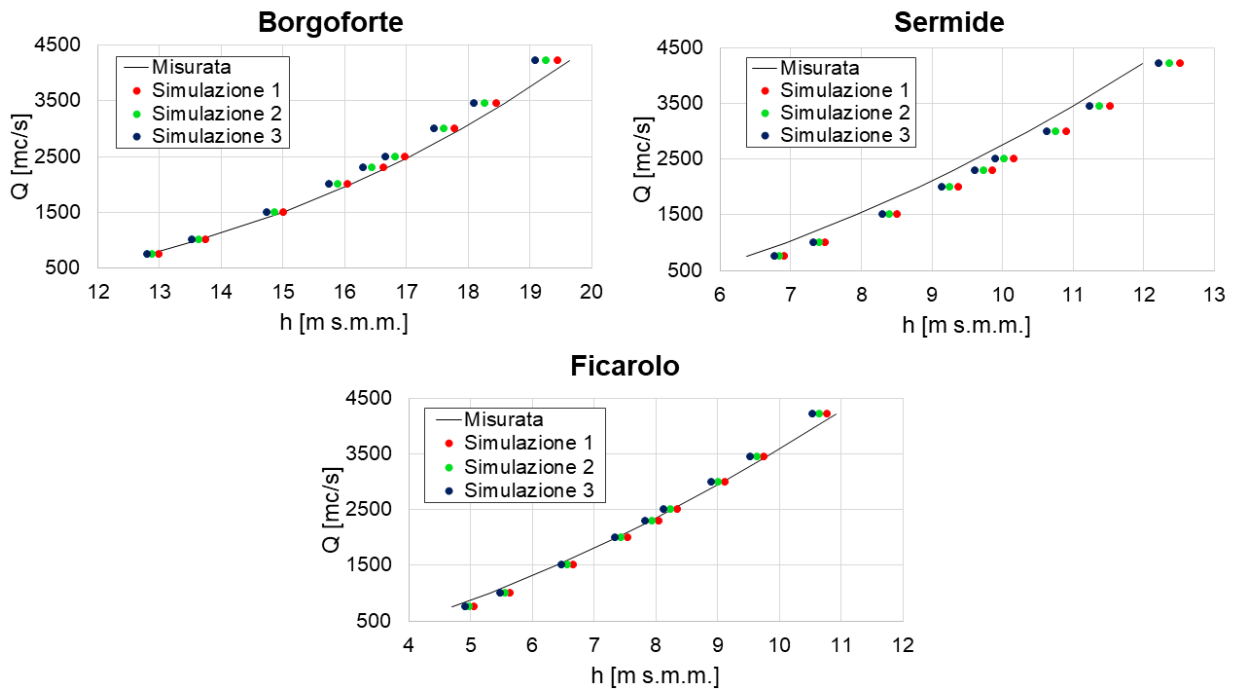


Figura 7.2: Calibrazione del modello nel tratto H-I utilizzando le scale delle portate misurate da ARPAE.

per ogni singola sezione, stabilendo così un valore di resistenza al moto che, oltre alla semplice scabrezza del fondo dell'alveo, tenga conto di tutti i contributi aggiuntivi che concorrono a produrre dissipazioni di energia, come ad esempio particolari forme delle sezioni, presenza di vegetazione, barre, forme di fondo, ostacoli o il grado di meandricizzazione del corso d'acqua nel tratto contenente la sezione considerata.

Dal grafico di Figura 7.2 emerge che il valore del coefficiente di Gauckler-Strickler che porta ad una migliore riproduzione dei livelli misurati varia in relazione alla stazione idrometrica considerata.

Osservando i risultati rappresentati in Figura 7.2 si nota una sottostima dei livelli simulati rispetto a quelli disponibili dalle scale di deflusso nel caso di portate liquide elevate sia nei pressi di Borgoforte sia a Ficarolo.

Viceversa, per portate liquide inferiori, a Ficarolo i livelli calcolati mediante il modello risultano superiori alle misure disponibili, mentre a Borgoforte i livelli risultanti dalla simulazione ben approssimano la curva misurata.

Preso la stazione idrografica di Sermide si riscontra una sistematica sovrastima dei livelli simulati dal modello numerico rispetto alla condizione misurata.

Non essendo possibile stabilire un valore univoco del coefficiente di Gauckler-Strickler per tutte e tre le stazioni idrometriche considerate, si è stabilito che i valori di  $k_s$  adottabili sui tratti H ed I sono compresi tra 24 e 26  $m^{1/3}/s$ .

## 7.2.2 Determinazione della portata solida

Conclusa la prima fase di calibrazione dei coefficienti di resistenza al moto da utilizzare nel modello numerico, si è proceduto a valutare l'effetto della scelta di  $k_s$ ,  $d_{sed}$  e, quindi della portata  $Q_s$ , sulla portata  $Q$  che minimizza lo scarto quadratico medio della differenza tra profilo del fondo calcolato e misurato.

Assumendo un diametro dei sedimenti di 0.35 mm si sono considerati tre diversi scenari per  $k_s$ , ovvero:

- Caso 1:  $k_s=24 m^{1/3}/s$ .
- Caso 2:  $k_s=24 m^{1/3}/s$  per il tratto H e  $25.5 m^{1/3}/s$  per il tratto I.
- Caso 3:  $k_s=25 m^{1/3}/s$ .

Per ciascuno dei tre casi e per i diversi valori di portata liquida, la portata solida è stata in prima approssimazione stimata come la media delle portate solide puntuali calcolate a fondo fisso tra le sezioni S57 A (progressiva AIPO 532.24 km) e S59 B (progressiva AIPO 539.18 km), ovvero in una porzione



del tratto I che risulta planimetricamente regolare, priva curve accentuate o meandri.

I valori di  $Q_s$  stimati tramite la simulazione a fondo fisso, sono stati successivamente utilizzati per individuare un intervallo plausibile in cui variare le  $Q_s$  nelle simulazioni a fondo mobile condotte per individuare la portata formativa  $Q_F$ .

La  $Q_s$  ottenuta con le simulazioni a fondo fisso viene progressivamente ridotta o aumentata dell' 1% avviando una serie di simulazioni a fondo mobile e imposta come condizione al contorno di monte assieme alla corrispondente portata liquida.

Il profilo della quota media del fondo prodotto da ciascuna simulazione è poi confrontato con quello del fondo medio osservato calcolando la radice dell'errore quadratico medio della differenza  $E_{med}-e_{tadini}$ , ovvero:

$$\sigma = \sum_{j=1}^N \sqrt{\frac{(E_{med_j} - e_{tadini_j})^2}{N}} \quad (7.1)$$

Questa operazione fornisce, per ogni coppia di valori di  $Q$ ,  $Q_s$ , una misura di quanto i due profili del fondo si discostano tra loro. L'andamento della relazione  $Q_s-\sigma$  per una fissata  $Q$ , illustrato in Figura 7.3, presenta un minimo che definisce il valore ottimale di portata solida da adottare.

In questa fase si considerano solamente le portate liquide di morbida comprese tra  $1500 m^{1/3}/s$  e  $2500 m^{1/3}/s$ , tralasciando cioè le condizioni di magra e di piena elevata.

L'osservazione dei risultati di Figura 7.3 suggerisce varie considerazioni.

Il valore di partenza stimato per  $Q_s$  risulta rappresentativo e dopo pochi tentativi si giunge ad individuare il minimo, velocizzando così il calcolo di  $\sigma_{min}$ . In sostanza la media delle  $Q_s$  in un sottotratto regolare di alveo una prima stima sensata della portata solida da associare ad una determinata portata liquida.

E tuttavia, i valori di  $Q_s$  che minimizzano  $\sigma$  in genere si scostano da quelli ottenuti in prima approssimazione, l'entità di tale scostamento variando in relazione alla portata liquida considerata.

### 7.2.3 Stima della portata formativa

In tutti e tre i casi analizzati (Tabella 7.2) i grafici di Figura 7.3, consentono di stimare la portata formativa ovvero quella che determina la topografia delle sezioni rilevate in campo.

La portata formativa risulta pari a  $1500 m^{1/3}/s$ .

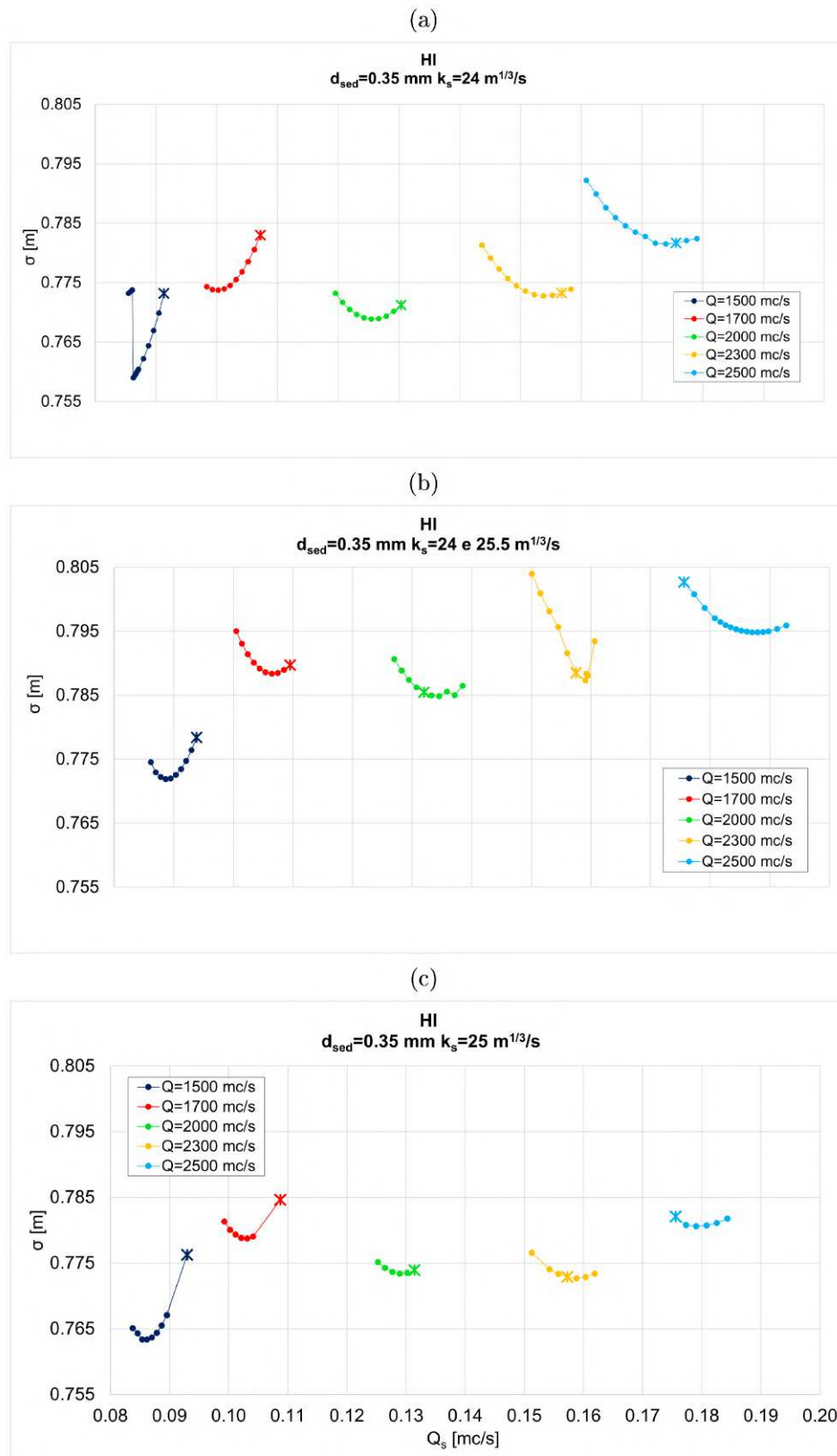


Figura 7.3: Andamento della radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  al variare della portata solida  $Q_s$  in ingresso al tratto HI per diversi valori della portata liquida  $Q$ . a) Caso 1; b) Caso 2; c) Caso 3. I punti indicati con il simbolo \* corrispondono alle portate solide di prima approssimazione da cui si è avviato il processo di calibrazione.

Tabella 7.3: Definizione della portata formativa in base alla radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  tra fondo calcolato e misurato. Per ogni portata liquida  $Q$  si riporta la porta solida  $Q_s$  associata al valore minimo di  $\sigma$ . I tre casi considerati differiscono tra loro per i valori di  $k_s$  utilizzati nel modello. Caso 1:  $k_s=24 m^{1/3}/s$  ovunque; Caso 2:  $k_s=24 m^{1/3}/s$  per il tratto H e  $25.5 m^{1/3}/s$  per il tratto I; Caso 3:  $k_s=25 m^{1/3}/s$  ovunque.

Caso	$Q [m^3/s]$	$Q_s [m^3/s]$	$\sigma [m]$
1	<b>1500</b>	<b>0.08128</b>	<b>0.75901</b>
	1700	0.09526	0.77372
	2000	0.12044	0.76885
	2300	0.14878	0.77276
	2500	0.16892	0.78152
2	<b>1500</b>	<b>0.083664</b>	<b>0.77187</b>
	1700	0.101429	0.78835
	2000	0.129538	0.78486
	2300	0.15405	0.78734
	2500	0.182938	0.79481
3	<b>1500</b>	<b>0.081198</b>	<b>0.763380</b>
	1700	0.098137	0.778760
	2000	0.123922	0.773410
	2300	0.153803	0.772670
	2500	0.174057	0.780620

Questo valore di  $Q_F$  si differenzia da quelli ottenuti imponendo come condizione al contorno di monte direttamente le portate solide medie stimate in prima approssimazione pari rispettivamente a  $1500 m^{1/3}/s$ ,  $2000 m^{1/3}/s$  e  $2300 m^{1/3}/s$  per i Casi 1, 2 e 3.

Ai fini della determinazione della portata formativa risulta quindi importante stimare in modo affidabile la  $Q_s$ .

La Figura 7.4 mostra i profili longitudinali del fondo medio per la portata formativa di  $1500 m^{1/3}/s$  per i tre casi mentre le Tabelle 7.3 riportano i valori di  $\sigma$  ottenuti per le varie coppie  $Q$ ,  $Q_s$  nei Casi 1, 2, 3.

I valori delle portate solide hanno lo stesso ordine di grandezza in tutti e tre i casi ovvero, i diversi valori utilizzati per  $k_s$  non comportano variazioni significative nella portata  $Q_s$  associata a  $\sigma_{min}$  e i corrispondenti profili longitudinali appaiono alquanto simili.

Nel complesso, il fondo medio calcolato rispecchia in modo piuttosto fedele l'andamento rilevato. Tale accordo è particolarmente buono nel tratto

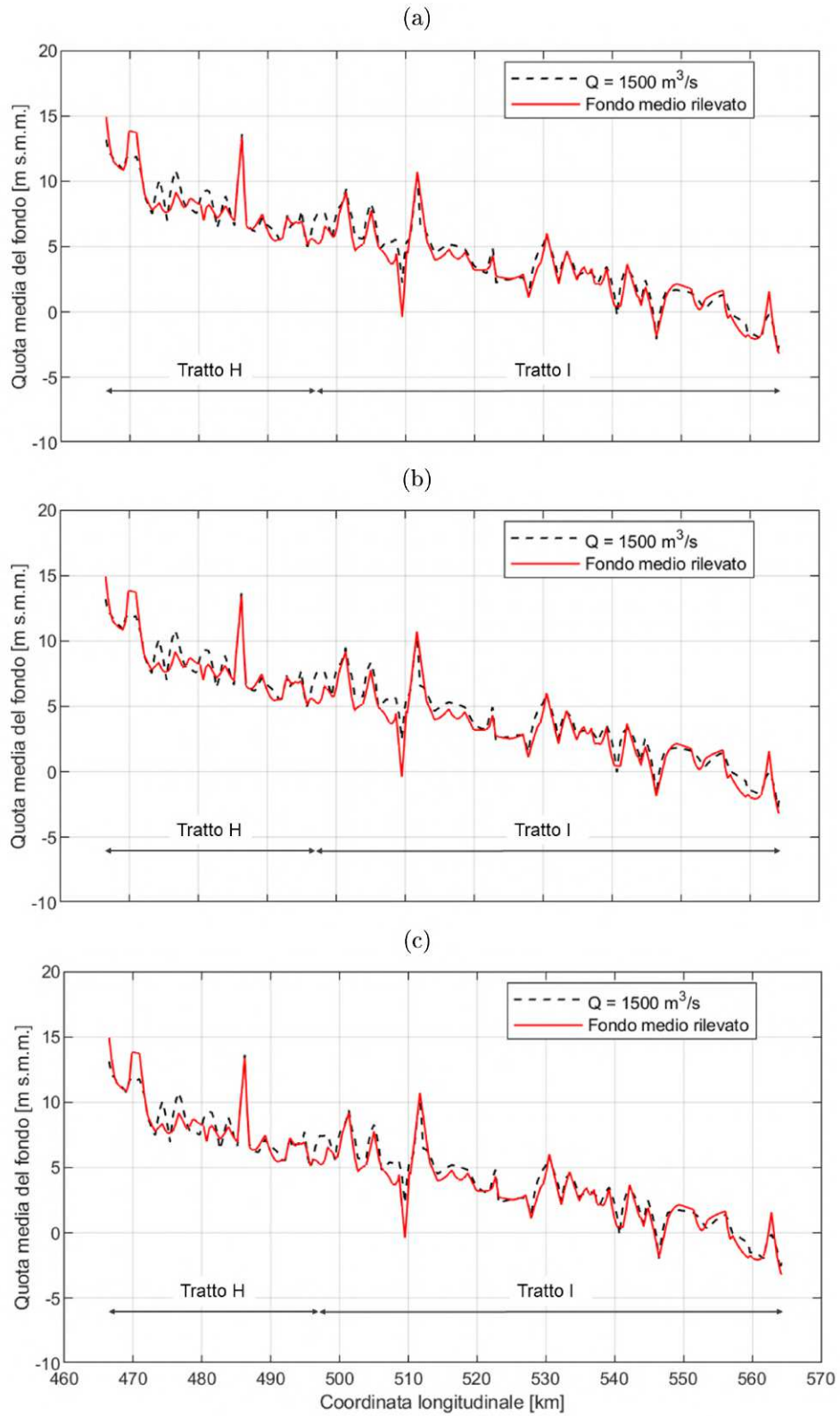


Figura 7.4: Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto HI risultante dal rilievo AIPO del 2005 (linee rosse) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla portata formativa  $Q_F$  (linea tratteggiata) stimata in base alle curve  $Q_s$ - $\sigma$  di Figura 7.3. a) Caso 1; b) Caso 2; c) Caso 3.

compreso tra il chilometro 520 e 545, ovvero tra le sezioni S55 A e S61 A. Secondo la nuova segmentazione IDRAIM dell'alveo, il tratto in questione è classificato come omogeneo e a bassa sinuosità.

La porzione di monte del profilo longitudinale, collocata nel tratto H, presenta maggiori discrepanze tra profilo tra profilo calcolato e misurato. Tale risultato appare ragionevole in quanto il fiume presenta una configurazione classificabile come meandriforme/wandering e, quindi, una geometria meno compatibile con una trattazione monodimensionale.

### 7.2.4 Variazione del diametro dei sedimenti

Data l'importanza della portata solida per stimare la portata formativa, appare opportuno analizzare l'effetto che la scelta del diametro dei sedimenti (e.g. 0.5 mm) può avere sulla morfologia del fondo.

Si sono pertanto considerati i seguenti casi:

- Caso 4:  $d_{sed}=0.5\text{ mm}$ ,  $k_s=24\text{ m}^{1/3}/s$  ovunque.
- Caso 5:  $d_{sed}=0.5\text{ mm}$ ,  $k_s=24\text{ m}^{1/3}/s$  per il tratto H e  $25.5\text{ m}^{1/3}/s$  per il tratto I.
- Caso 6:  $d_{sed}=0.5\text{ mm}$ ,  $k_s=25\text{ m}^{1/3}/s$  ovunque.

La stima di prima approssimazione della  $Q_s$  da imporre a monte è stata eseguita seguendo le medesime modalità descritte nel paragrafo 7.2.2. I grafici rappresentanti le curve  $Q_s-\sigma$  (Figura 7.5) presentano un aspetto molto simile a quelli a quelli di Figura 7.3) ma con portate solide inferiori dato il maggior diametro dei sedimenti.

La curva con il minimo valore di  $\sigma$  è ancora quella ottenuta per  $Q=1500\text{ m}^3/s$ .

La Tabella 7.4 riporta per ogni caso i valori minimi  $\sigma_{min}$  della radice dell'errore quadratico medio tra profilo longitudinale calcolato e misurato.

Si possono osservare due differenti comportamenti:

- Per entrambi i diametri considerati il fondo medio calcolato che maggiormente si avvicina a quello osservato si ottiene per  $k_s=24\text{ m}^{1/3}/s$ .
- Viceversa, per uno stesso  $k_s$  i profili calcolati con diversi valori di  $d_{sed}$  non comportano variazioni significative di  $\sigma_{min}$ .

In conclusione, indipendentemente dalle varie combinazioni utilizzate per il diametro dei sedimenti e il coefficiente di resistenza al moto  $k_s$ , la portata formativa per il tratto HI risulta sempre pari a  $1500\text{ m}^3/s$ . La granulometria dei sedimenti e il coefficiente di resistenza che si attribuisce alle sezioni

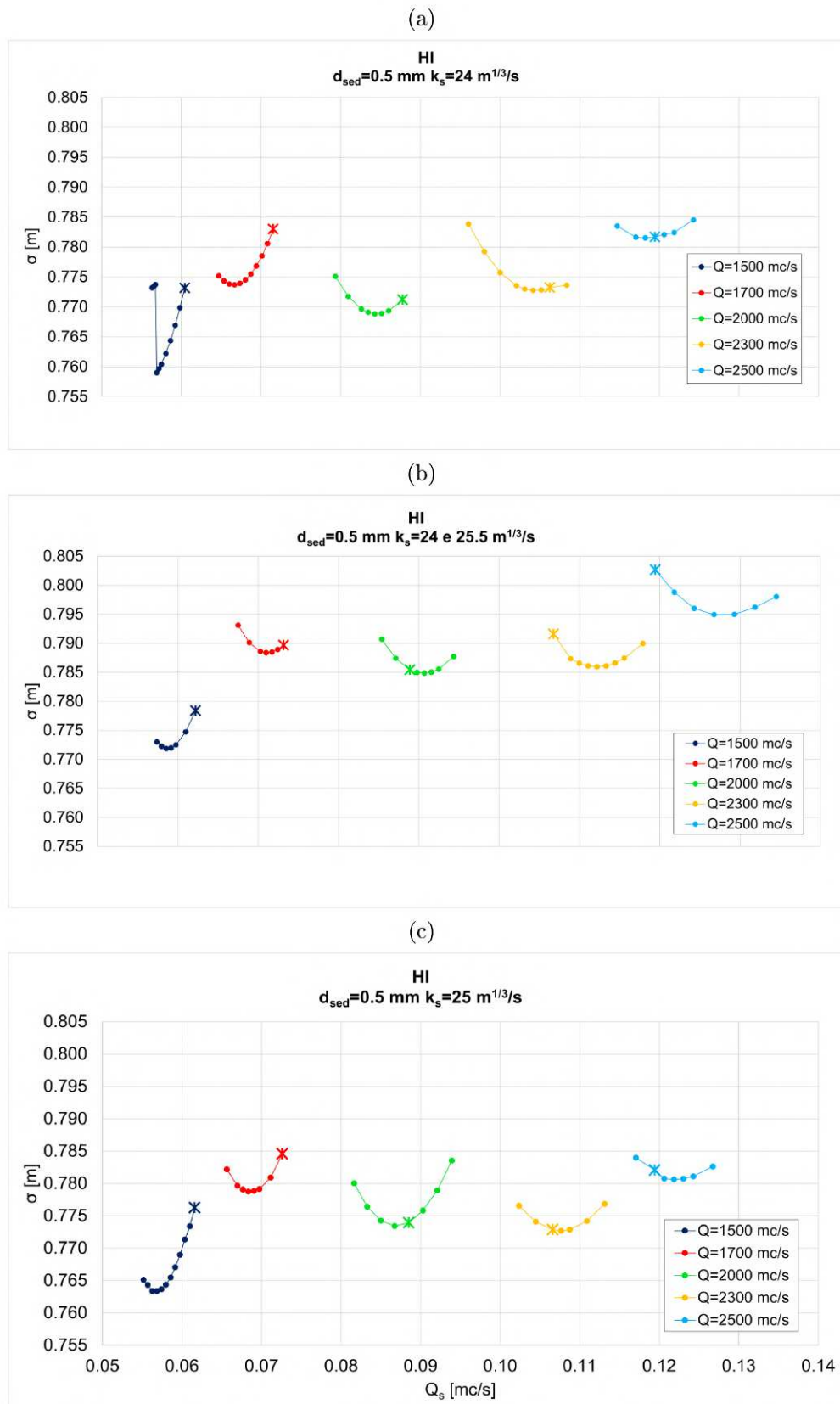


Figura 7.5: Andamento della radice dell'errore quadratico  $\sigma$  al variare della portata solida  $Q_s$  in ingresso al tratto HI per diversi valori della portata liquida  $Q$ . a) Caso 4; b) Caso 5; c) Caso 6. I punti indicati con il simbolo \* corrispondono alle portate solide di prima approssimazione da cui si è avviato il processo di calibrazione.

Tabella 7.4: Valori minimi della radice dell'errore quadratico medio  $\sigma_{min}$  ottenuto calcolando la differenza tra profilo longitudinale medio calcolato e misurato da AIPO per i vari casi considerati. Tutti i casi sono caratterizzati da una portata formativa di  $1500 m^3/s$

Caso	$d_{sed}$ [mm]	$k_s$ [ $m^{1/3}/s$ ]	$\sigma_{min}$ [m]
1	0.35	24	0.75901
2	0.35	24 e 25.5	0.77187
3	0.35	25	0.76338
4	0.5	24	0.75901
5	0.5	24 e 25.5	0.77187
6	0.5	25	0.76338

influenzano solamente l'intensità della portata solida, mentre il minimo delle curve  $Q_s-\sigma$  per una assegnata  $Q$  non varia apprezzabilmente. Questo risultato potrebbe essere dovuto al fatto che i valori di  $k_s$  analizzati (24, 25.5 e 25  $m^{1/3}/s$ ) e i due diametri considerati (0.35 mm e 0.5 mm) non sono poi così diversi tra loro.

In definitiva, i profili del fondo medio di equilibrio calcolati per i vari casi (Figura 7.6) presentano differenze minime e sono tutte molto prossime al fondo rilevato.

## 7.3 Tratto I

Il tratto I è stato studiato anche singolarmente, per evidenziare eventuali peculiarità non risultanti dall'analisi congiunta con il tratto H.

In questa analisi, il tratto di monte H è stato utilizzato per ottenere una stima di primo tentativo della portata solida  $Q_s$  da imporre come condizione al contorno di monte per il tratto I. In seguito a ciò si procede con l'usuale processo di calibrazione delle  $Q_s$  attraverso le simulazioni a fondo mobile.

Analogamente a quanto fatto nel precedente paragrafo si studiano due diverse combinazioni dei parametri  $d_{sed}$  e  $k_s$ , ovvero:

- $d_{sed}=0.35 mm$  e  $k_s=25 m^{1/3}/s$  sia per il tratto H che per il tratto I.
- $d_{sed}=0.5 mm$  e  $k_s=24 m^{1/3}/s$  per il tratto H e  $25.5 m^{1/3}/s$  per il tratto I.

Le Figure 7.7 a) e 7.8 a)) indicano chiaramente che in questo caso le curve ottenute sono molto più estese nel piano e che le curve  $Q_s-\sigma$  per una data

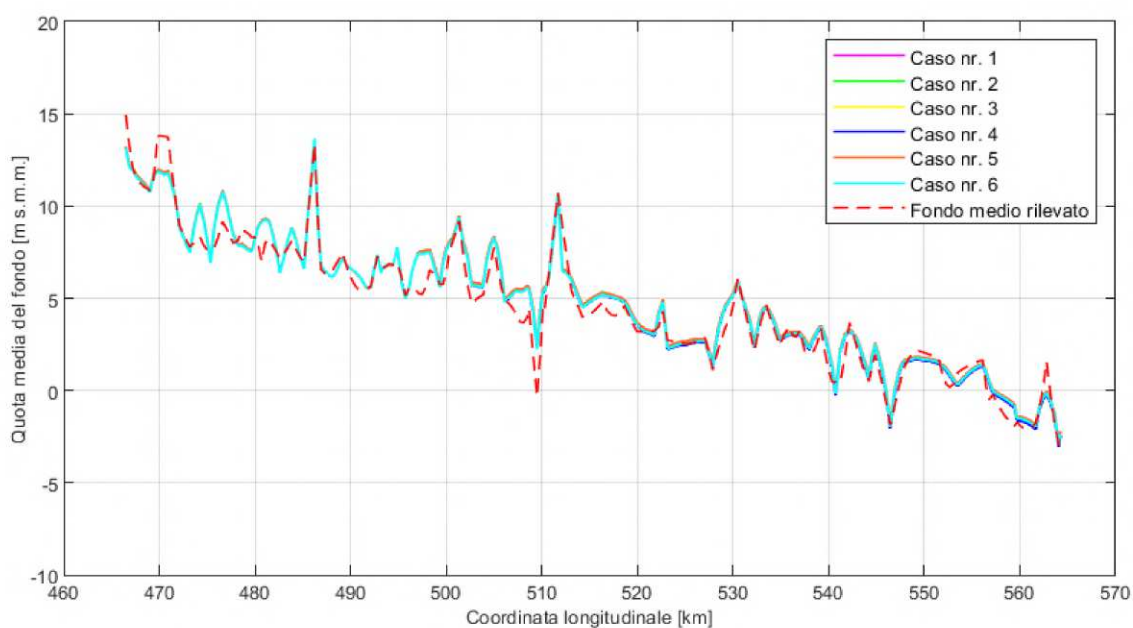


Figura 7.6: Tratto HI: confronto del fondo medio calcolato per tutti i casi riportati in Tabella 7.4 e confronto con il fondo medio osservato nel rilievo AIPO del 2005.

$Q$ , pur occupando una porzione più estesa del piano presentano sempre un minimo ben definito.

La portata formativa risulta sempre pari a  $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ . Il fondo medio più prossimo a quello rilevato si ottiene per  $d_{sed}=0.5 \text{ mm}$  e  $k_s=24 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  per il tratto H e  $25.5 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  per il tratto I.

## 7.4 Tratto H

Anche il tratto H è stato analizzato singolarmente. In tal caso la portata solida  $Q_s$  di prima approssimazione è stata stimata come media delle portate solide nel tratto posto a monte di quello in oggetto, cioè il tratto G.

Tale tratto è posto tra le confluenze con il Taro e l'Oglio, ovvero tra le sezioni S32 A e S40 D. Le sue caratteristiche morfologiche saranno descritte più approfonditamente nel capitolo successivo in cui si considereranno i tratti F e G.

In assenza di una stazione idrometrica, la condizione al contorno di valle è stata fornita dai livelli calcolati nella sezione 47 B nelle simulazioni a fondo fisso effettuate per il tratto I (Tabella 7.5). D'altra parte, al fine di stimare la  $Q_s$  che transita nel tratto di monte G è stato necessario stimare il valore di



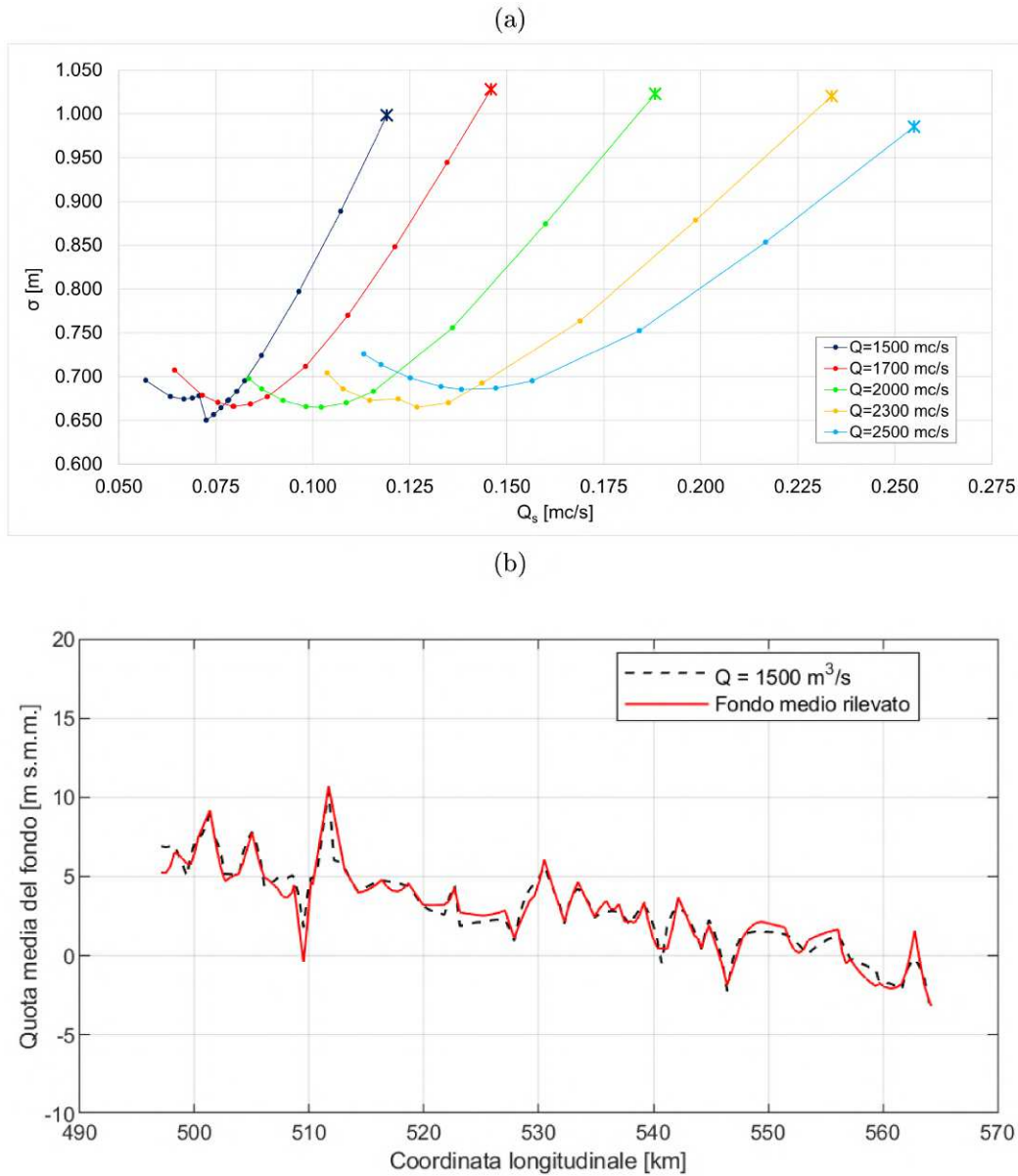


Figura 7.7: Tratto I. a) Andamento della radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  al variare della portata solida  $Q_s$  in ingresso al tratto I per diversi valori di portata liquida  $Q$ . I punti indicati con il simbolo \* corrispondono alle portate solide di prima approssimazione da cui si è avviato il processo di calibrazione. b) Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto I risultante dal rilievo AIPO (linea rossa) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla portata formativa  $Q_F$  (linea tratteggiata) stimata in base alle curve di  $Q_s$ - $\sigma$  di a). I grafici sono stati ottenuti ponendo  $k_s=25 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  e  $d_{sed} = 0.35 \text{ mm}$ .

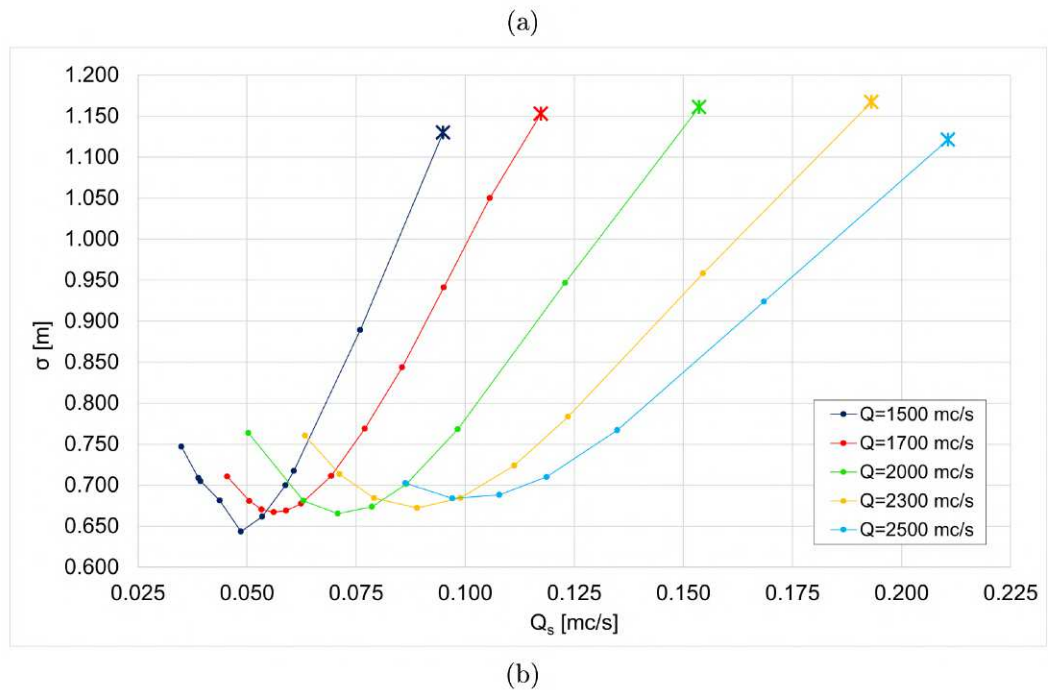


Figura 7.8: Tratto I. a) Andamento della radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  al variare della portata solida  $Q_s$  in ingresso al tratto I per diversi valori di portata liquida  $Q$ . I punti indicati con il simbolo \* corrispondono alle portate solide di prima approssimazione da cui si è avviato il processo di calibrazione. b) Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto I risultante dal rilievo AIPO (linea rossa) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla portata formativa  $Q_F$  (linea tratteggiata) stimata in base alle curve di  $Q_s$ - $\sigma$  di a). I grafici sono stati ottenuti ponendo  $d_{sed} = 0.5$  mm e  $k_s = 24$   $m^{1/3}/s$  per il tratto H e  $25$   $m^{1/3}/s$  per il tratto I.

Tabella 7.5: Scala delle portate imposta come condizione al contorno di valle per il tratto H. I livelli sono riferiti alla sezione 47 B e derivano dalle simulazioni a fondo fisso relative al Caso 4 del tratto HI.

$Q$ [ $m^3/s$ ]	$h$ [ $m$ s.m.m.]
1500	11.91
1700	12.30
2000	12.88
2300	13.48
2500	13.84

$k_s$  ad esso associato utilizzando come stazione di controllo dei livelli quella di Boretto, localizzata nei pressi della sezione S37 B. Si è ottenuto un valore di  $k_s$  pari a  $24 m^{1/3}/s$ , uguale a quello ottenuto per il tratto H. Imponendo in tutte le sezioni sempre il medesimo coefficiente di Gauckler-Strickler, l'analisi di sensibilità dei risultati è stata svolta variando solamente il diametri dei sedimenti (0.35 mm e 0.5 mm).

La portata solida media è stata calcolata tra le sezioni S38 A e S39, delimitanti un tratto di fiume abbastanza regolare. I risultati ottenuti sono riportati nelle Figure 7.9 e 7.10.

Anche in tal caso le portate solide ottenute per  $d_{sed}=0.35$  mm sono maggiori rispetto a quelle stimate per  $d_{sed}=0.5$  mm. Tuttavia, i profili longitudinali del fondo medio risultano alquanto simili.

La portata formativa suggerita dalle curve delle Figure 7.9 e 7.10 risulta pari a  $1700 m^3/s$ .

Tale valore della portata formativa risulta superiore a quello stimato considerando l'intero tratto HI (i.e.  $1500 m^3/s$ ).

È importante osservare come il calcolo della portata formativa del tratto H possa essere significativamente condizionato dalla morfologia delle sezioni poste in vicinanza dell'immissione dell'Oglio. I valori di  $Q_F=1700 m^3/s$  (considerando il solo tratto H) o  $Q_F=1500 m^3/s$  (considerando assieme il tratto H ed I) sono stati ottenuti eliminando le sezioni comprese tra la SMN 31 e la S40 C; si tratta di sezioni estremamente irregolari, data la presenza di un'isola centrale e, quindi, diramazioni laterali difficilmente inquadrabili in uno schema 1-D. E infatti, l'inclusione nell'analisi di tali sezioni altera significativamente il calcolo della portata formativa che passa da  $750 m^3/s$  a  $1700 m^3/s$ .

Infine, si porta a titolo di esempio il fondo medio ottenuto per una portata di  $2500 m^3/s$  (Figura 7.11) mantenendo o rimuovendo le sezioni iniziali del tratto H poste in prossimità della confluenza con l'Oglio. Si possono osservare

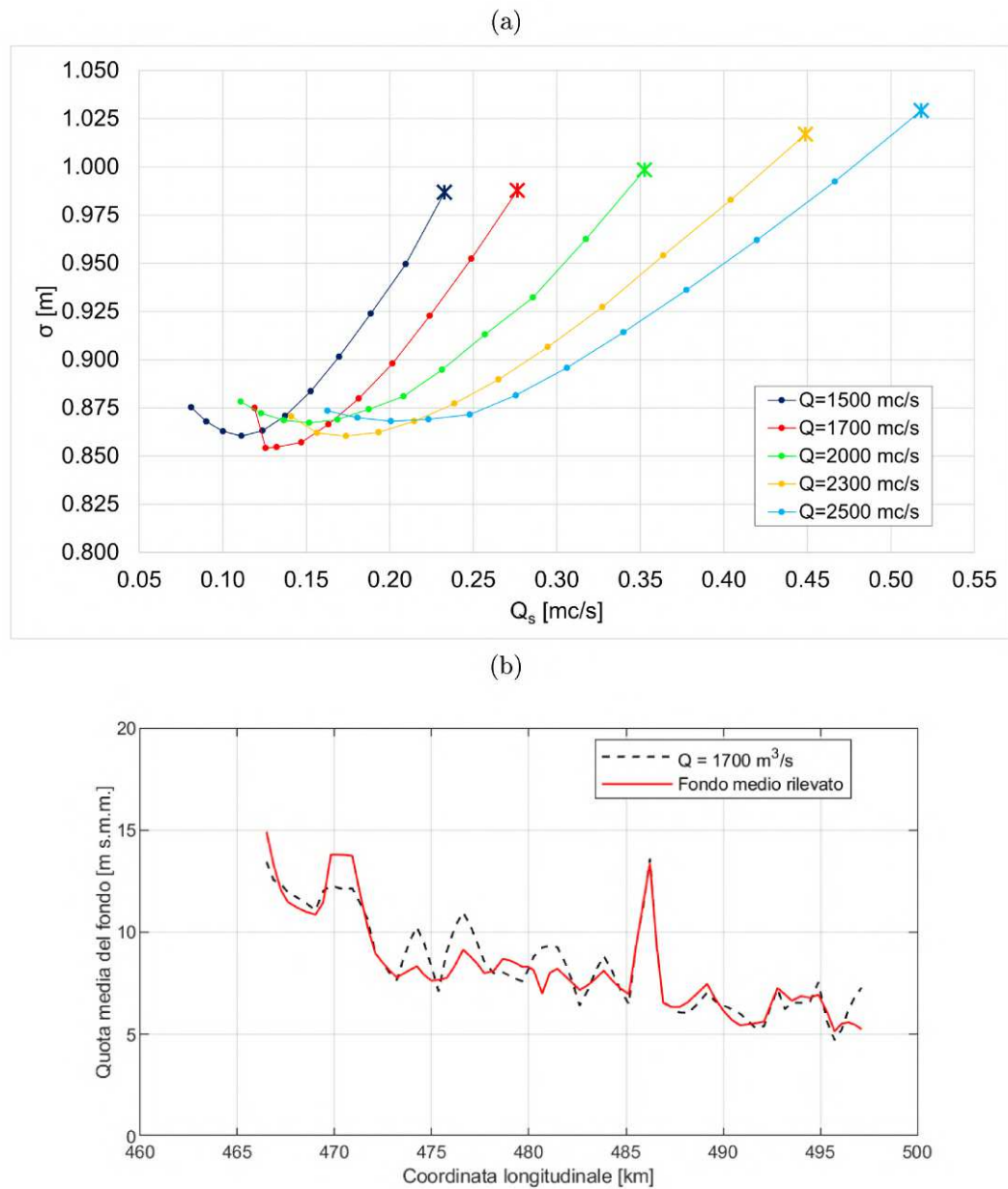
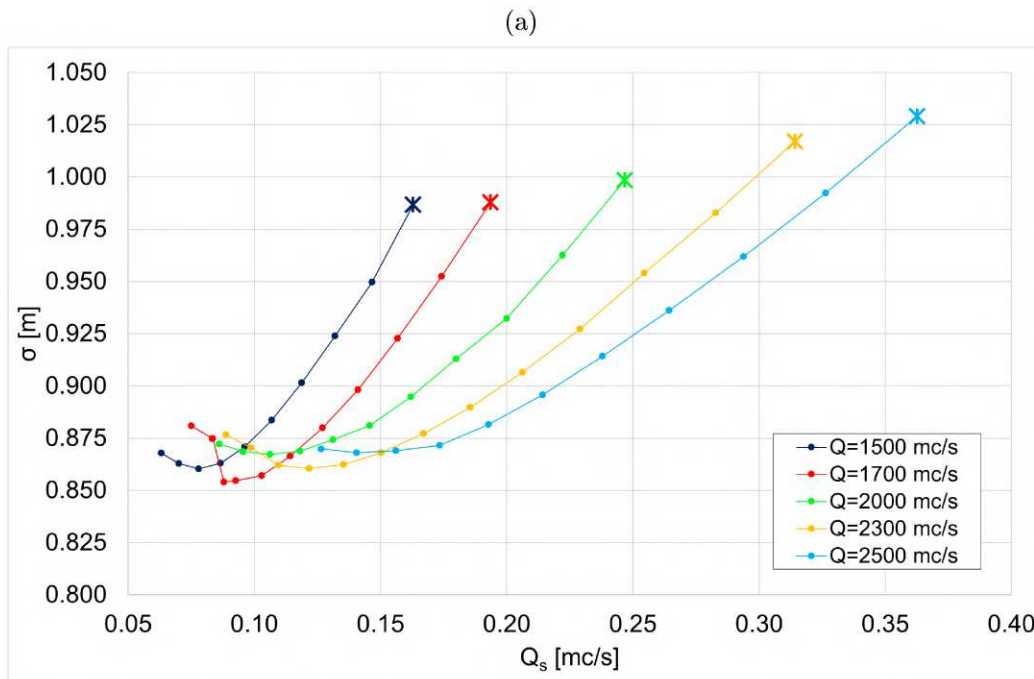


Figura 7.9: Tratto H. a) Andamento della radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  al variare della portata solida  $Q_s$  in ingresso al tratto H per diversi valori di portata liquida  $Q$ . I punti indicati con il simbolo \* corrispondono alle portate solide di prima approssimazione da cui si è avviato il processo di calibrazione. b) Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto I risultante dal rilievo AIPO (linea rossa) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla portata formativa  $Q_F$  (linea tratteggiata) stimata in base alle curve di  $Q_s$ - $\sigma$  di a). I grafici sono stati ottenuti ponendo  $d_{sed} = 0.35$  mm e  $k_s = 24$   $m^{1/3}/s$ .



(b)

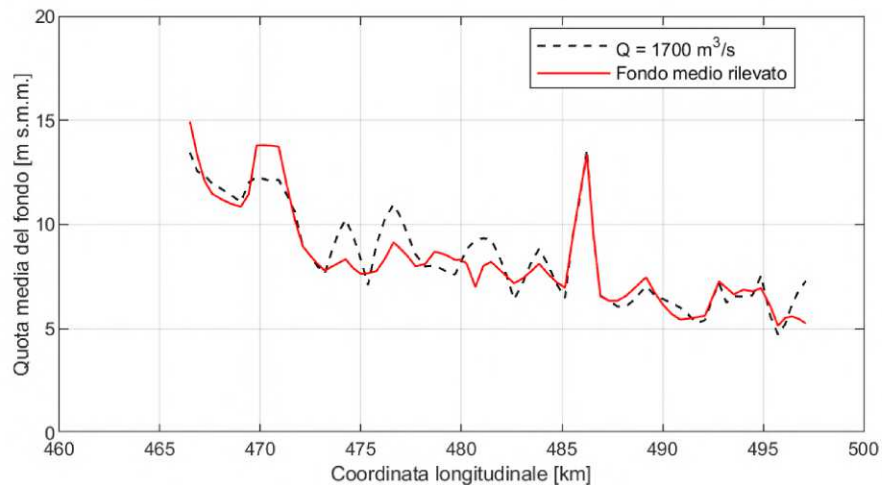


Figura 7.10: Tratto H. a) Andamento della radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  al variare della portata solida  $Q_s$  in ingresso al tratto H per diversi valori di portata liquida  $Q$ . I punti indicati con il simbolo \* corrispondono alle portate solide di prima approssimazione da cui si è avviato il processo di calibrazione. b) Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto I risultante dal rilievo AIPO (linea rossa) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla portata formativa  $Q_F$  (linea tratteggiata) stimata in base alle curve di  $Q_s$ - $\sigma$  di a). I grafici sono stati ottenuti ponendo  $d_{sed} = 0.5$  mm e  $k_s = 24$   $m^{1/3}/s$ .

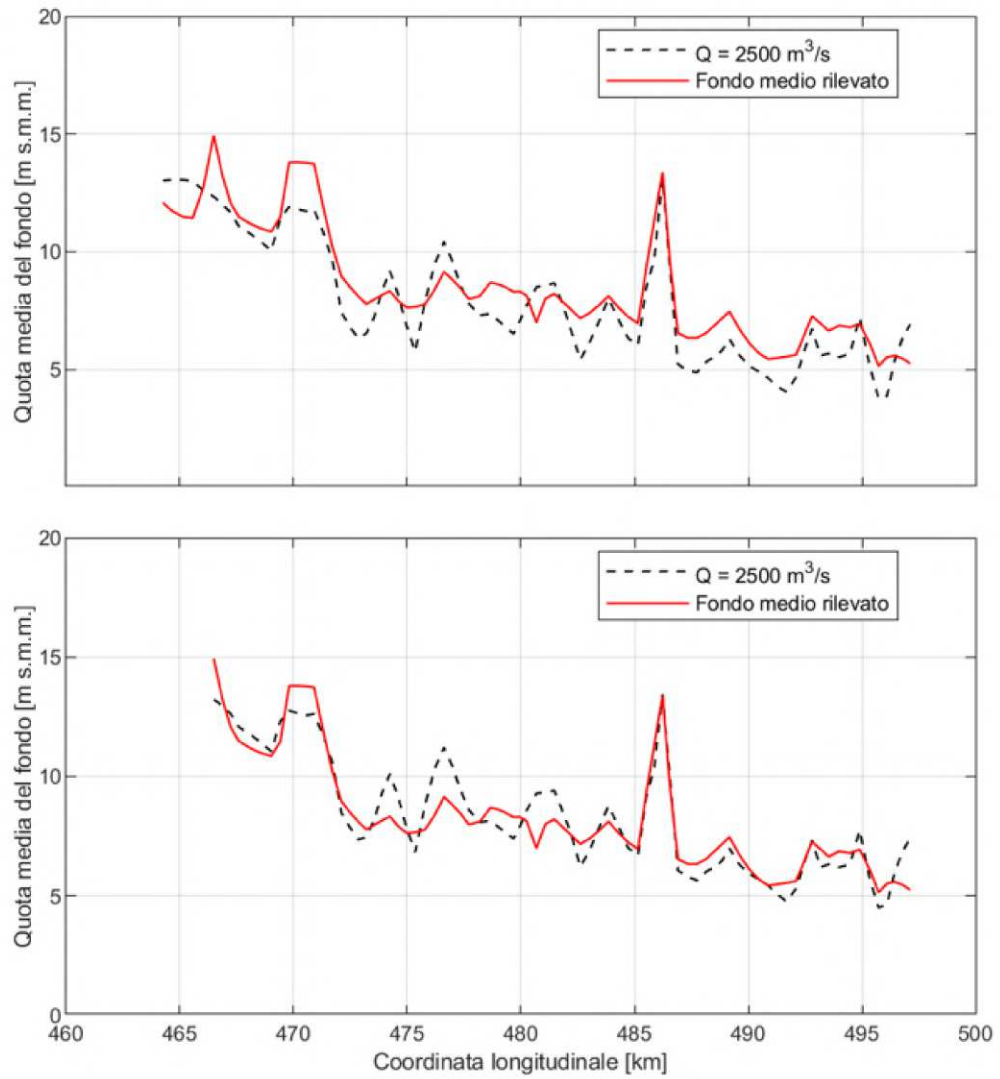


Figura 7.11: Analisi degli effetti prodotti dalla presenza/rimozione delle sezioni iniziali del tratto H.

chiaramente gli effetti che la parte di fiume rimossa apporta al tratto H: il profilo medio del fondo risulta nel complesso più prossima a quello rilevato e soprattutto si riduce sensibilmente lo scavo nei pressi del km 472.5, 475 e nella parte terminale del tratto H.

A valle di tutte queste considerazioni è possibile affermare che il tratto H risulta morfologicamente più complesso a causa della sua natura di tipo wandering e, quindi, pone maggiori problemi in presenza di una modellazione 1-D.

Risultati più soddisfacenti si ottengono per il tratto I che presenta minore complessità morfologica.





# Capitolo 8

## Tratto F-G

### 8.1 Geometria e caratteristiche idrauliche

Il tratto F è delimitato agli estremi dalla traversa di Isola Serafini (S24) e dalla confluenza con il Taro (S32 A).

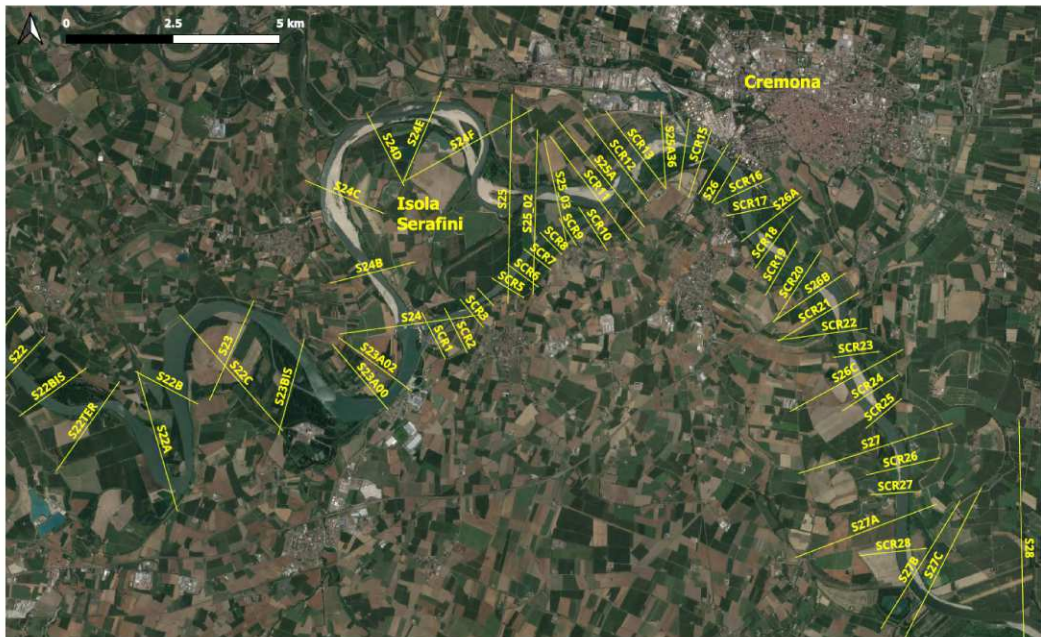
All'interno dell'ansa meandriforme di Isola Serafini vi è l'immissione dell'Adda mentre nella zona a valle di Cremona l'andamento planimetrico è di tipo monocursale meandriforme (Figura 8.1), con curve alternate indotte dalla presenza di pennelli realizzati per fini di navigazione. La pendenza media dell'alveo è circa 0.20‰, vale a dire la metà di quella della piana alluvionale occupata dal corso d'acqua.

L'alveo è incassato in sponde incise su depositi prevalentemente sabbiosi, da fini a molto fini, e limosi. Il diametro caratteristico  $d_{50}$  è quello delle ghiaie e delle sabbie fini (rispettivamente 84 mm e 0.5÷0.25 mm). Le forme di fondo sono costituite da barre sabbiose di granulometria medio-grossa mentre l'alveo di magra sommerso presenta un substrato grossolano sabbioso-ghiaioso, prodotto dai fenomeni erosivi conseguenti all'interruzione del trasporto solido indotta dalla traversa di Isola Serafini.

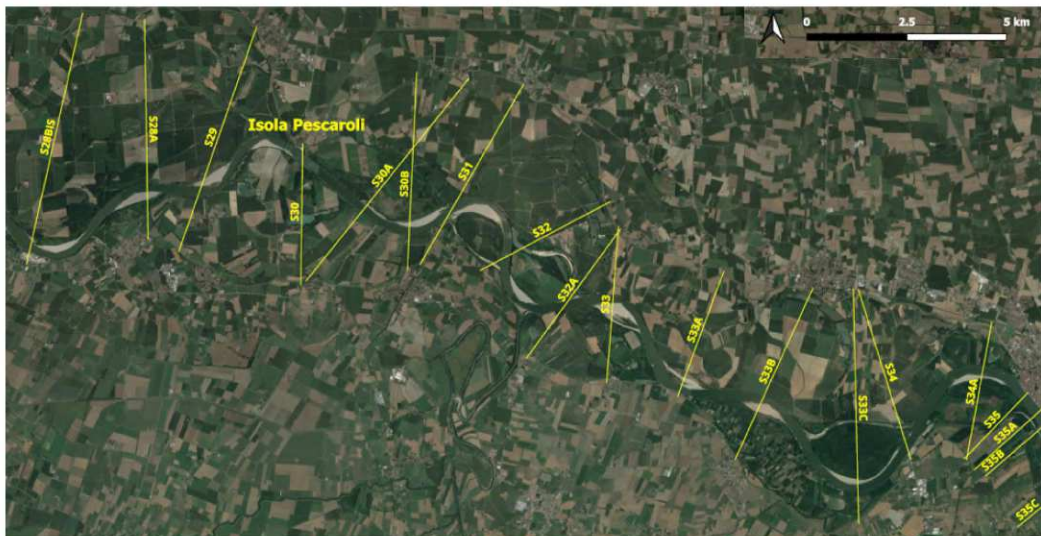
L'intero tratto F risente fortemente della presenza di Isola Serafini e dalle opere di regimazione realizzate in passato per favorire la navigazione. Vista la complessità planimetrica dell'alveo in tale zona, l'analisi che ci si propone di svolgere è stata fatta partendo a valle della confluenza con l'alveo principale del meandro di Isola Serafini, ovvero a partire dalla sezione S25 A.

Il tratto G è compreso tra la confluenza con il fiume Taro e l'Oglio e comprende 43 sezioni trasversali relative al rilievo AIPO dell'anno 2005; nello specifico il tratto è delimitato dalle sezioni 32 A e 40 D come osservabile in Figura 8.1.

(a)



(b)



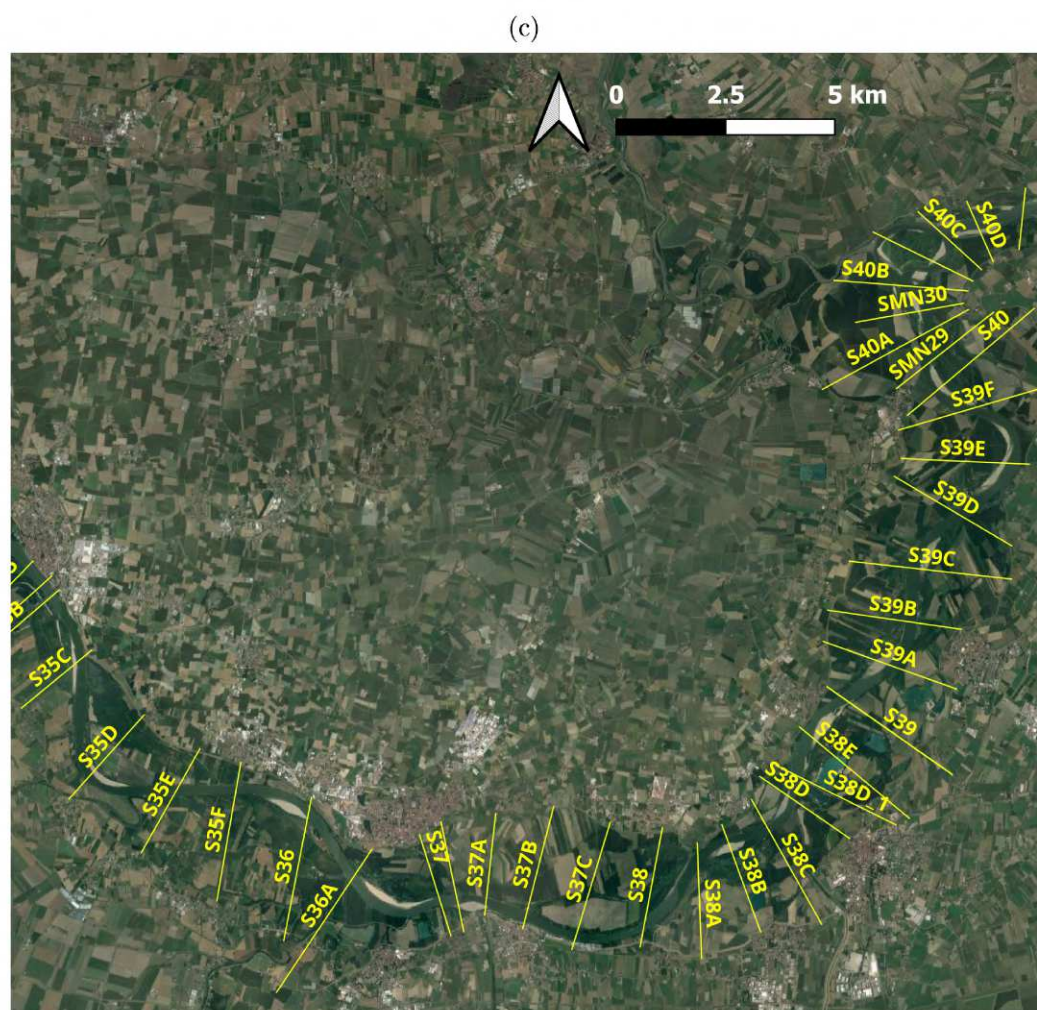


Figura 8.1: Immagini satellitari prodotte mediante QGis e sovrapposizione delle sezioni trasversali rilevate da AIPO nel 2005 per i tratti F e G. a) Porzione di monte del tratto F; b) Porzione di valle del tratto F; c) Tratto G.

Come osservabile dalle immagini aeree, l'alveo assume una configurazione monocursale curvilinea fortemente canalizzata dovuta alla presenza di opere di difesa radenti e per la navigazione.

La pendenza dell'alveo è dello 0.18‰, inferiore a quella del piano campagna (0.26‰).

È possibile suddividere il tratto G in due ulteriori sottotratti diversi per tipologia di sedimenti: tra la confluenza con l'Arda e l'Enza l'alveo di magra è caratterizzato da golene relativamente ampie e da depositi sabbioso-ghiaiosi mentre le sponde e le barre sono costituite da sabbie. D'altra parte, nel sottotratto compreso tra la confluenza con l'Enza e l'Oglio, sia l'alveo di magra che le barre sono costituite da sabbie mentre le sponde sono impostate in depositi sabbiosi molto fini, limosi.

Si può considerare come rappresentativo dell'alveo nel tratto G un diametro caratteristico  $d_{50}$  pari a quello delle sabbie medie ( $0.5 \div 0.25 \text{ mm}$ ).

Tutte le informazioni di carattere idrometrico, come le scale di deflusso, sono state reperite presso le stazioni di misura di Cremona (S25 B, Tratto F) e Boretto (S37B, Tratto G).

## 8.2 Analisi del tratto F-G

### 8.2.1 Calibrazione del modello

La taratura del modello, che prevede la stima dei coefficienti di Gauckler-Strickler, è stata effettuata considerando tutte le sezioni comprese tra la S25 A e la S40 D, ovvero, l'insieme dei tratti F e G. La determinazione dei coefficienti di resistenza al moto è stata eseguita confrontando i livelli disponibili dalle scale di deflusso misurate presso le stazioni idrografiche di Cremona, per il tratto F (S25 B), e di Boretto per il tratto G (S37B).

Secondo quanto descritto nel paragrafo 8.1, il diametro caratteristico dei sedimenti scelto per lo studio del tratto F e G è pari a  $d_{50} = 0.5 \text{ mm}$ .

La condizione al contorno da applicare a valle (Tabella 8.1) è costituita dai livelli calcolati dal modello nella sezione S40 D, la prima del tratto H e coincidente con l'ultima del tratto G. Nello specifico si utilizzano i risultati ottenuti dalle simulazioni a fondo fisso relative al Caso 4, descritto nel paragrafo 7.2.4. Sono stati testati sette differenti valori di  $k_s$  (Tabella 8.2) e per ognuno è stato calcolato lo scarto quadratico medio tra i livelli misurati presso le due stazioni idrografiche ed i livelli risultanti dalle simulazioni.

Gli andamenti dei livelli idrometrici al variare della portata riportati in Figura 8.2 ricordano il trend ottenuto per il tratto HI e illustrato in Figura 7.2; in via generale, il modello restituisce dei livelli che, per le portate più



Tabella 8.1: Scala delle portate nella sezione S40D utilizzata per imporre il livello di valle per la calibrazione dei tratti F e G, ovvero il livello associato ad una data portata liquida.

$Q$ [ $m^3/s$ ]	$h$ [ $m$ s.m.m.]
500	13.53
700	14.21
1000	15.05
1300	15.73
1500	16.18
1700	16.65
2000	17.24
2300	17.69
2500	17.98

Tabella 8.2: Elenco delle simulazioni eseguite con i relativi valori del coefficiente di resistenza al moto di Gauckler-Strickler,  $k_s$ , imposti per l'alveo attivo. In tutte le simulazioni il valore di  $k_s$  relativo alle sponde è stato posto pari a  $15 m^{1/3}/s$ .

	$k_s$ [ $m^{1/3}/s$ ]
Simulazione 1	24
Simulazione 2	25
Simulazione 3	26
Simulazione 4	27
Simulazione 5	28
Simulazione 6	29
Simulazione 7	30

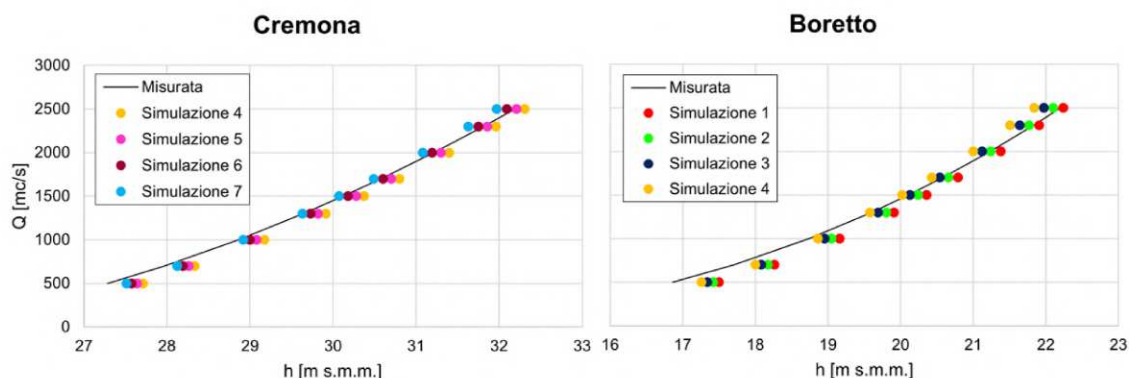


Figura 8.2: Andamento dei livelli al variare della portata liquida calcolato per le sezioni di Cremona e Boretto al variare del coefficiente di resistenza al moto (Tabella 8.2) e confronto con le scale delle portate misurate da ARPAE.

alte, risultano tendenzialmente sottostimati rispetto a quelli misurati, mentre il contrario accade per le portate di magra. Si osserva inoltre che, per la stazione di Cremona, si ottengono dei risultati molto più prossimi alla curva misurata rispetto a quanto accade presso Boretto.

Disponendo di una sola stazione per ogni tratto e, al fine di minimizzare la discrepanza tra i livelli calcolati e quelli resi disponibili dalle scale di deflusso, sono stati adottati due differenti valori per il coefficiente di resistenza al moto, uno per ogni tratto analizzato.

I valori dei  $k_s$  scelti per l'alveo centrale sono pari a  $29 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  per il tratto F e a  $26 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  per il tratto G.

L'applicazione di un  $k_s$  inferiore nel tratto G è verosimilmente dovuto alla presenza di molte curve che nel complesso, aumentano la resistenza al moto.

Il coefficiente di Gauckler-strickler relativo alle sponde è stato mantenuto sempre costante e pari a  $15 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ .

### 8.2.2 Determinazione della portata solida

Mantenendo la medesima geometria impiegata nel processo di calibrazione dei coefficienti  $k_s$ , si è successivamente proceduto a determinare l'ordine di grandezza della portata solida  $Q_s$  associata ad una determinata portata liquida  $Q$ .

La media delle portate solide puntuali tra le sezioni S26 (progressiva AIPO 375.10 km) e S27 B (progressiva AIPO 386.39 km) ha fornito le portate solide di prima approssimazione per ogni portata liquida studiata. Tali sezioni delimitano un sottotratto di fiume particolarmente regolare dal punto di vista planimetrico (Figura 8.1) e sono localizzate a valle della traversa di Isola

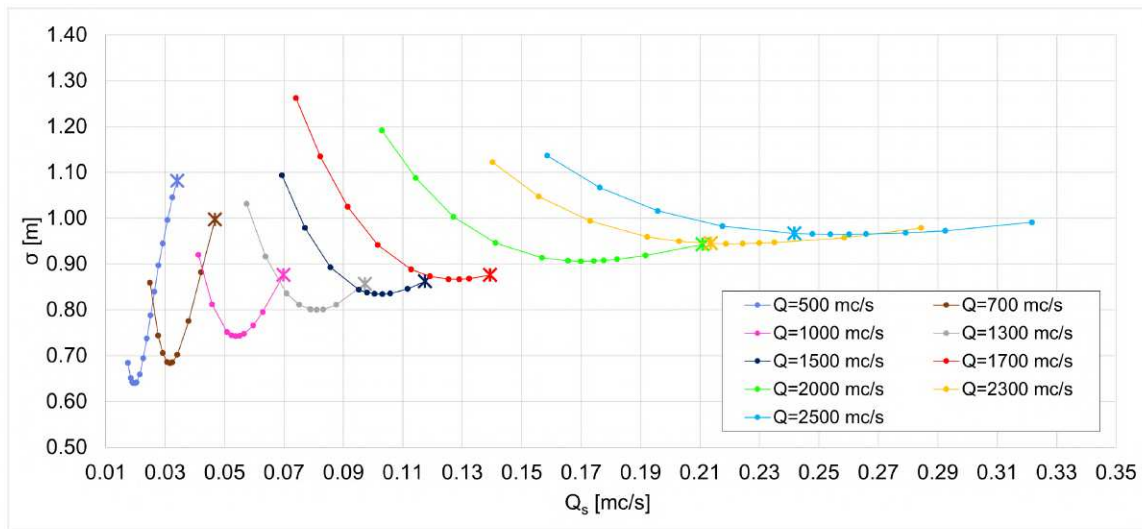


Figura 8.3: Andamento della radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  al variare della portata solida  $Q_s$  in ingresso al tratto FG per diversi valori della portata liquida  $Q$ . I punti indicati con il simbolo \* corrispondono alle portate solide di prima approssimazione da cui si è avviato il processo di calibrazione.

Serafini, in modo da poter tenere in considerazione gli effetti da essa prodotti sulla stima delle  $Q_s$  e sulla morfologia del fondo.

Successivamente si è proceduto a variare, all'interno di un intervallo ragionevole di valori, le  $Q_s$  ottenute come media delle portate solide puntuali ed è stata calcolata la radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  (cfr. relazione 7.1).

In Figura 8.3 si riportano, per ogni portata liquida  $Q$ , i valori di  $\sigma$  associati alle varie portate solide considerate.

Osservando la Figura 8.3 si può notare che, per portate liquide basse la  $Q_s$  di prima approssimazione sovrastima la portata solida che determina un valore minimo della radice dell'errore quadratico medio,  $\sigma_{min}$ . Nel caso delle portate liquide di 2300  $m^3/s$  e 2500  $m^3/s$ , il valore ottimale della portata solida è invece maggiore della  $Q_s$  di prima approssimazione. Una possibile spiegazione a questo comportamento potrebbe essere dovuta al fatto che, a portate liquide elevate è associato un trasporto solido più intenso rispetto a portate liquide medie o di magra non perfettamente descritto dalla formula di trasporto utilizzata (ovvero *Engelund – Hansen*).

Inoltre, per portate medio-basse le curve rappresentante possiedono un minimo molto accentuato, a differenza di quanto si riscontra per le due portate liquide di piena (e.g. 2300  $m^3/s$  e 2500  $m^3/s$ ) che possiedono un andamento molto piatto con valori di  $\sigma$  molto prossimi tra loro per un intervallo relativamente ampio di valori di  $Q_s$ .

Tabella 8.3: Definizione della portata formativa in base alla radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  tra fondo calcolato e misurato. Per ogni portata liquida  $Q$  si riporta la porta solida  $Q_s$  associata al valore minimo di  $\sigma$

$Q$ [ $m^3/s$ ]	$Q_s$ [ $m^3/s$ ]	$\sigma$ [ $m$ ]
<b>500</b>	<b>0.019405</b>	<b>0.63952</b>
700	0.031621	0.68340
1000	0.053743	0.74234
1300	0.081098	0.79996
1500	0.103110	0.83415
1700	0.129029	0.86658
2000	0.169938	0.90585
2300	0.218746	0.94411
2500	0.260179	0.96484

È interessante osservare che i tratti F e G presentano dei valori di portate solide corrispondenti all'errore  $\sigma_{min}$ , che risultano superiori a quelli ottenuti per il tratto HI e riportati in Tabella 7.3 nonostante, risalendo verso monte il corso d'acqua, le portate solide dovrebbero ridursi perché il diametro dei sedimenti aumenta. Anche da Figura 7.5 risulta che per i tratti FG le portate solide sono maggiori a parità di diametro dei sedimenti. Tale risultato è probabilmente legato alle maggiori pendenze che caratterizzano il tratto FG rispetto al tratto HI e, inoltre, al non trascurabile apporto liquido e solido degli affluenti (Arda, Enza, Taro).

### 8.2.3 Stima della portata formativa

La Tabella 8.3 riporta, per ogni valore di portata liquida analizzata, la portata solida ottimale i.e. che garantisce il minimo valore dell'errore quadratico medio  $\sigma_{min}$  tra fondo calcolato e misurato. La portata liquida che, nell'intervallo di portate liquide esaminate, determina la topografia rilevata da AIPO, vale a dire quella a cui corrisponde il valore più basso di  $\sigma_{min}$ , è pari a 500  $m^3/s$  (Figura 8.4). La causa di tale risultato, tuttavia, non è al momento chiara e sono necessari ulteriori approfondimenti per valutarne l'affidabilità.

Il profilo longitudinale del fondo medio fornito da AIPO (Figura 8.4, linea rossa) presenta un cambio di pendenza tra la parte di monte e quella centrale. Tali sottotratti sono compresi tra due zone dove la quota del fondo si mantiene mediamente invariata ed il profilo longitudinale del fondo presenta un appiattimento, approssimativamente tra 395-405 km e tra 450-466 km.



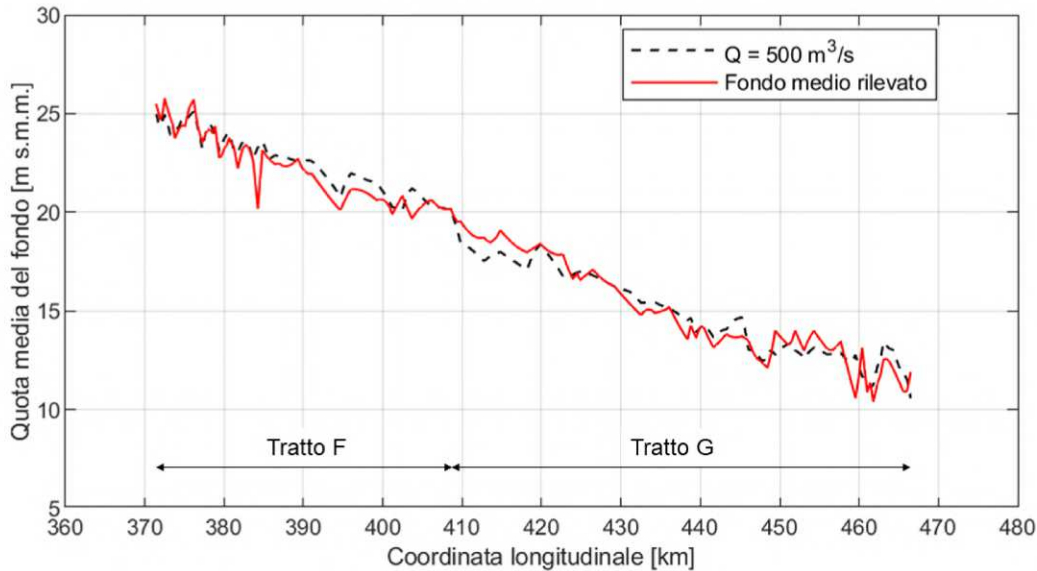


Figura 8.4: Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto FG risultante dal rilievo AIPO del 2005 (linea rossa) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla portata formativa  $Q_F$  (linea tratteggiata) stimata in base alle curve  $Q_S$ - $\sigma$  di Figura 8.3.

Queste progressive si trovano in vicinanza, rispettivamente, delle confluenze con i fiumi Taro ed Oglio.

I due immissari producono degli effetti non trascurabili e rilevabili chiaramente nel profilo medio del fondo misurato da AIPO. Nei pressi delle confluenze, il profilo longitudinale calcolato dal modello richiama l'andamento rilevato ma si discosta maggiormente rispetto alle zone a monte a causa dei fenomeni idrodinamici e legati al trasporto solido che si innescano nel caso di immissioni localizzate di portata attualmente non considerate nel modello monodimensionale. Gli effetti dell'immissione del Taro si osservano anche a valle della confluenza, tra i chilometri 410 e 420.

In conclusione, è possibile affermare che non risulta conveniente studiare congiuntamente i tratti F e G in quanto i profili longitudinali prodotti dal modello presentano in alcune zone evidenti discrepanze con la topografia a disposizione dovute agli apporti liquidi e solidi degli affluenti che, all'interno del tratto F e G, si immettono nel Po.

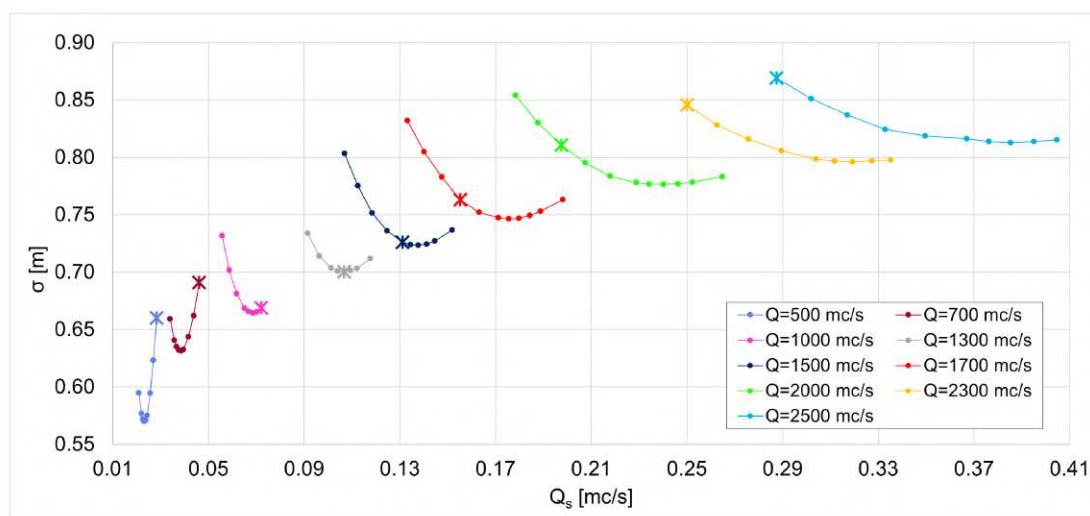


Figura 8.5: Andamento della radice dell'errore quadratico medio  $\sigma$  al variare della portata solida  $Q_s$  in ingresso al tratto G singolo per diversi valori della portata liquida  $Q$ . I punti indicati con il simbolo \* corrispondono alle portate solide di prima approssimazione da cui si è avviato il processo di calibrazione.

### 8.3 Tratto G

Come descritto nel paragrafo 8.2.3 il fondo medio del tratto FG risente fortemente della presenza dell'immissario dunque, non risulta metodologicamente preferibile analizzare singolarmente il tratto G al fine di tenere in considerazione la presenza del fiume Taro in prossimità della sezione iniziale, S32 A.

Il diametro dei sedimenti ed il coefficiente  $k_s$  sono mantenuti inalterati, pari rispettivamente a  $0.5 \text{ mm}$  e  $26 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ .

Per la determinazione delle portate solide di prima approssimazione è stata calcolata la media dei valori puntuali tra le sezioni S38 e S39 E, poste a valle della confluenza con il fiume Taro, così da considerare anche l'entità dei sedimenti che quest'ultimo riversa nel Po e comprendenti un tratto di corso d'acqua planimetricamente regolare in modo da ottenere una stima iniziale robusta di  $Q_s$ .

Le curve che descrivono la relazione  $Q_s$ - $\sigma$  prodotte dalla successiva calibrazione delle portate solide iniziali sono riportate in Figura 8.5.

Tali curve indicano che la portata liquida a cui corrisponde la portata solida che, nell'intervallo di portate liquide esaminate, minimizza l'errore  $\sigma$  tra il fondo simulato e la topografia del fondo dell'alveo rilevato è  $500 \text{ m}^3/\text{s}$ . La causa di tale risultato, tuttavia, non è al momento chiara e sono necessari ulteriori approfondimenti per valutarne l'affidabilità.

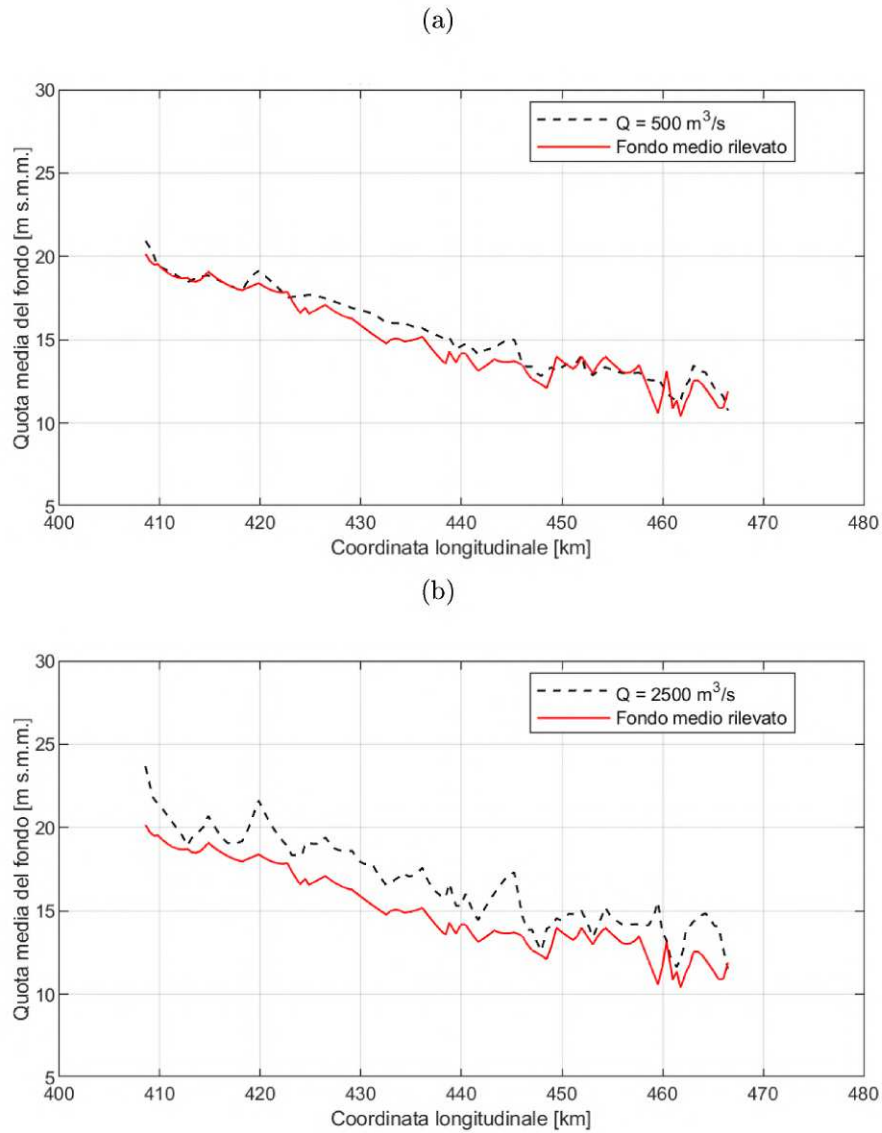


Figura 8.6: Profilo longitudinale del fondo medio nel tratto G risultante dal rilievo AIPO del 2005 (linee rosse) e profilo longitudinale calcolato con riferimento alla portata formativa  $Q_F$  (linea tratteggiata) stimata in base alle curve  $Q_s-\sigma$  di Figura 8.5; b) portata massima analizzata ( $2500 \text{ m}^3/\text{s}$ ) che mostra il possibile assetto del fondo per una situazione di piena.

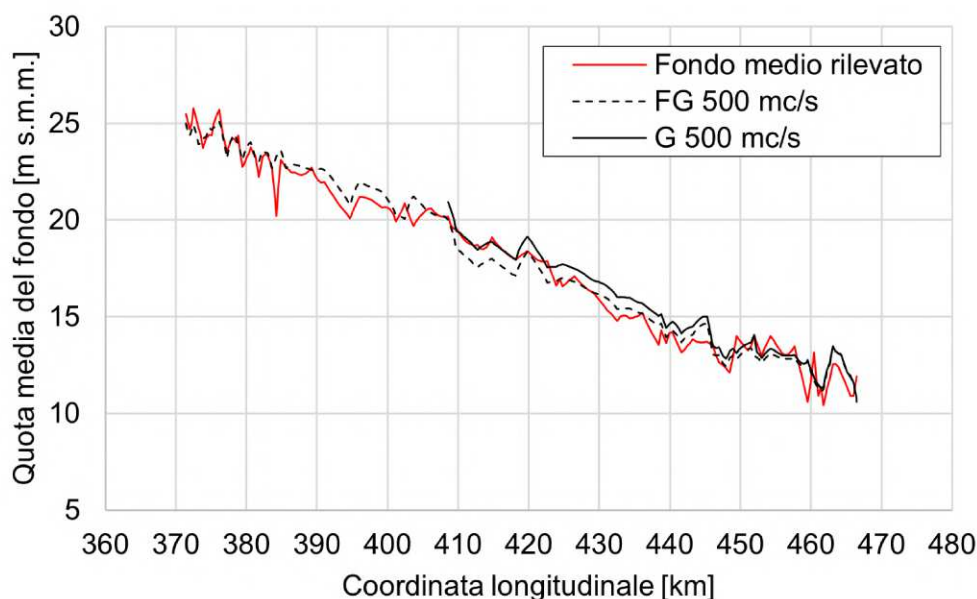


Figura 8.7: Confronto tra profili longitudinali del fondo medio nel tratto G per G singolo e FG intero al fine di stabilire se la separazione dei due tratti permette una migliore riproduzione del fondo rilevato da AIPO nella zona corrispondente al tratto G.

La portata formativa  $Q_F$  modella il fondo medio del corso d'acqua come rappresentato in Figura 8.6 a). Tale profilo, ad eccezione dei primi 10 km e della parte di valle, presenta vari scostamenti rispetto al fondo medio rilevato. La parte centrale, approssimativamente tra le sezioni S34 A e S38 A, presenta un evidente deposito di sedimenti. Tale risultato non è giustificabile relativamente alla morfologia del fiume poiché, nel sottotratto in questione il corso d'acqua, ad eccezione di un meandro nella parte iniziale, si presenta come sinuoso e planimetricamente regolare e le sezioni trasversali sono tutte compatte e a canale singolo.

Probabilmente, per ottenere un maggiore accordo tra profilo calcolato e osservato è necessario effettuare un'analisi di sensibilità circa gli effetti che una variazione di larghezza (i.e. dei punti di bank station) dell'alveo attivo può avere sul profilo di equilibrio.

Inoltre, è necessario osservare che, non necessariamente il profilo rilevato è di equilibrio. Potrebbe essere infatti soggetto a fenomeni più o meno localizzati di sovralluvionamento o di erosione.

D'altra parte, nel caso di portate più elevate, come raffigurato in Figura 8.6 b), il profilo longitudinale calcolato si scosta decisamente da quello misurato.

Infine, in Figura 8.7 è riportato il confronto tra il fondo medio rilevato da

AIPO e i profili calcolati per l'intero tratto FG e il singolo tratto G al fine di stabilire se la separazione in due tratti permette una migliore riproduzione del fondo rilevato da AIPO per tratto G. Si osserva che, nonostante le portate solide siano state mediate a valle dell'immissione del Taro, studiare singolarmente il tratto G (linea nera continua) non ha permesso di ottenere un migliore accordo tra profilo calcolato e osservato. Ovvero, per i tratti F e G risulta più conveniente considerare assieme i tratti, al contrario di quanto riscontrato per i tratti H ed I.



# Capitolo 9

## Conclusioni

Al fine di stimare la portata formativa caratteristica di un tratto omogeneo di fiume Po, è stato impiegato un modello monodimensionale che consente di eseguire simulazioni a fondo fisso e a fondo mobile.

Le caratteristiche geometriche fornite in input al modello sono costituite dalle sezioni trasversali del corso d'acqua rilevate da AIPO nel 2004-2005. Non di minore importanza sono le informazioni di tipo idrometrico, quali livelli e scale di deflusso, che fanno emergere la necessità di disporre di una fitta rete di stazioni idrometriche distribuite lungo tutto il corso del fiume Po. Ciò permette di avere a disposizione delle scale delle portate costantemente aggiornate e quindi condizioni al contorno affidabili.

I due principali aspetti che sono stati trattati nella tesi sono la stima del trasporto solido in termini di portata  $Q_s$  e l'evoluzione della quota media del fondo  $\eta_m$  in risposta alle portate solide e liquide imposte a monte.

Nello specifico è stata evidenziata l'importanza del valore da imporre alla portata solida  $Q_s$  associata a ciascun valore della portata liquida  $Q$  che può transitare nel tratto di fiume considerato. In assenza di dati sperimentali, è stato stimato un valore di prima approssimazione come media delle portate solide calcolate con una formula di trasporto considerando un tratto di corso d'acqua il più possibile omogeneo. Tale valore è poi stato ulteriormente raffinato variando  $Q_s$  in un intervallo di valori sufficientemente ampio da consentire di individuare il valore per cui la radice quadrata dell'errore quadratico tra profilo medio calcolato e misurato è minimo, i.e.  $\sigma_{min}$ .

Dalla discussione dei risultati ottenuti emerge che il successo della procedura adottata per la stima della portata formativa dipende dalle caratteristiche morfologiche del tratto considerato, dall'affidabilità dei dati idrometrici disponibili, dall'entità delle portate liquide e solide immesse dagli affluenti e dal grado di stabilità dell'alveo (ovvero dalla vicinanza o meno ad una configurazione di equilibrio dinamico).

Per quanto concerne il tratto HI, grazie alle sue caratteristiche planimetriche relativamente semplici e all'assenza di apporti liquidi e solidi significativi da parte degli affluenti, risulta indifferente studiarlo congiuntamente oppure dividere i due tratti. Inoltre, il diametro dei sedimenti non risulta essere un parametro che influenza i risultati, diversamente dal coefficiente di resistenza al moto che appare influenzare maggiormente l'entità dell'errore  $\sigma$  tra il fondo medio simulato e quello rilevato. Indipendentemente dalle varie combinazioni utilizzate per il diametro dei sedimenti e il coefficiente di resistenza al moto  $k_s$ , la portata formativa per il tratto HI risulta dell'ordine di  $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Tale valore aumenta a  $1700 \text{ m}^3/\text{s}$  nel caso in cui tratto H venga esaminato singolarmente.

L'analisi dei tratti FG è risultata più complessa e ha prodotto dei risultati più controversi.

La portata formativa ottenuta, sia che si considerino i due tratti assieme, sia che si consideri solamente il tratto G, è pari a  $500 \text{ m}^3/\text{s}$ , un valore molto basso se confrontato con quello dei tratti a valle.

Inoltre, mediare le portate solide in una zona a valle dell'immissione del Taro ed imponendole come condizione al contorno di monte direttamente al tratto G, ha comunque prodotto un profilo medio del fondo che in alcuni sottotratti si scosta abbastanza da quello osservato.

Le non trascurabili portate liquide e solide che, verosimilmente, gli affluenti convogliano nel Po comportano la formazione di tratti che potrebbero essere sovralluvionati e, quindi, non vicini all'assetto di equilibrio cercato. Inoltre, l'effetto di rigurgito della portata immessa potrebbe condizionare la dinamica del trasporto in modo significativo. È quindi necessario, in tali tratti, modificare opportunamente la procedura utilizzata per ricercare la portata formativa, introducendo degli apporti laterali localizzati.

Alcune cause che possono influenzare i risultati sono, ad esempio, la definizione dell'alveo attivo mediante i punti di bank station, sezioni trasversali non compatte con barre o forme di fondo evidenti, scelta di un unico valore di diametro dei sedimenti costante per tutto il tratto, eventuali condizioni non stazionarie che si realizzano nel caso di portate elevate come quelle di piena, utilizzo di un unico valore di  $k_s$  al variare della portata, non tenendo conto delle modifiche dell'alveo attivo che si realizzano in condizioni di piena (e.g. spianamento delle dune).



## **Ringraziamenti**

A conclusione di questo elaborato, desidero ringraziare il relatore Prof. Stefano Lanzoni e la correlatrice Ing. Elena Crestani per avermi assistito nella realizzazione di questa tesi e per tutti gli utili suggerimenti di cui farò tesoro per il futuro.



# Bibliografia

Lanzoni, S., *Evoluzione morfologica recente dell'asta principale del Po*, Atto Accademia Nazionale dei Lincei, 2012.

Autorità di Bacino del fiume Po (ABDPO), *Il recupero morfologico ed ambientale del fiume Po*, Parma, 2006.

Autorità di Bacino del fiume Po (ABDPO), *Programma generale di gestione dei sedimenti alluvionali dell'alveo del fiume Po. Stralcio: confluenza Stura di Lanzo-Confluenza Tanaro*, Relazione tecnica, Giugno 2007.

Autorità di Bacino del fiume Po (ABDPO), *Programma generale di gestione dei sedimenti alluvionali dell'alveo del fiume Po. Stralcio: confluenza Tanaro-Confluenza Arda*, Relazione tecnica, Ottobre 2005.

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*, Relazione tecnica, Maggio 2007.

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, A.A. 2013-2014.

Scarabello, G., *Analisi morfodinamica del tratto di fiume Po dalla confluenza con il Secchia fino a Pontelagoscuro*, Tesi di Laurea Magistrale, Università degli studi di Padova, A.A. 2013-2014.

Colombo, A., Filippi, F., *La conoscenza delle forme e dei processi fluviali per la gestione dell'assetto morfologico del fiume Po*, 2010.

Seminara, G., Colombini, M., Bolla Pittaluga, M., *Manuale di morfodi-*

*namica fluviale ad uso di funzionari pubblici e progettisti* , Dipartimento ICAT, Università degli studi di Genova, 2008.

Lanzoni, S., Luchi, R., Bolla Pittaluga, M., *Modeling the morphodynamic equilibrium of an intermediate reach of the Po River (Italy)*, Advances in Water Resources, Elsevier 2014.