UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI AGRARIA

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-forestali

TESI DI LAUREA IN SCIENZE FORESTALI E AMBIENTALI

CARATTERISTICHE MORFOLOGICHE DI ALCUNI FIUMI GHIAIOSI ANTROPIZZATI E NATURALI E STUDIO DELLA STABILITA' DEL FIUME BRENTA TRA BASSANO E CARTURO

Relatore:
Prof. ***Mario Aristide Lenzi***

Correlatori:
Dott. Luca Mao
Dott. Gabriel Kaless

Laureando:
Anna Simonetto
Matricola n. 606590

ANNO ACCADEMICO 2010- 2011

Ai miei genitori

INDICE

1 INTRODUZIONE 9

1.1 I corsi d'acqua alluvionali 10

1.1.1 Forme e superfici del tracciato fluviale 11

1.2 La classificazione dei sistemi fluviali 16

1.2.1 La classificazione di Billi 17

1.2.2 La classificazione di Montgomery e Buffington (1997) 22

1.3 I sedimenti fluviali 26

1.3.1 La classificazione dei sedimenti 28

1.3.2 La curva granulometrica cumulata 30

1.3.3 I parametri della distribuzione 31

1.4 I fiumi ghiaiosi pluricursali 35

1.4.1 Il downstream fining 37

1.4.2 Il corazzamento 38

1.5 L'impatto antropico 41

1.6 La modellazione numerica monodimensionale 43

1.7 Obbiettivi 45

2 MATERIALI E METODI 47

2.1 inquadramento aree di studio 47

2.1.1 Il fiume Brenta 47

2.1.2 I fiumi ghiaiosi argentini 54

2.2 I dati idrologici 62

2.2.1 Il Brenta 62

2.2.2 I fiumi argentini 66

2.3 I rilievi sedimentologici 67

2.3.1 Campionamento superficiale 68
2.3.2 Campionamento sottosuperficiale 69
2.4 I rilievi topografici 70
2.4.1 Il GPS 70
2.5 La modellazione numerica monodimensionale 73
2.5.1 Dati geometrici 74
2.5.2 Calibrazione dei parametri 78
2.5.3 Il trasporto di sedimento 79
3 RISULTATI 82
3.1 Analisi idrologica 82
3.1.1 Il Brenta 82
3.1.2 I fiumi argentini 89
3.2 Analisi sedimentologica 92
3.2.1 Il Brenta 92
3.2.2 I fiumi argentini 98
3.3 Alcuni confronti 102
3.4 Analisi topografica ed evoluzione recente del Brenta 105
3.5 Risultati della modellazione numerica 111
4 DISCUSSIONE 118
5 CONCLUSIONI 128
BIBLIOGRAFIA 130

RIASSUNTO

Nel presente studio sono state indagate le caratteristiche morfologiche ed idrologiche di alcuni tratti di fiumi ghiaiosi, considerando dei corsi d'acqua situati nella Patagonia centrale (nel sud dell'Argentina), e portando alcuni confronti con il fiume Brenta, situato nella regione Veneto in un tratto compreso tra Bassano del Grappa e Carturo. Le diverse caratteristiche granulometriche di raschi e pozze nei tratti di studio, sono risultate sempre molto evidenti e significative, presentando materiale più grossolano nei raschi e materiale più fine nelle pozze. Anche il downstream fining è un fenomeno che è presente in tutti i corsi d'acqua indagati, mentre il grado di corazzamento risulta variabile rispetto all'apporto di sedimento fornito da monte.

La stabilità del fiume Brenta è stata indagata prendendo in considerazione dieci sezioni storiche e ponendole a confronto con le stesse rilevate nel 1997, per valutarne i cambiamenti. A supporto di questa analisi è stata fatta una simulazione matematica monodimensionale. Il tratto di studio, lungo 21 Km, nell'ultimo decennio è stato interessato da processi di incisione nel tratto di monte e di aggradazione in quello di valle. Il regime idrologico non è stato alterato dalla presenza delle dighe nel bacino montano e nonostante lo scarso apporto di sedimento da monte, la drastica riduzione delle escavazioni in alveo, ha favorito i processi di deposizione a valle e l'erosione dello strato corazzato a monte, con un lieve aumento delle dimensioni del materiale del letto e un significativo allargamento di alcuni tratti dell'alveo. Lo sforzo tangenziale ricavato dalla modellazione matematica, è molto pronunciato nel tratto di monte e questo comporta una notevole capacità di trasporto (responsabile dell'incisione). Inoltre il forte impatto selettivo generato dalle piene impulsive del Brenta consente il variare della granulometria lungo la direzione di deflusso e l'erosione laterale.

ABSTRACT

This work analyses morphological and hydrological processes of gravel-bed rivers located in different geographic contexts: the North Eastern Italian region (Brenta River) and the central Patagonic region. Within the study reaches, the grain size distribution of the sediments is significantly different between riffles and pools, being coarser in the former. The downstream fining tendency is evident as well, whereas the armour ratio seems more influenced by differences in sediment supply conditions rather than the downstream trend.

A comparison of cross sections measured in 1997 and 2009 revealed an incision trend in the upper part of the study reach (which is 21 km long) and a sedimentation tendency in the lower part. This trend is confirmed by a numerical simulation which reveals a downstream reduction of shear stress, thus allowing sediment erosion (bank erosion and slight incision) in the upper portion of the reach and sedimentation downstream. On the other hand, the hydrological analysis reveals that overall the building of the dam system in the upper part of the basin has not changed the recurrence of moderate to high flows, keeping the formative bankfull discharge at the same value is analyzed before and after the dam closure.

1 INTRODUZIONE

Nell'ultimo secolo, diversi corsi d'acqua europei sono stati soggetti ad interventi antropici che hanno interessato direttamente o indirettamente il loro corso: sistemazioni idraulico-forestali, dighe, escavazioni in alveo, derivazioni irrigue, cambiamenti di uso del suolo (in particolare l'aumento della copertura boschiva), riduzione della zona di pertinenza fluviale. Queste attività possono influenzare in maniera più o meno rilevante la dinamica fluviale, specialmente il regime idrologico, l'apporto di sedimento e la morfologia del corso d'acqua, favorendo dei processi sfavorevoli all'uomo stesso (esondazioni, scalzamento dei piloni dei ponti, ecc..).

Anche in molti corsi d'acqua pluricursali dell'Italia settentrionale è stato riscontrato il verificarsi di processi di restringimento e incisione dell'alveo, a partire dalla seconda metà del '900, come documentato da vari autori (Surian e Cisotto, 2007; Turitto et al., 2008; Pellegrini et al., 2008), a causa dell'influenza esercitata da strutture antropiche quali arginature, protezioni di sponda, strutture di attraversamento fluviale ed in particolare da attività estrattive in alveo. Il restringimento del sistema pluricursale ha comportato una sensibile riduzione dello spazio di deflusso laterale degli alvei che prima competeva alle libere manifestazioni dell'attività fluviale, infatti si è riscontrata la preclusione di rami secondari e la congiunzione dei margini delle isole fluviali più esterne con il territorio rivierasco (Pellegrini et al., 2008).

Tuttavia, a partire dagli anni '90, in alcuni corsi d'acqua dell'Italia centro-settentrionale è stata osservata un'inversione di tendenza che ha portato ad un aumento della larghezza dell'alveo e all'aggradazione di sedimento attraverso processi di erosione spondale o di riattivazione di originarie superfici fluviali e ramificazioni periferiche abbandonate da tempo (Surian e Cisotto, 2007; Turitto et al., 2008). In particolare l'erosione di sponda costituisce un importante fonte di sedimenti per il trasporto solido, elemento indispensabile alla naturale modellazione dell'alveo (Pellegrini et al., 2008). L'allargamento in alcuni casi può essere associato all'aggradazione, ma la relazione tra l'ampiezza dell'alveo

e la variazione del livello del letto non è così forte come la precedente fase di restringimento ed incisione (Comiti et al., 2010).

Questa recente evoluzione morfologica è attribuibile ad una maggior sensibilizzazione ai problemi del territorio da parte della comunità e alle recenti restrizioni imposte sulle modalità di estrazione di inerti (con pressoché totale azzeramento della loro asportazione dal letto dei corsi d'acqua). Ciò ha portato ad una rinnovata disponibilità di sedimento in alveo, garantendo un più naturale equilibrio tra portate liquide e carico solido (Pellegrini, 2008). Il rimodellamento della geometria di un alveo, infatti, si innesca in concomitanza al verificarsi di piene eccezionali, ma la capacità dei deflussi di modificare le forme fluviali secondo una tipologia d'alveo a più canali è efficace solo se ai volumi idrici si associa una disponibilità di sedimenti da movimentare (Turitto, 2008). In particolare la dimensione del materiale che costituisce il letto alluvionale è uno dei fattori più importanti nel controllare la morfologia e il funzionamento idraulico del canale, sia per quanto riguarda la resistenza al flusso e l'inizio del moto, ma anche per l'ecologia stessa del fiume (Surian, 2002). Tuttavia studi recenti (Comiti et al., 2010; Surian et al., 2009) hanno messo in evidenza come, sebbene questi fiumi si trovino nelle condizioni di recuperare ulteriormente la morfologia a canali intrecciati, sia difficile che possano riconquistare una larghezza e una morfologia comparabili al periodo antecedente agli anni '50, poiché il rifornimento di sedimento resta comunque molto limitato dalle dighe nei bacini montani, dalla densa copertura forestale e dalla forte presenza di sistemazioni idrauliche lungo il loro corso.

1.1 I CORSI D'ACQUA ALLUVIONALI

I corsi d'acqua possono essere distinti in due categorie, rispettivamente con alveo a fondo fisso e a fondo mobile (o alluvionali). I corsi d'acqua a fondo mobile scorrono direttamente sulla roccia e la loro morfologia dipende quasi esclusivamente dalle caratteristiche geologiche del substrato inciso. Il termine alluvionale, invece, è riferito ai canali che scorrono su sedimenti che loro stessi

hanno precedentemente depositato, e a canali in grado di modificare la loro morfologia (Church, 1992), realizzando adattamenti morfologici (dimensioni, forma, tracciato, pendenza), che dipendono da diversi fattori ed in particolare dal regime di deflusso liquido e dagli apporti e dalla distribuzione granulometrica del sedimento. Dunque una caratteristica fondamentale di un alveo alluvionale mobile, a differenza degli alvei confinati (talvolta definiti semi-alluvionali), è quella di essere libero di auto-modellarsi, cioè di "scegliere la propria forma" sia in senso altimetrico che planimetrico (Rinaldi et al., 2010). L'abilità di un fiume di modificare le sue caratteristiche morfologiche dipende dal bilanciamento tra le forze di erosione esercitate dal fiume stesso e la resistenza all'erosione dei materiali che lo costituiscono (Robert, 2003).

Secondo Church (1992) i processi fisici nei fiumi sono determinati generalmente dai quattro seguenti fattori :

- Il volume e il tempo di scorrimento dell'acqua;
- Il volume, la distribuzione temporale e le caratteristiche dei sedimenti nel canale;
- La natura del materiale attraverso cui il fiume scorre;
- Il gradiente topografico che caratterizza il corso d'acqua.

La dinamica evolutiva di un corso d'acqua alluvionale, in assenza di disturbi, tende a raggiungere una condizione di equilibrio adattando la morfologia alle condizioni esterne. Una volta raggiunto l'equilibrio, le grandezze geometriche del corso d'acqua mantengono rapporti costanti nel tempo in modo tale da non dare luogo a fenomeni erosivi e/o di deposito.

1.1.1 Forme e superfici del tracciato fluviale

Un corso d'acqua è caratterizzato da diversi elementi che dipendono dalla dinamica fluviale. Questi possono avere origine erosiva, deposizionale o mista ed essere soggetti ad erosione e/o deposizione a seconda del tirante idrico e dell'entità e tipologia dell'alimentazione solida. L'insieme di questi elementi determina la fisionomia e l'idraulica dei corsi d'acqua e la maggior parte sono

interconnessi, nel senso che uno determina la formazione di altri e ne è a sua volta influenzato. Sulla base di una serie di elementi (morfologia, sedimentologia, vegetazione, processi) in un alveo fluviale si possono distinguere differenti forme e superfici.

Alveo

L'insieme dei canali, delle barre e delle isole costituiscono l'alveo. I limiti dell'alveo possono essere ben definiti dalle sponde, ma possono talvolta risultare morfologicamente più sfumati, nel caso ad esempio di passaggio graduale tra alveo e piana inondabile. In questo ultimo caso la distinzione fra alveo e piana inondabile si basa su evidenze topografiche, sedimentologiche e vegetazionali.

Il limite dell'alveo si fa coincidere con il cosiddetto livello ad alveo pieno(o di piene rive, o bankfull in letteratura anglosassone), cioè quel livello idrometrico associato alla massima portata che può essere contenuta in alveo senza il verificarsi di fenomeni di esondazione al di fuori delle sponde (Surian et al., 2009).

Sponda.

Superficie con pendenza generalmente elevata che delimita lateralmente l'alveo; solitamente la sponda ("bank") separa l'alveo dalla piana inondabile o da un terrazzo.

Piana inondabile

E' un elemento di origine deposizionale, adiacente al corso d'acqua, formato dalla progressiva sedimentazione sia all'interno che all'esterno dell'alveo. Per la sua formazione devono dunque avvenire due fenomeni: o la migrazione laterale del corso d'acqua o la deposizione durante le esondazioni. Le caratteristiche e l'evoluzione della piana alluvionale dipendono dall'intensità e granulometria

dell'alimentazione solida, dalla disponibilità di spazi per l'accumulo di sedimenti e dalle condizione energetiche della corrente (Lenzi, 2008). La piana inondabile generalmente è soggetta ad inondazioni con frequenza dell'ordine di 1-3 anni (Surian et al., 2009).

Terrazzo fluviale

Superficie non costruita dal fiume nelle sue attuali condizioni di regime, rimasta topograficamente più in alto dell'attuale piana inondabile a causa di un abbassamento dell'alveo. In base ai meccanismi di generazione, si distinguono terrazzi di origine climatica (tipici quelli glaciali) e antropica (a causa di escavazioni, dighe, sistemazioni idraulico-forestali) (Surian et al., 2009).

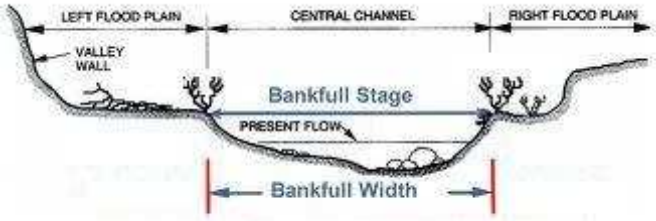

Figura 1.1: esempio di una sezione trasversale in cui sono evidenziati il canale di deflusso (central channel), il livello della bankfull e la piana alluvionale (flood plain).

Barre

Sono corpi sedimentari presenti all'interno dell'alveo. La loro origine è deposizionale, ovvero i sedimenti che le compongono, dopo essere stati mobilitati a monte, vengono depositati in zone a minor velocità di corrente. A seconda dell'entità del trasporto solido e alla pendenza del canale esistono diverse tipologie di barre, che vengono classificate in base alla loro disposizione: longitudinali, trasversali, diagonali, laterali, mediane, ecc..Durante i deflussi di magra risultano completamente emerse, mentre durante gli eventi di piena generalmente tendono a migrare verso valle (Lenzi, 2008).

Raschi (riffles)

Sono delle macro-forme di fondo di origine deposizionale che rappresentano degli “alti” topografici nel profilo longitudinale di un alveo. Spesso i raschi sono strettamente legati alla presenza di barre alternate, formandosi alla testa di esse dove la sezione presenta un restringimento e generando, in condizioni di magra, delle oscillazioni della corrente da una sponda all’altra; in altri casi invece, i riffles possono essere considerati come delle barre sommerse trasversali che, quindi, provocano sbandamenti della corrente in senso laterale (Lenzi, 2008). Spesso, ma non sempre, i raschi sono caratterizzati da un materiale del letto più grossolano rispetto al contorno in quanto le particelle fini sono erose dalla superficie del riffle (Bunte e Abt, 2001).

Salti (steps)

Sono strutture deposizionali formate dalla corrente stessa (una sorta di gradini) che si trovano nei corsi d’acqua montani, dove la granulometria dell’alveo presenta elementi di grandi dimensioni. In molti casi però i salti sono determinati da fattori non alterabili dalla corrente, almeno in tempi brevi, come affioramenti rocciosi o tronchi d’albero. Si parla in questi casi rispettivamente di rock step e log step. Una cascata può essere considerata uno step con un salto maggiore di 3 metri (Lenzi, 2008).

Pozze (pools)

Sono zone dell’alveo che presentano tiranti idrici maggiori rispetto alle zone adiacenti. Derivano da un’azione erosiva localizzata che si genera quando la corrente accelera per una pendenza locale del fondo maggiore (riffle), per la presenza di salti (step) o per un restringimento della sezione (barre, affioramenti rocciosi). Nelle pool la velocità media della corrente è minore e i forti gradienti di velocità presenti favoriscono la formazione di vortici ad asse

verticale ed orizzontale e una forte dissipazione energetica, per cui le pozze possono essere viste come i “freni” di un corso d’acqua (Lenzi, 2008).

Meandri

Possono essere definiti come una regolare successione di anse che si formano in un corso d’acqua ad andamento planimetrico sinuoso, che si formano quando le sponde sono erodibili. La forza centrifuga, proporzionale al raggio di curvatura, agisce sulla corrente causando la formazione di una sopraelevazione del pelo libero verso la sponda esterna. Le correnti secondarie trasversali inducono erosione sulla sponda esterna e deposizione su quella interna, favorendo così la formazione di barre di meandro all’interno della curva e pool all’esterno.

L’erosione nella sponda concava avviene per scalzamento al piede della sponda stessa così che periodicamente si staccano vere e proprie frane che modellano il pendio, secondo acclività elevate. Al contrario la sponda convessa è caratterizzata dalla presenza di barre di accrescimento, ben riconoscibili anche quando non attive e contraddistinte da basse inclinazioni di pendio. Le profondità maggiori nel canale sono perciò localizzate in prossimità della sponda concava. I sedimenti erosi lungo la sponda concava tendono a mantenersi in movimento nello stesso lato (Marchetti, 2000).

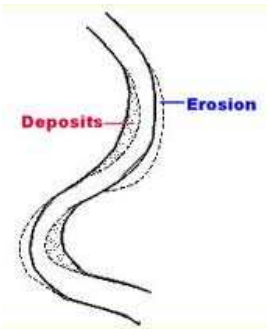

Figura 1.2: Processi di erosione e deposizione in un meandro.

Forme di fondo

Il fondo non è mai piano, la corrente lo modella creando una successione di forme, specialmente su granulometrie fini. Le forme di fondo hanno importanti conseguenze sulla resistenza al flusso, infatti la resistenza di forma che esse inducono deriva da sforzi aggiuntivi di natura turbolenta che si sommano a quelli che derivano dalla sola scabrezza di grano. Per velocità crescente della corrente si distinguono le seguenti forme di fondo: increspature (o ripples), dune con ripples sovraimposti, dune, fondo piano, antidune, antidune con frangimento d'onda.

1.2 LA CLASSIFICAZIONE DEI SISTEMI FLUVIALI

In letteratura esistono numerose classificazioni dei corsi d'acqua. Si differenziano per i diversi criteri utilizzati: la localizzazione all'interno del bacino (tratto montano, pedemontano, vallivo), la geometria dell'alveo (canali meandriformi, intrecciati, ecc..), le caratteristiche sedimentologiche (corsi d'acqua in roccia, ghiaiosi, sabbiosi, ecc..), la dinamica evolutiva (tratto di scavo, di deposito, di trasporto), le forme di fondo (tratto a gradinata, aletto piano, a dune, ecc..), metodi combinati. Uno stesso tratto può quindi essere classificato in modi diversi, a seconda del criterio adottato (Lenzi, 2008).

Saranno di seguito riportate la classificazione di Billi (1994) e quella di Montgomery-Buffington, che rispettivamente si basano su criteri geometrici e sulle forme di fondo. Sono state scelte queste due classificazioni in quanto quella di Billi descrive bene le caratteristiche geometriche che si susseguono nel fiume Brenta durante il suo corso, mentre quella di Montgomery-Buffington serve per capire meglio le caratteristiche degli elementi presi in considerazione nei fiumi argentini.

1.2.1 La classificazione di Billi

Nel 1994 Billi raggruppò le possibili tipologie morfologiche dei corsi d'acqua in cinque categorie, basandosi sulle loro caratteristiche geometriche (figura 1.3).

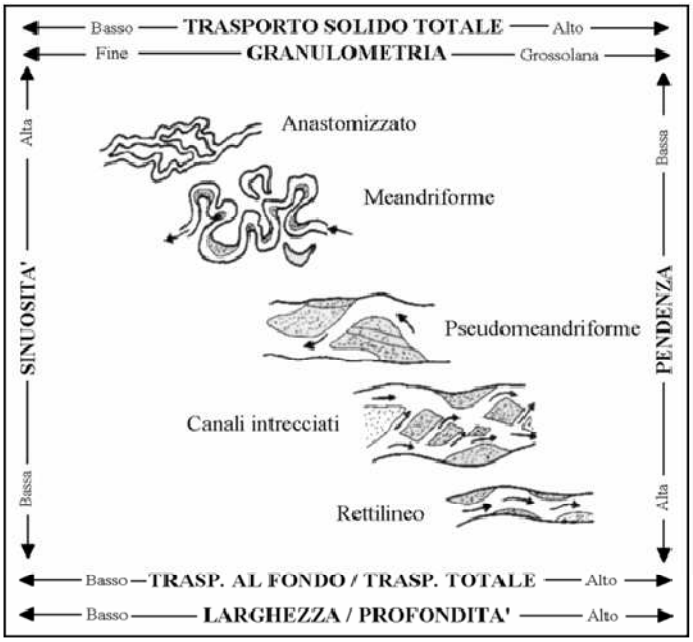

Figura 1.3: schema delle 5 categorie morfologiche dei corsi d'acqua secondo Billi (1994).

Corsi d'acqua rettilinei

Sono piuttosto rari e si formano prevalentemente in zone montane. Generalmente non si riscontrano tratti rettilinei di lunghezza superiore a 10 volte la larghezza dell'alveo e il filone principale segue un percorso leggermente sinuoso legato alla presenza di barre alternate. Questi corsi d'acqua si trovano su pendenze elevate (> 0.5-1%) e occupano lo stretto fondo di valli a V, con una piana alluvionale poco sviluppata.

Sono comuni gli affioramenti rocciosi, se questi predominano allora l'alveo viene definito a fondo fisso, e ciò indica una capacità di trasporto nettamente maggiore dell'alimentazione solida. L'evoluzione morfologica degli alvei scavati

in roccia è molto più lenta di quelli alluvionali ed è legata alle caratteristiche litologiche del substrato.

Se è presente sedimento, esso contribuisce a formare barre laterali alternate caratterizzate da larghezze dello stesso ordine di grandezza del canale e da lunghezze variabili tra 2-7 volte la larghezza del canale. Il sedimento è più grossolano alla testa della barra (a monte) perché investito direttamente dalla corrente, mentre la coda della barra presenta materiale più fine. Le barre sono piuttosto mobili e durante gli eventi di piena tendono a spostarsi sottocorrente per erosione della testa ed accrescimento della coda, rimanendo aderenti alla stessa sponda.

I canali rettilinei montani non presentano forme di fondo, ma piuttosto morfologie a rapida, a step-pool, a fondo piano e a riffle-pool. La dinamica di questi corsi d'acqua è piuttosto limitata date le condizioni al contorno molto vincolanti. Processi molto comuni sono erosioni di sponda e modifiche del profilo longitudinale (incisione-sovralluvionamento), fonti di problematiche per la sicurezza idraulica.

Corsi d'acqua pluricursali a canali intrecciati (braided)

Si tratta di una categoria piuttosto comune, che si sviluppa in un'ampia varietà di ambienti: nelle aree periglaciali si formano su ampie pianure alluvionali ghiaiose, mentre in ambienti semi-aridi si trovano in alvei sabbiosi. In ambiente alpino si trovano spesso in zona montana al fondo delle valli glaciali fino alla zona pedemontana, dove l'alveo è prevalentemente formato da ghiaia.

La formazione di corsi a canali intrecciati è favorita da condizioni energetiche (pendenza) sostenute, portate molto variabili, elevato trasporto solido di fondo e sponde non coesive.

Presentano alvei molto ampi, costituiti da due o più canali di dimensioni simili, che si intersecano separati da barre longitudinali e isole. Il rapporto larghezza/profondità è generalmente superiore a 40 ed arriva fino a 300.

Figura 1.4: Tratto del fiume Brenta, presso Tezze sul Brenta, dove il corso d'acqua è pluricursale.

Le barre più frequentemente sommerse sono prive di vegetazione e presentano segregazione dei sedimenti come le barre alternate dei canali rettilinei, mentre nelle barre più elevate, quindi più stabili, prevalgono in superficie sedimenti fini che favoriscono lo sviluppo di una copertura vegetale.

I fiumi a canali intrecciati sono caratterizzati da un'elevata dinamicità, con spostamento delle barre e dei canali durante gli eventi di piena. Le migrazioni laterali avvengono per lo più all'interno dell'alveo di piena e soltanto durante eventi eccezionali si verificano fenomeni di avulsione. Durante le fasi di magra pochi canali sono occupati dal flusso d'acqua. Al crescere della portata sempre più canali si attivano fino a riempire totalmente l'alveo di piena che può essere largo anche vari chilometri. Considerando tale alveo, la sinuosità è prossima all'unità.

Nell'ultimo secolo il grado di intrecciamento di molti fiumi braided è nettamente diminuito, e le modificazioni verso un andamento unicursale derivano soprattutto dall'attività antropica.

Corsi d'acqua pseudomeandriformi (wandering)

Si tratta di una categoria intermedia tra i fiumi braided e quelli meandriformi. Sono caratterizzati da barre laterali alternate, generalmente con forma a mezza luna, e da un solo canale attivo principale, ma sono presenti anche canali secondari aderenti ad una delle due sponde. Se questi canali sono attivi vengono chiamati canali di taglio: si formano durante piene di una certa entità per taglio longitudinale della barra laterale. Viene detto invece canale di morta la parte terminale di un canale ormai inattivo, alimentato solo durante le piene con acqua stagnante per portate medio- basse.

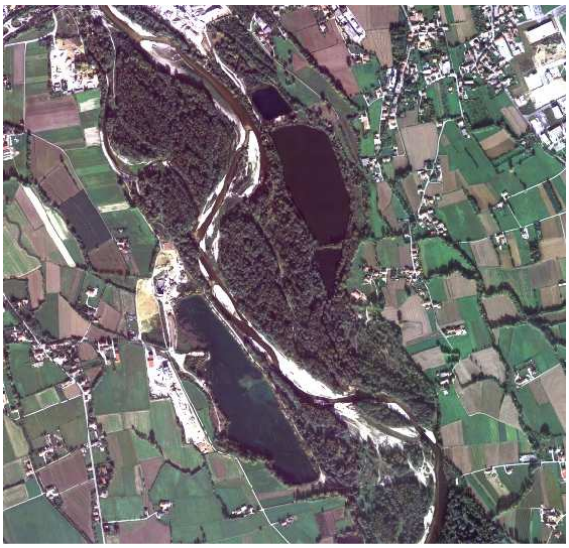

Figura 1.5: tratto del Fiume Brenta, presso Fontaniva, dove il corso d'acqua diviene pseudomeandriforme

Generalmente i corsi d'acqua pseudomeandriformi hanno sponde parallele e quasi rettilinee e presentano una sinuosità medio- bassa (1,3-1,5) che varia al variare della portata. Per portate di magra e morbida le barre rimangono emerse ed il flusso assume un aspetto meandriforme, ma questo viene perso durante eventi di piena anche modesti, quando le barre tornano ad essere sommerse e la sinuosità si avvicina all'unità. In questi fiumi la dinamica delle barre è simile a quella dei canali rettilinei: tendono a spostarsi verso valle e presentano granulometria eterogenea, dalla ghiaia alla sabbia.

Attualmente in Italia questa tipologia fluviale è abbastanza frequente ed è ritenuta un'evoluzione dei fiumi braided derivante da attività antropiche tramite l'artificializzazione dei regimi delle portate, la riduzione del trasporto solido per intercettazione negli invasi artificiali, il prelievo di inerti in alveo.

Corsi d'acqua meandriformi

Il tracciato planimetrico di questa tipologia fluviale è costituito dal susseguirsi di meandri in modo abbastanza ripetitivo e regolare. I corsi d'acqua meandriformi generalmente presentano granulometria sabbiosa (ma anche ghiaia) e si trovano in aree con pendenze molto basse, anche minori dello 0,1%. La sinuosità è maggiore di 1,5 e può raggiungere anche valori di 3.

I tratti a pool si trovano in corrispondenza dell'apice della curva, mentre i riffle sono presenti nel punto di inflessione tra due meandri contigui. La parte interna della curva è occupata dalla barra di meandro, che presenta un corpo sedimentario semiconico e segregazione granulometrica da monte a valle.

La migrazione dei meandri avviene per la concomitanza di erosione della sponda esterna e sedimentazione in quella interna durante gli eventi di piena. Il meandro tende quindi a spostarsi sia trasversalmente che longitudinalmente, seguito dalla sua barra. Se la sinuosità è molto elevata la migrazione dei meandri può portare al verificarsi del cosiddetto taglio di collo del meandro: quando il sottile istmo che separa le due sponde esterne dei meandri contigui cede durante la piena, il flusso tenderà a concentrarsi nel percorso più diretto abbandonando progressivamente il meandro tagliato, fino ad inglobarlo nella pianura alluvionale. Nei fiumi con minore sinuosità e sedimenti più grossolani invece, si assiste al taglio della barra di meandro.

Sono frequenti nei fiumi meandriformi fenomeni di avulsione, ovvero l'abbandono di un precedente tracciato in seguito ad erosione spondale durante un evento di piena, con formazione di un nuovo alveo all'interno della piana alluvionale.

Figura 1.6 : tratto del fiume Brenta a Nord di Padova in cui il corso diviene meandriforme.

Corsi d'acqua anastomizzati

E' una tipologia fluviale piuttosto rara, che si trova in aree con pendenze bassissime (< 0,1%) dove il corso d'acqua tende ad accrescere i processi deposizionali. Si tratta di fiumi pluricursali formati da due o più canali relativamente stabili, i cui rami sono separati da porzioni di piana alluvionale con dimensioni molto maggiori alla larghezza del canale. I singoli canali morfologicamente sono spesso dei corsi meandriformi e la sinuosità è variabile, ma rispetto a questi la loro dinamica è molto più lenta a causa dell'elevata coesione delle sponde che rendono l'alveo molto stabile.

1.2.2 La classificazione di Montgomery e Buffington (1997)

La metodologia proposta da Montgomery e Buffington (1997), costituisce un tentativo di sviluppare un sistema di classificazione più articolato delle unità morfologiche che caratterizzano i corsi d'acqua montani. Montgomery e Buffington proposero un sistema di classificazione composto da cinque tipologie di alveo: Rapida (cascade); Step-pool; Letto piano (plane bed); Riffle pool; Dune ripple. Questi alvei hanno delle morfologie differenti perché

l'interazione tra il flusso idraulico e il processo di sedimentazione, e in particolare la quantità di energia dissipata dal moto turbolento, differisce tra un caso e l'altro.

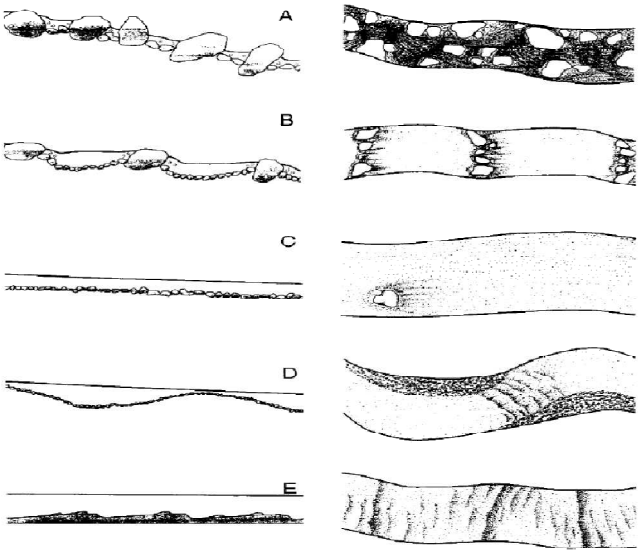

Figura 1.7: classificazione degli alvei secondo Montgomery-Buffington. A) rapide; B) step-pool; C) letto piano; D) riffel-pool; E) dune-ripple.

Rapida (Cascade)

Con l'espressione rapida secondo la terminologia originaria di Montgomery e Buffington (1997), s'intende un tratto del corso d'acqua caratterizzato da una corrente a velocità sostenuta in cui il flusso presenta un'alternanza di getti in caduta e risalti idraulici e separazione della corrente sopra o attorno ai grossi clasti. Il fenomeno del *Tumbling flow*, determinato dalla presenza di grossi elementi lapidei e la forte turbolenza ad esso associata dissipa la maggior parte dell'energia meccanica posseduta dalla corrente, favorendo così la stabilità del tratto (Lenzi et al., 2000). Le rapide sono presenti in quei tratti caratterizzati da forte pendenza (7-20%) con alveo confinato e con una certa disorganizzazione trasversale e longitudinale del materiale lapideo, tipicamente costituito da ciottoli e massi.

Step -pool

I tratti a step – pool sono caratterizzati dall'alternanza di step (gradini) e di pool (pozze). Gli step sono costituiti da un gruppo di massi fortemente incastrati fra loro e posti di traverso rispetto alla corrente in modo tale da costituire una sorta di gradino (Lenzi *et al.*, 2000). Lo spazio fra uno step e l'altro è occupato dalle pool, che essendo composte da materiale più fine, evidenziano una differenziazione granulometrica molto netta rispetto agli *step* (Ashida et al., 1976; Griffiths, 1980). Il profilo longitudinale del corso d'acqua assume un andamento a gradinata. La maggior profondità è localizzata in prossimità del piede dello step di monte, mentre nella porzione terminale della pool si riduce. Gli step-pool sono forme di fondo che caratterizzano in modo evidente la morfologia di molti torrenti montani con pendenze comprese tra 5-15%.

Letto piano (Plane bed)

Il termine letto piano è utilizzato per indicare dei tratti d'alveo con un profilo longitudinale regolare e senza brusche variazioni altimetriche (può essere presente sia in corsi d'acqua di pianura che di montagna) (Lenzi et al., 2000).

I tratti a letto piano si instaurano in corsi d'acqua con pendenza da moderato ad alto (1-3%), manifestandosi in tratti relativamente rettilinei. I letti piani differiscono dalla tipologia step-pool e riffe-pool per la mancanza di una successione ritmica delle forme di fondo e sono caratterizzati da lunghi tratti d'alveo piani e di lunghezza pari a 10 volte la larghezza al *bankfull.*

La granolumetria di questi tratti è costituita prevalentemente da ghiaia e sassi.

Raschi e pozze (Riffle pool)

Un aspetto di molti corsi d'acqua è rappresentato dalla successione di tratti a pendenza più sostenuta e profondità di flusso modeste (riffle) con tratti a

profilo più piatto e tiranti d'acqua più elevati (pool) (Lenzi et al., 2000) . L'alternanza di questi due elementi caratterizza la maggior parte dei corsi d'acqua naturali di fondovalle e pedemontani ed è accompagnata dal susseguirsi ritmico di barre longitudinali alternate in prossimità dei riffle e delle pool (Leopold et al., 1964). Questa è una caratteristica tipica dei corsi d'acqua ghiaiosi, dove generalmente sono presenti queste macro forme di fondo (riffle e pool) assenti altre microforme di fondo su piccola scala, come le dune, le increspature e le antidune (Hey et al., 1986) . Le pool sono aritmicamente alternate, distanziandosi mediamente di una lunghezza d'onda pari a 5-7 volte la larghezza del canale. I tratti con riffle-pool si hanno in corsi d'acqua con pendenze da moderate a basse (0,1-2%) e con sezioni trasversali d'alveo poco confinate e delimitate da una discreta pianura alluvionale. Le dimensioni del substrato nei corsi aventi riffle-pool varia dalla sabbia ai sassi, anche se predomina la presenza di ghiaia.

I riffle sono zone in regime subcritico-critico, con locali instabilità della superficie dell'acqua e piccoli risalti idraulici lungo il tratto attraversato. In condizioni di basso deflusso il pelo libero presenta una superficie increspata con un tirante d'acqua ridotto e una velocità superiore rispetto a quella delle pool. In condizioni di magra o morbida solo il 5-10% dell'area occupata dal riffle evidenzia un regime supercritico per la presenza di risalti idraulici od onde stazionarie (Lenzi, 2008). Nei riffle, come nelle pool, il deflusso avviene nel complesso in corrente lenta.

La sequenza di riffle e pool è un aspetto caratteristico dei fiumi ghiaiosi nei tratti a pendenza modesta, sotto un limite superiore di 0,01 m/m (Clifford, 1993). I sedimenti dei riffle sono più grossolani e meglio assortiti delle adiacenti pool, poiché i sedimenti fini sono vagliati nei raschi (zone a flusso più veloce e con maggior sforzo di taglio) e vengono depositati nelle pozze. Tuttavia, secondo l'ipotesi della velocità inversa (Keller, 1971) durante eventi di piena significativi questa capacità si "inverte" e il materiale più grossolano è trascinato dalle pool (nuove zone a flusso veloce e alto sforzo di taglio) e si deposita nei riffle. Keller (1971) ha constatato che durante eventi di piena significativi l'energia della corrente nelle pool aumenta in modo considerevole a

causa delle turbolenze, e può divenire superiore a quella dei riffle, specialmente all'aumentare della pendenza (Milan et al., 2001), mobilitando quindi anche materiale grossolano proveniente di riffle. Nella fase di esaurimento della piena il materiale più fine viene depositato nelle pool, mentre i sedimenti grossolani restano nei riffle e sarebbe questa dinamica a consentire il mantenimento della morfologia riffle-pool (*riffle-pool maintenance*).

Dune ripple

I corsi d'acqua aventi una pendenza modesta (< 0.5%) e con materiale d'alveo costituito prevalentemente da sabbia possono sviluppare una morfologia a dune-ripple, ovvero delle piccole dune o increspature sul fondo (Lenzi et al., 2000). La configurazione del letto a dune-ripple dipende dalla profondità e velocità della corrente, dalle dimensioni del materiale dello strato superficiale e dal tasso di trasposto, dalla planimetria del corso d'acqua.

1.3 I SEDIMENTI FLUVIALI

Lo studio della morfologia di un corso d'acqua naturale e delle caratteristiche idrauliche non possono prescindere dall'analisi del materiale costituente il letto; tale analisi, basata sulla determinazione della distribuzione granulometrica dei sedimenti, risulta essere necessaria per molteplici finalità quali:

- analisi della capacità di trasporto solido del materiale d'alveo posseduta dal corso d'acqua;
- stima della portata solida;
- studio della scabrezza idraulica;
- analisi delle condizioni d'inizio trasporto solido di fondo;
- indagine sul fenomeno dell'assottigliamento granulometrico longitudinale e verticale (coarsening o fining) in funzione dell'incremento d'area drenata e di portata liquida;

- caratterizzazione e differenziazione tra tipologie morfologiche dei corsi d'acqua (step and pools, rapide, letto piano, riffle pool) sulla base anche delle caratteristiche sedimentologiche del materiale superficiale;
- valutazione della vulnerabilità idraulica da erosione;
- valutazione degli habitat fluviali.

La granulometria di una miscela campione può essere definita come la caratterizzazione, in termini statistici, delle particelle di sedimento. L'analisi granulometrica dei sedimenti d'alveo si basa su metodologie statistiche, poiché riguarda solo un campione scelto sulla totalità del sedimento presente. Queste metodologie consentono di determinare la distribuzione di classi diametriche di un campione di materiale e, successivamente, i diametri caratteristici competenti a tale campione rilevato.

I sedimenti fluviali derivano da processi erosivi che si esplicano attraverso la rimozione di particelle solide, sia dai versanti, sia dalle sponde del corso d'acqua stesso. I sedimenti possono derivare dalla disgregazione diretta di roccia affiorante, o indirettamente dall'erosione di suoli, di depositi superficiali sui versanti o dei depositi alluvionali stessi. In un bacino idrografico, inoltre, la produzione dei sedimenti può essere di tipo distribuito, dovuta a fenomeni di ruscellamento superficiale, o di tipo concentrato. In genere in un bacino idrografico si individuano tre zone principali:

- la zona di produzione dei sedimenti che in genere coincide con la parte più a monte del bacino, dove prevalgono processi erosivi a scala di versante;
- la zona di trasporto dei sedimenti, dove il fiume convoglia il materiale proveniente dalla zona di produzione verso valle, immobilizzando parte di tale materiale sotto varie forme di deposito (barre, pianura inondabile) che poi possono rendere nuovamente disponibile il materiale in seguito;
- la zona di deposizione che corrisponde con la porzione terminale del bacino idrografico.

Una volta raggiunta la rete idrografica, le particelle di sedimento sono soggette all'azione della corrente, che se dispone di energia sufficiente, può trasportarle verso valle per una distanza ed un tempo variabile a seconda delle caratteristiche idrauliche della corrente stessa.

Le particelle più fini, come le argille, necessitano di un energia del flusso bassissima per essere trasportate; i clasti più grandi invece si mettono in moto soltanto al superamento di un certo valore critico di portata e si spostano in aderenza al fondo o per salti intermittenti.

L'interazione flusso-sedimenti comporta due fenomeni principali: la diminuzione della granulometria lungo l'alveo e lo sviluppo di forme di fondo. (www.ing.unitn.it)

1.3.1 La classificazione dei sedimenti

Parlando di tessitura o granulometria si fa riferimento alle particelle elementari che compongono il terreno e queste vengono classificate per categorie convenzionali di diverso diametro. Generalmente si distingue fra i componenti più grossolani o scheletro che presenta un diametro superiore a 2mm e la terra fine che invece comprende le particelle il cui diametro è inferiore a 2mm. La terra fine comprende: sabbia, limo e argilla, mentre lo scheletro è costituito da massi, ciottoli e ghiaia. Nella seguente tabella è riportata in dettaglio la suddivisione delle particelle di sedimento secondo la classificazione *dell'American Geophysical Union* la quale adotta la scala di *Wentworth* (tabella 1.1) (Giardini, 2003).

Esiste una grande variabilità di scala fra gli elementi più fini e i massi di grosse dimensioni, se le classi diametriche fossero assegnate in progressione aritmetica la distribuzione di frequenza dei sedimenti fluviali tenderebbe ad essere log-normale quindi con una coda molto lunga verso la parte grossolana. Le distribuzioni di tipo logaritmico sono più difficili da trattare di quelle normali per cui per rendere più facile l'analisi delle curve di frequenza si adotta una progressione geometrica di passo 2 in cui i diametri raddoppiano ad ogni classe

superiore (tabella 1.2) (Bunte & Abt, 2001). Per trasformare una distribuzione log-normale in una distribuzione normale si introduce una scala aritmetica espressa tramite l'indice Φ *(Phi)*:

$$\Phi = -\log_2 D \text{ (D =diametro in mm)}$$

Il valore di Φ per un diametro di 2mm che convenzionalmente separa il sedimento fino da quello grossolano vale: $\Phi = -\log_2 D = -\log_2 2 = -1$ (Bunte & Abt, 2001). I diametri misurati vengono assegnati ad una classe granolumetrica definita secondo la classificazione di Wenthworth, che suddivide in gruppi a progressione esponenziale gli estremi delle classi, suddivise ad intervalli di Φ, dove il diametro D è espresso in mm (Mao, 2004).

Tipo di sedimento	Indice: - φ $2^{-\varphi}$	Classe diametrica D (mm)
Massi molto grossi	2^{12} - $2^{11.5}$	4096 – 2896
Massi molto grossi	$2^{11.5}$ - 2^{11}	2896 – 2048
Massi grossi	2^{11} - $2^{10.5}$	2048 – 1448
Massi grossi	$2^{10.5}$ - 2^{10}	1448 - 1024
Massi medi	2^{10} - $2^{9.5}$	1024 – 724
Massi medi	$2^{9.5}$ - 2^{9}	724 – 512
Massi piccoli	2^{9} - $2^{8.5}$	512 – 362
Massi piccoli	$2^{8.5}$ - 2^{8}	362 – 256
Ciottoli grossi	2^{8} - $2^{7.5}$	256 – 181
Ciottoli grossi	$2^{7.5}$- 2^{7}	181 – 128
Ciottoli piccoli	2^{7}- $2^{6.5}$	128 – 90
Ciottoli piccoli	$2^{6.5}$- 2^{6}	90 – 64
Ghiaia molto grossa	2^{6}- 2^{5}	64 – 32
Ghiaia grossa	2^{5}- 2^{4}	32- 16
Ghiaia media	2^{4} - 2^{3}	16 – 8
Ghiaia fine	2^{3}- 2^{2}	8 – 4
Ghiaia molto fine	2^{2}- 2^{1}	4 – 2
Sabbia molto grossa	2^{1}- $2^{0.5}$	2 - 1.4
Sabbia grossa	$2^{0.5}$- 2^{-1}	1.4 - 0.5
Sabbia da media a molto fine	2^{-1}- 2^{-4}	0.5 - 0.06
Limo	2^{-4}- 2^{-8}	0.06 - 0.004
Argilla	2^{-8}- 2^{-12}	0.004 - 0.002

Tabella 1.1: Classificazione di Wenthworth per i materiali incoerenti. Suddivisione dei sedimenti in base alle loro dimensione in mm e con il calcolo di Φ ($-\log_2 D$)

L'indice Φ essendo una progressione geometrica, consente nella rappresentazione della curva granulometrica, di compensare adeguatamente la parte grossolana, che di solito è preminente. L'impiego di questa scala oltre a dar luogo a valori numerici contenuti, tipici dello spazio logaritmico, consente anche di fare riferimento a tecniche di analisi ampiamente sviluppate nel settore sedimentologico, senza perdere una diretta riconducibilità ai valori metrici data la semplicità dell'equivalenza (Mao, 2004).

Una particella di sedimento può essere definita da 3 diametri relativi ad altrettanti assi (a,b,c) perpendicolari fra loro; questi sono rispettivamente l'asse maggiore, l'intermedio e il minore. In un setaccio, è l'asse intermedio che determina se una particella passa o meno attraverso i fori. Di conseguenza, quando si misurano manualmente i diametri, per analogia si utilizza tale diametro dell'asse b.

1.3.2 La curva granulometrica cumulata

Il risultato di un'analisi della granulometria in un tratto di un corso d'acqua, è una collezione di pesi o del diametro dei sedimenti stessi. Il primo passo dell'analisi dei sedimenti è quindi quello di ordinare i pesi o la numerosità delle particelle ottenute per ogni classe diametrica, come rappresentato in tabella 1.1 (Bunte & Abt, 2001). Il calcolo della frequenza relativa, è ottenuto attraverso il rapporto percentuale fra il peso o il diametro di ogni classe diametrica e il campione totale analizzato. La curva di frequenza relativa ha un andamento di solito a campana ma può presentare più picchi indicativi della presenza contemporanea di diverse frazioni granulometriche tra di loro disgiunte, in termini analitici rappresenta la derivata della curva di frequenza cumulata . La frequenza cumulata viene invece calcolata sommando alla frequenza relativa di ciascuna classe diametrica la somma delle frequenze relative delle classi diametriche precedenti, e rappresenta la percentuale, riferita al totale del campione, del sedimento più fine relativamente ad ogni classe diametrica. La curva di frequenza cumulata è una curva crescente

terminante a 100 %, con punti di flesso in corrispondenza dei valori modali di f. (figura 1.8), e rappresenta l'integrazione della curva di frequenza relativa (Bunte & Abt, 2001).

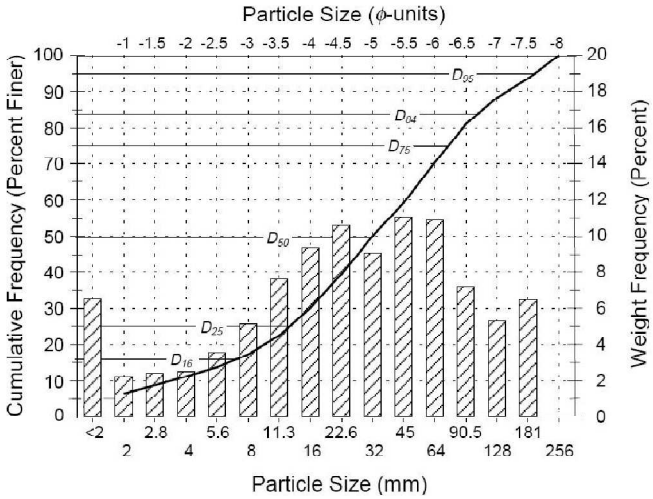

Figura 1.8: **:** Esempi di curve di frequenza relativa e cumulata.

1.3.3 I parametri della distribuzione

<u>I diametri percentili</u>

Vengono definiti percentili i diametri associati ad una certa percentuale di passante nella curva di frequenza cumulata e sono indicati come D_{16}, D_{50}, D_{90}, dove il numero indica la percentuale considerata. Quindi il D_{90}, ad esempio, rappresenta quella classe diametrica per cui il 90% del sedimento campionato è minore a quel valore ed è dunque un parametro descrittivo delle granulometrie più grossolane costituenti il campione.

I percentili possono essere calcolati in modo approssimativo per via grafica , ma in questo caso sono stati stimati tramite interpolazione lineare dai dati di frequenza cumulata F, usando gli indici phi, secondo la seguente equazione:

$$\Phi_{inf} = \Phi_{inf} + \frac{\Phi_{sup} - \Phi_{inf}}{F_{sup} + F_{inf}} * (F_x - F_{inf}) \qquad \text{da cui} \qquad D_x = 2^{-\Phi_x}$$

Moda

Il valore modale è dato dalla classe che presenta la frequenza relativa maggiore ed è rappresentato dal picco della distribuzione. Se a questo valore possono associarsi altre classi con picchi minori rappresentanti mode secondarie , si parla di distribuzione bimodale o plurimodale.

Diametro medio

Rappresenta il baricentro della curva di frequenza relativa e può venir calcolato come una media ponderata della frequenza relativa (f_i)e del phi medio(Φ_{ci}) della classe i-esima considerata secondo la seguente formula:

$$\Phi_m = \sum \frac{f_i * \Phi_{ci}}{100}$$ da cui poi si ricava il diametro in mm: $D_m = 2^{-\Phi_m}$

Mediana

E' il centro della distribuzione cumulata ed è data dal diametro che la divide in 2 parti realmente equivalenti, ovvero il diametro percentile D_{50}. Nei corsi d'acqua montani, il diametro medio tende ad essere maggiore del D_{50}, data la generale asimmetria verso la granulometria grossolana.

Moda, media e mediana di una distribuzione sono uguali soltanto nel caso di perfetta simmetria della curva (curva normale).

Deviazione standard (σ)

La deviazione standard rappresenta la diffusione o dispersione della distribuzione di una serie di dati, rispetto ad una distribuzione normale. Quanto più una miscela di sedimenti si presenta formata da particelle di dimensioni diverse, tanto più essa può essere descritta come eterogenea, non uniforme e gradata, in questo caso la dispersione dei dati sarà maggiore, così come il valore

di deviazione standard. Al contrario le miscele che presentano sedimenti con diametro simile possono essere descritte come omogenee, uniformi e classate, in questo caso la dispersione dei dati sarà minore, così come il valore di deviazione standard. La deviazione standard si può calcolare nel seguente modo, seguendo un approccio geometrico:

$$\sigma = \sqrt{\frac{D_{84}}{D_{16}}}$$

Per σ<1.35 la distribuzione può considerarsi uniforme, ovvero la curva di frequenza cumulata tende ad essere verticale.

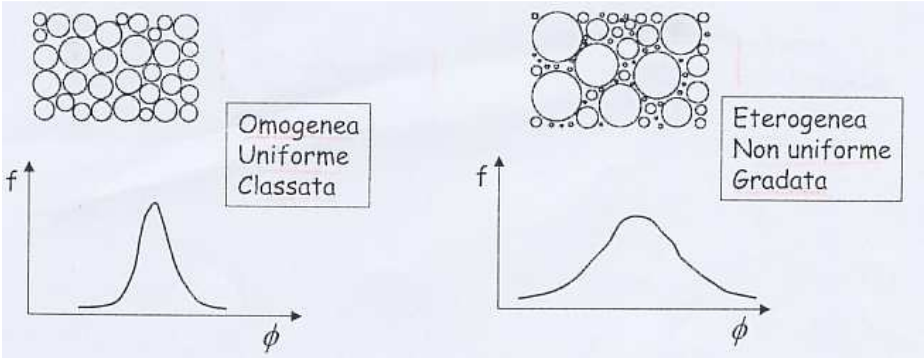

Figura 1.9: andamenti delle curve di frequenza relative a due miscele differenti di sedimenti. Il primo esempio fa riferimento a un valore di deviazione standard minore, il secondo ad un valore maggiore (Bunte & Abt, 2001).

Indice di gradazione (G)

$$G = \frac{\frac{D_{84}}{D_{50}} + \frac{D_{50}}{D_{16}}}{2}$$

Per curve simmetriche è uguale alla deviazione standard.

Coefficiente di classazione o cernita (s)

Descrive il grado di variabilità del diametro medio dei granuli, dipende quindi dall'eterogeneità dei sedimenti. Bassi valori del coefficiente corrispondono ad un elevato grado di classazione, ovvero ad una curva uniforme e con sedimento omogeneo (curva con campana molto stretta). Si calcola con la formula di Folk e Ward (1957), molto precisa perché "sensibile" alle code della distribuzione (D_5, D_{90}):

$$s = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_{5}}{6.6}$$

Il coefficiente esprime la capacità di prelevare o depositare granuli uniformi, abbandonando o trascinando gli estremi (quelli più grossolani e quelli più fini) (Peressi, 2010).

Coefficiente di assimetria (skewness)

Le curve dei sedimenti fluviali tendono ad essere log-normali cioè presentano una forte asimmetria con la coda verso la parte grossolana. Questo coefficiente dunque, fornisce una stima dello scostamento dalla distribuzione normale ed è condizionata dalla presenza o assenza di materiale più fine o più grossolano rispetto alla moda.

$$Sk = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{50}}{\Phi_{84} - \Phi_{16}} - \frac{\Phi_{50} - \Phi_{5}}{\Phi_{95} - \Phi_{5}}$$

Quando sk=0 la curva è normale, cioè perfettamente simmetrica.

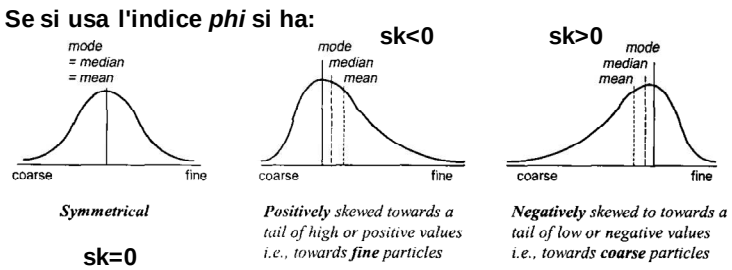

Figura 1.10: Variazione della distribuzione granulometrica a seconda dei valori di asimmetria.

Modulo di Kramer (M)

Parametro che, valutando integralmente la curva della distribuzione cumulata, è il più preciso perché " sensibile" a tutti i percentili. E' il rapporto fra le due aree (inferiore e superiore)individuate dal D_{50}. Più la curva è verticale, più le 2 aree sono omogenee.

$$M = \frac{A_1}{A_2}$$

Coefficiente di appuntimento (o Curtosi)

Mette a confronto l'assortimento agli estremi della distribuzione, con quelli della parte centrale. Si calcola con la seguente formula:

$$C = \frac{\Phi_{95}-\Phi_{5}}{2{,}44*(\Phi_{75}-\Phi_{25})}$$

Se il valore è pari o prossimo a 1, la curva è definita mesocurtica e l'appuntimento è normale; se il valore è <1 la curva è detta platicurtica ed è piatta; se è >1 è denominata leptocurtica e l'appuntimento è definito elevato (Peressi, 2010).

1.4 I FIUMI GHIAIOSI PLURICURSALI

I fiumi ghiaiosi pluricursali (in letteratura anglosassone, gravel bed rivers) sono fiumi a canali multipli e intrecciati che scorrono e si spostano lungo un letto costituito da ghiaia alluvionale e contenenti numerose e diverse tipologie di barre, pozze e isole (Gray e Harding, 2007). La vicinanza alle montagne fornisce a questa tipologia di fiumi una grossa quantità di sedimento grossolano, a seconda della frequenza e dell'intensità delle piene, quindi presentano un alto livello di energia che li fa rispondere in maniera dinamica a qualsiasi cambiamento (Picco, 2010).

Le caratteristiche dominanti dei fiumi braided gravel-bed naturali sono le seguenti:

- Tipo di canale: i canali, le barre e le isole sono rimodellati continuamente a seconda dell'intensità del picco di piena. I fiumi ghiaiosi pluricursali naturali solitamente sono dotati di ampie piane alluvionali (Galay et al., 1998).
- Profilo longitudinale: spesso presentano un profilo concavo. I tratti a canali intrecciati hanno una pendenza relativamente ripida (maggiore all'1%). Proseguendo verso valle generalmente questi fiumi si evolvono in singoli canali.

- Dimensioni del sedimento: i sedimenti ghiaiosi sono il risultato dell'attività dei ghiacciai, di uno strato roccioso estremamente erodibile e dell'attività tettonica (Gray e Harding, 2007). Man mano che il fiume si avvicina alla foce il materiale del letto si arricchisce sempre più di sabbia. Per essere considerato un fiume ghiaioso il materiale del letto deve avere dimensioni comprese tra i 2 e 64 mm.
- Deposizione durante eventi di piena: un caratteristico processo dei fiumi a canali intrecciati è quello di avere maggiore deposizione negli stadi iniziali delle piene, mentre prevale l'incisione durante la fase di esaurimento.
- Biodiversità: grazie alla presenza di numerosi microhabitat (stagni, isole, foreste ripariali, acqua sotterranea..) questa tipologia di fiumi ospita numerosa varietà di specie acquatiche, anfibi e organismi terrestri. I processi ecologici sono controllati ed influenzati dalla periodicità delle piene e specialmente dai livelli della falda (Church, 2002).

La presenza di sponde costituite da materiale erodibile, l'alta energia dei flussi e un adeguato rifornimento di materiale da monte, favoriscono il processo di intrecciamento dei canali. Il fiume diviene meandriforme dove le sponde divengono più stabili e la forza della corrente si riduce abbastanza da costringere il rilascio di sedimento lungo le sponde (Picco, 2010).

Le caratteristiche granulometriche dei sedimenti di un letto variano notevolmente in senso longitudinale e trasversale, sia procedendo da monte verso valle (per i processi di abrasione e di azione selettiva della corrente ed in rapporto agli apporti laterali degli affluenti), che in relazione alle diverse unità morfologiche che compongono l'alveo (canale, barra, riffle, pool, ecc.) (Rinaldi et al., 2010). Nei corsi d'acqua ghiaioso-ciotolosi, esiste anche una variazione verticale della granulometria. Questi argomenti sono approfonditi nei paragrafi successivi.

1.4.1 Il downstream fining

Con il termine anglosassone *downstream fining* si intende la variazione longitudinale delle dimensioni dei sedimenti costituenti il letto nella direzione del deflusso, caratterizzata da una regolare diminuzione del diametro dei grani procedendo da monte verso valle. La dimensione dei sedimenti è un'importante caratteristica dei corsi d'acqua ed è uno dei principali fattori che controllano la morfologia ed il funzionamento idraulico dei fiumi (Moussavi-Harami et al., 2004). Per comodità verrà utilizzato nel testo il termine inglese.

I principali processi che influiscono su questo fenomeno sono: l'abrasione di singoli grani che riduce le loro dimensioni (*abrasion*), il trasporto selettivo (*sorting*) e l'apporto ed estrazione di sedimenti (*sediment addition-extraction*) (Frings, 2008).

L'abrasione è considerata la principale causa del *dowstream fining*, e dipende dall'interazione di più fattori quali la litologia, la dimensione, forma, rotondità e velocità dei sedimenti, la capacità erosiva della corrente e la quantità dei sedimenti movimentati (Frings, 2008). I grani, collidendo tra loro con un'energia cinetica variabile e proporzionale alla loro grandezza, si scindono in più particelle generando una riduzione progressiva della loro dimensione.

Il secondo processo imputato è il trasporto selettivo, ovvero la cernita di particelle fini da parte della corrente. I sedimenti più piccoli infatti richiedono minor energia per essere trasportati e generano meno attrito con la corrente, perciò si spostano verso valle con più facilità durante i deflussi ordinari. I grani di dimensione maggiore, invece, sono trasportati solo in occasione di portate maggiori e quando la corrente perde la sua energia di trazione (a causa della diminuzione della pendenza) si arrestano più a monte. In corrispondenza delle barre, ad esempio, l'assortimento è sensibilmente elevato, con notevole presenza della frazione granulometrica grossolana nel thalweg della corrente (Peressi, 2010). Il trasporto selettivo dipende anche dalla forma delle particelle, dalle loro dimensioni e dalla loro densità (Moussavi-Harami et al., 2004).

L'introduzione di sedimenti di diversa origine in un corso d'acqua può offuscare l'effetto dell'abrasione e del trasporto selettivo. Nei fiumi ghiaiosi i principali processi di *addiction* ed *extraction* sono: l'apporto di sedimenti da affluenti e da fonti non alluvionali, e lo scarico e l'asporto di materiale da parte dell'uomo (Frings, 2008) ma altre sorgenti di sedimento possono essere i coltivi, il trasporto aereo e i terrazzi (Surian, 2002). In assenza di alimentazione solida si può verificare un incremento di particelle grossolane, specialmente a valle di dighe e dove si attua una consistente regolazione dei deflussi (Surian, 2002).

In molti fiumi ghiaiosi pluricursali il downstream fining può essere descritto utilizzando la formula proposta da Krumbein (1937), che segue l'andamento di una curva esponenziale decrescente:

$$D = D_0 * e^{-\propto x}$$

dove D è la caratteristica dimensione lineare ad una certa distanza x; D_0 è la dimensione caratteristica per x=0, e $\propto$ è il coefficiente di diminuzione che esprime il grado di diminuzione delle dimensioni dei grani lungo la direzione di deflusso. Solitamente questo modello viene applicato usando i percentili D_{50} e D_{84}, ma gli studi di Moussavi-Harami et al. (2004) hanno constatato che in alcuni casi, utilizzando i D_{10}, D_{30} e D_{60} si possono ottenere risultati migliori.

1.4.2 Il corazzamento

In molti alvei fluviali il cui fondo è costituito da sedimenti eterogenei sufficientemente grossolani (ghiaia, ciottoli), esiste una differenziazione granulometrica anche in senso verticale dal momento che tende a svilupparsi un livello superficiale di dimensioni granulometriche superiori rispetto al livello sottostante. Tale caratteristica del fondo prende il nome di corazzamento: si distinguono uno strato superficiale corazzato (armour) ed un sottostrato (subarmour) (Rinaldi et al., 2010). Alcuni autori hanno suggerito una distinzione tra il corazzamento statico e il corazzamento dinamico.

Il corazzamento statico (*static armour*) è attribuito ad un processo di azione selettiva della corrente, ovvero le particelle più fini presenti nello strato

superficiale, a diretto contatto con la corrente, sono rimosse più facilmente rispetto a quelle del sottostrato, lasciando un deposito residuale di materiale più grossolano. Questo livello di corazzamento è rimobilizzato solo durante eventi di piena di una certa entità (Rinaldi et al., 2010). Tale situazione è quella che si verifica tipicamente nel caso in cui non si ha un deficit di alimentazione di sedimenti da monte (*supply limited transport*), come ad esempio a valle di una diga. Lo rottura dello strato corazzato avviene durante piene significative, causando anche l'incisione del letto, ma nel breve periodo si forma nuovamente in seguito a portate di magra (Vericat et al., 2006), intrappolando materiale più fine nel sottostrato e impedendo che venga trasportato dalla corrente (Reed et al., 1999).

Una seconda ipotesi assume che lo strato superficiale corazzato riflette una condizione di uguale mobilità del fondo, cioè tutte le dimensioni della distribuzione del materiale del fondo comincerebbero a muoversi in corrispondenza di un campo di condizioni della corrente relativamente ristretto (*equal mobility*) (Parker et al., 1982). Il fenomeno del corazzamento si spiegherebbe in tal caso in quanto avverrebbe in condizioni di trasporto solido poco intenso, ma non nullo, durante le quali i granuli più grossolani si concentrano in superficie mentre i più fini vanno ad occupare gli spazi compresi tra i più grandi e vengono da questi protetti (Andrews e Parker, 1987). Si parla in questo caso di corazzamento mobile o debole (*mobile armour o weak armour*), per indicare un livello corazzato che si mette in movimento anche per piene frequenti e che è il risultato stesso della mobilità del fondo (Rinaldi et al., 2010).

Rinaldi et al. (2010) riportano che studi recenti, riguardanti corsi d'acqua ghiaiosi effimeri di aree desertiche, hanno messo in evidenza come in tali corsi d'acqua lo strato superficiale tende ad essere relativamente poco corazzato rispetto al sottostrato. Il grado di corazzamento può essere caratterizzato attraverso un parametro, il rapporto di corazzamento (armour ratio), definito normalmente come il rapporto tra il diametro mediano (D_{50}) dello strato superficiale e di quello del sottostrato. Lo studio di Hassan et al. (2006), ha messo in evidenza come tale rapporto varia tra 0.5 e 2.4 (valore medio di 1.2)

per una serie di corsi d'acqua effimeri (tipici quelli di aree desertiche), e tra 2 e 7 (valore medio di 3.4) per corsi d'acqua di regioni umide con un regime alimentato dallo scioglimento delle nevi. Queste differenze sono attribuite alle differenti condizioni idrologiche (ad es. piene rapide e improvvise) e di maggiore disponibilità di sedimenti nei bacini dei corsi d'acqua effimeri.

Bunte e Abt (2001) invece, attribuiscono diverse interpretazioni ai valori di questo rapporto: valori fino a 1 indicano corsi d'acqua con un buon rifornimento di sedimenti, mentre per fiumi in cui la capacità di trasporto eccede il rifornimento di sedimenti si hanno valori prossimi a 2; valori di 3 sono associati a corsi d'acqua montani ad alta energia dove i sedimenti sono completamente trasportati e sul fondo si forma un deposito immobile di materiale molto grossolano (situazione che si verifica sotto le dighe). Infine, valori elevati del rapporto di corazzamento indicano la presenza di grosse particelle non trasportabili dal flusso, portate in dotazione al corso d'acqua da fonti extra-fluviali (massi di grosse dimensioni rilasciati da strutture paramassi). Per fiumi a canali intrecciati una situazione comune è quella in cui la capacità di trasporto solido è equivalente all'ammontare di sedimento fornito al corso d'acqua (Bunte e Abt, 2001).

Un'altra interpretazione è stata proposta da Dietrich et al. (1989), che considera il rapporto tra la capacità di trasporto e il rifornimento di sedimento:

$$q^* = \left(\frac{\tau_{bk} - \tau_{d_{50s}}}{\tau_{bk} - \tau_{d_{50ss}}}\right)^{1,5}$$

τ_{bk} rappresenta lo sforzo tangenziale per la portata al bakfull:

$$\tau_{bk} = R_h \gamma i g$$

dove R_h è il rapporto tra l'area bagnata e la larghezza del pelo libero, γ è il peso specifico dell'acqua, i è la pendenza del corso d'acqua e g è la forza di gravità.

τ_{cs} e τ_{cl} sono lo sforzo tangenziale critico al contorno rispettivamente per lo strato superficiale e sottosuperficiale:

$$\tau_{d_{50s}} = \tau^*{}_{c50}(\rho_s - \rho)gD_{50s}$$

$$\tau_{d_{50ss}} = \tau^*{}_{c50}(\rho_s - \rho)gD_{50ss}$$

Dove $\tau^*{}_{c50}$ è il parametro critico adimensionale di Shields (che varia da 0,056 a 0,03) necessario a mobilitare i sedimenti di dimensioni medie, ρ_s e ρ sono rispettivamente il peso specifico dei sedimenti e del mezzo liquido, g è la forza di gravità (9,81 m/s^2) e D_{50s} e D_{50ss} rappresentano il diametro mediano della granulometria superficiale e sottosuperficiale.

Il parametro q* varia da 0 a 1. Valori prossimi a zero indicano situazioni in cui si ha un basso rifornimento di sedimenti e un buon strato corazzato in superficie, mentre valori prossimi a 1 indicano un alto valore di sedimenti nel letto, strato superficiale non corazzato (Barry et al., 2004)

1.5 L'IMPATTO ANTROPICO

La dinamica fluviale è una combinazione di cambiamenti naturali ed antropici che agiscono sulla struttura, la quota e la planimetria di un corso d'acqua, compromettendone la morfologia e favorendo la transizione da una tipologia ad un'altra per adattarsi alle nuove condizioni (Billi, 1995). L'azione dell'uomo nei sistemi fluviali ha la stessa intensità di quella della natura ed ha portato a nuove tendenze evolutive o all'accelerazione dei processi naturali.

I fiumi italiani sono stati influenzati da numerosi interventi umani nel passato fin dai tempi dei romani, e ciò ha causato dei significativi cambiamenti nella naturale tendenza evolutiva del sistema fluviale. In particolare l'attività antropica ha causato: l'incisione dell'alveo nell'ordine di 3-4 metri ma anche fino a 10 metri (Surian et al, 2009), il restringimento dell'alveo anche più del 50% (come nei fiumi Piave, Po, Brenta), il passaggio dalla tipologia braided a wandering (Surian e Rinaldi, 2003) e una diminuzione delle portate solide (Picco, 2010). Le principali attività antropiche che hanno causato questi effetti, particolarmente negli anni '50-'70 sono: l'estrazione di ghiaia, la costruzione di

dighe e di opere per la laminazione delle acque, le infrastrutture stradali, i cambiamenti d'uso del suolo, i rimboschimenti. In Italia l'attività imputata come principale causa del mutamento morfologico di molti fiumi è l'estrazione di ghiaia in alveo. In altre zone d'Europa invece, le cause principali di questi mutamenti sono l'eccesiva canalizzazione dei corsi d'acqua e la riforestazione dei corridoi fluviali (Comiti et al, 2010).

Tutti questi interventi provocano una diminuzione del trasporto solido con conseguente approfondimento del letto del fiume a causa dell'erosione verticale. Le conseguenze di questo processo implicano diversi problemi a livello di sicurezza, come l'instabilità delle sponde e lo scalzamento dei piloni dei ponti situati nell'alveo e di opere idrauliche, ma vengono limitate anche le capacità rimodellanti dei deflussi di piena: l'interferenza operata dall'uomo sulle morfodinamiche di piena, ha privato il sistema di un elemento fondamentale quale il carico solido (Turitto et al., 2008). Questi effetti cominciarono ad essere particolarmente evidenti già negli anni sessanta, e l'abbassamento del fondo non è imputabile solo all'attività estrattiva ma ad un'azione sinergica con gli invasi idroelettrici situati a monte che trattengono una rilevante quantità di materiale. Le dighe infatti, da un lato fanno diminuire i picchi e la durata delle piene, dall'altro riducono l'apporto di sedimento verso valle (Walling, 2000).

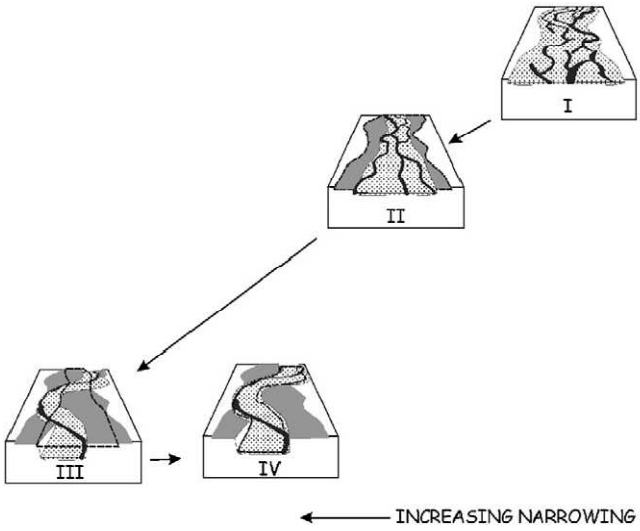

Figura 1.11: Modello di evoluzione dei canali per i gravel-bed river in Italia (da Comiti et al.,2010).

Bisogna considerare anche gli effetti negativi sull'ambiente: in primo luogo l'aumento delle superfici impermeabilizzate ed il fenomeno delle escavazioni hanno contribuito a modificare i rapporti tra falda e fiume, comportando una diminuzione dei livelli freatici.

I cambiamenti d'uso del suolo e l'urbanizzazione che si sono intensificati nel secondo dopoguerra in seguito allo sviluppo socio-economico del paese, hanno causato un cambiamento anche nell'intensità delle portate. L'impermeabilizzazione di molte aree, specialmente per l'agricoltura, ha comportato la diminuzione della capacità di infiltrazione del terreno e del tempo di corrivazione (tempo che impiega una goccia d'acqua, che si trova nel punto più lontano del bacino, per raggiungere la sezione di chiusura), e l'effetto è quello di aumentare l'intensità delle piene durante eventi piovosi (Picco, 2010).

L'intervento dell'uomo inoltre altera il funzionamento degli ecosistemi ripariali che ruotano intorno a questi corsi d'acqua, rompendo la connettività esistente tra il fiume e la piana circostante (che è divenuta anche più esigua) con opere di protezione dalle esondazioni e alterando la magnitudo e la variabilità dei deflussi. Infatti, sono proprio gli eventi di piena ad impedire l'omogeneizzazione del paesaggio grazie all'impatto dinamico che avviene sulle successioni forestali. La continua evoluzione della copertura vegetale rende ricco di nicchie ecologiche il sistema biologico. Nell'ultimo secolo la successione degli ecotipi ripariali è stata pesantemente modificata perché il naturale ringiovanimento degli ecosistemi non è avvenuto, causando una significativa perdita di biodiversità vegetale, animale e di paesaggio (Cabezas et al., 2009)

1.6 LA MODELLAZIONE NUMERICA MONODIMENSIONALE

Il moto della corrente nei corsi d'acqua è generalmente non stazionario (unsteady in anglosassone), ma talvolta le variazioni temporali sono talmente lente che può essere considerato permanente (steady). Il campo di moto è, in

generale, tridimensionale, ma in molti casi la componente verticale della velocità è decisamente trascurabile. Per i corsi d'acqua, la corrente si svolge secondo una direzione prevalente e sono valide le ipotesi delle correnti lineari.

Le schematizzazioni più usate sono:

- schema bidimensionale nel piano orizzontale**,** ottenuto mediando le grandezze sul tirante verticale;
- schema bidimensionale nel piano verticale**,** usato quando le caratteristiche del moto non variano nella direzione trasversale al piano;
- schema monodimensionale**,** usato per le correnti lineari, ottenuto mediando le grandezze sulla sezione trasversale al moto.

I modelli monodimensionali si applicano, quando la corrente si svolge secondo una direzione prevalente e presenta estensione trasversale limitata, come avviene per la maggior parte dei corsi d'acqua. Le grandezze medie in ogni sezione dipendono solo dalla coordinata longitudinale s e dal tempo t.

Gli schemi monodimensionali presentano dei limiti applicativi, quando si vogliano indagare campi di moto nei quali non siano individuabili a priori le direzioni del flusso, come ad esempio nel caso di corsi d'acqua con andamento sinuoso, di larghezza variabile e che presentano golene laterali o come nel caso di estuari aventi grande estensione trasversale. In tal caso occorre ricorrere a modelli bidimensionali nel piano orizzontale, ossia mediati sulla verticale, la cui applicazione richiede un notevole onere computazionale, oggi possibile per la disponibilità di potenti computer. E' necessaria una conoscenza dettagliata della geometria e della distribuzione spaziale dei parametri idraulici.

In casi particolari, come nel moto in curva, anche le schematizzazioni monodimensionale e bidimensionale sono insufficienti, poiché le correnti secondarie, che si sviluppano sul piano della sezione e si sovrappongono alla corrente principale, rendono il moto pienamente tridimensionale.

Per il presente studio è stato utilizzato il software HEC-RAS. HEC è l'acronimo di *Hydrologic Engineering Center,* un corpo di ingegneri appartenenti all'esercito americano istituito nel 1902 (l'US Corps of Engineers), che ha sviluppato questo software in risposta alle ricorrenti inondazioni e ad un crescente clamore sollevato dal popolo.

La versione utilizzata è *River Analysis System 4.1*, liberamente prelevata dal sito Internet http://www.hec.usace.army.mil/.

Il programma ha la capacità di determinare profili di correnti lineari in regime di corrente lenta, rapida e mista con sezioni di qualsiasi forma ed in presenza di manufatti idraulici, quali pile di ponti, botti a sifone, traverse con luci a sfioro libero e a battente. Si possono risolvere anche reti detritiche di canali nelle quali sono presenti nodi idraulici di confluenza o di derivazione.

1.7 OBBIETTIVI

Il fiume Brenta rientra nella categoria dei fiumi ghiaiosi alluvionali e rappresenta un tipico esempio di evoluzione morfologica condizionata dall'azione dell'uomo. Questo corso d'acqua pluricursale è stato in particolar modo influenzato dalle attività estrattive in alveo, nel suo percorso di pianura, e dalla costruzione di dighe nel suo bacino montano. Studi recenti (Surian et al., 2005; Surian e Cisotto, 2007) hanno messo in evidenza i processi di alterazione morfologica a cui è stato soggetto il fiume: l'incisione ed il restringimento dell'alveo rappresentano, a partire dagli anni '50, il principale problema di questo corso d'acqua. Tuttavia, come molti altri fiumi italiani, è stato rilevato negli ultimi decenni un cambiamento di tendenza.

Il presente studio si occupa infatti dell'evoluzione più recente del Brenta, proponendo un aggiornamento delle conoscenze fornite negli ultimi anni e ponendo particolare attenzione all'intervallo temporale compreso tra il 1997 ed il 2010. Al '97 infatti, risale una campagna di rilievi topografici su dodici sezioni storiche presenti nel tratto di studio considerato e in base alla quale verrà effettuato il confronto con l'attuale condizione del fiume sulla base dei rilievi compiuti nell'anno corrente. Verranno considerate anche le caratteristiche idrologiche del fiume, ponendo particolare attenzione all'andamento delle piene degli ultimi anni. Per quanto riguarda le caratteristiche sedimentologiche, verrà effettuata un'analisi sulla variazione della dimensione dei sedimenti del letto lungo la direzione di deflusso.

A supporto di questi dati è stato applicato un modello numerico monodimensionale (Hec-Ras) che tiene conto delle analisi sopra descritte.

Oltre ad analizzare il fiume Brenta, questo studio tratta anche delle caratteristiche di alcuni fiumi ghiaiosi naturali e antropizzati situati nel Sud dell'Argentina (Patagonia). Questi corsi d'acqua, differenti dal Brenta per regione climatica e regime idrologico, sono utili per comprendere la dinamica fluviale e le caratteristiche morfologiche di corsi d'acqua non influenzati dalla presenza dell'uomo. Particolare attenzione verrà posta sulla variabilità sedimentologica di alcuni elementi morfologici (riffle e pool) presenti in questi corsi d'acqua.

2 MATERIALI E METODI

2.1 INQUADRAMENTO AREE DI STUDIO

Il presente studio si occupa di due aree localizzate in ambienti molto diversi. Il principale soggetto di interesse per questo studio è il fiume Brenta, il cui tratto di studio si trova nel nord-est d'Italia, nella regione Veneto. I fiumi argentini invece sono ubicati nel Sud dell'Argentina, nella Patagonia centrale.

2.1.1 Il fiume Brenta

Il Brenta è un importante fiume italiano che scorre in Trentino - Alto Adige ed in Veneto. Il suo bacino idrografico ha un'estensione di 1567 km2, si sviluppa nella regione prealpina (Prealpi Venete) ed in quella dolomitica (Dolomiti Orientali), con quota più alta sul Cismon della Pala a 3,184m s.l.m. e sezione di chiusura situata presso Bassano del Grappa a 102m s.l.m. Il corso ha una lunghezza di 174 km, di cui 70 nell'area montana, dal lago di Caldonazzo (dove il fiume ha origine) a Bassano, e 104 nella pianura Veneta. La foce è situata a sud della Laguna di Venezia, nei pressi di Chioggia.

2.1.1.1 Caratteristiche idrografiche

Differenti affioramenti rocciosi caratterizzano il bacino del Brenta: nel tratto superiore si trovano rocce calcaree, dolomitiche, vulcaniche, granitiche e filladi, mentre nel tratto inferiore prevalgono rocce calcaree e dolomite (Surian e Cisotto, 2007). Le rocce che costituiscono il bacino montano sono formate per il 33,7% da rocce impermeabili e per il 66,3 da rocce permeabili o semipermeabili. Per quanto riguarda le precipitazioni, mediamente sul bacino del Brenta in un

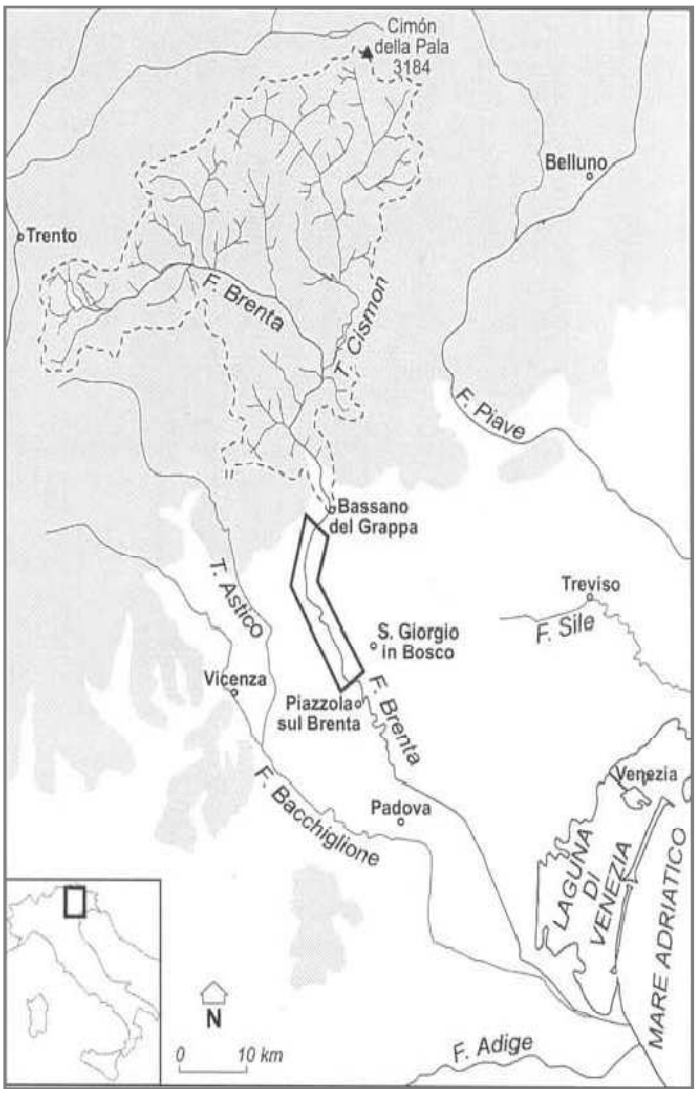

Figura 2.1: localizzazione del fiume Brenta e del tratto di studio (da Surian et al, 2005).

anno cadono 1300-1350 mm, con uno scarto tra annate siccitose e annate piovose di 900-1800 mm. In realtà questo valore medio rappresenta la pioggia "ragguagliata", cioè distribuita uniformemente su tutta la superficie del bacino (Rusconi e Nicifero, 2004).

I vasti depositi naturali di ghiaia nonché le falde detritiche presenti sul tratto della Valsugana (presso Borgo, Strigno, Levico) svolgono una rilevante funzione moderatrice delle precipitazioni, per cui il fiume generalmente ha portate modeste, ad eccezione dei periodi con precipitazione intense e prolungate. In assenza di piovosità, le portate di esaurimento raggiungono lentamente le condizioni di magra, poiché le sorgenti carsiche di fondovalle, ai piedi dei massicci calcarei, alimentano i corsi d'acqua per lungo tempo.

A valle della confluenza del torrente Cismon, il Brenta riceve in destra e in sinistra i contributi di sorgenti alimentate dalle piogge che cadono rispettivamente sull'Altopiano di Asiago (il cui bacino di appartenenza è quello dell'Astico-Bacchiglione) e sul massiccio del Grappa all'interno del bacino apparente del Muson dei Sassi (basso Brenta). Tale configurazione idrogeologica fa sì che l'area del bacino idrografico, delimitata dalle linee superficiali spartiacque, sia inferiore a quella reale. Quando invece le precipitazioni sono intense e prolungate, sia sul bacino del Brenta che in quelli contermini, le portate di piena divengono rilevanti (Rusconi e Nicifero, 2004).

In tutto il tratto di pianura il fiume è canalizzato e specialmente nel tratto inferiore, a sud di Padova, perde completamente i suoi caratteri naturali. Nel tratto da Bassano a Padova, gli argini laterali sono sufficientemente distanti tra loro da consentire una certa dinamica fluviale (mobilità laterale). Il tratto di studio che verrà preso in esame comprende una buona parte di quest'area, come verrà illustrato nel paragrafo successivo.

2.1.1.2 Il tratto di studio

Il tratto esaminato ha un'estensione di 23 Km ed è ubicato nella parte superiore nell'area di pianura, da Bassano del Grappa a S. Giorgio in Bosco. In questo tratto non ci sono affluenti ed il fiume è caratterizzato da un alveo ghiaioso piuttosto largo (alcune centinaia di metri) con una configurazione a canali intrecciati (*braided*). La pendenza media del tratto è dello 0,3% e la larghezza dell'alveo varia tra i 70 ed i 400 m (Surian, 2007).

Questo tratto è stato scelto in quanto sono presenti dodici sezioni topografiche per le quali si può disporre di un'ottima serie storica di dati. A partire dal 1932 sono stati effettuati 7 rilievi topografici: il primo realizzato dal Magistrato delle Acque, i successivi quattro (1966, 1970, 1973 e 1979) dal Consorzio di Bonifica Pedemontano Brenta di Cittadella, gli ultimi due rispettivamente dall'Università di Padova (1984) e da Scomazzon (1997), sempre in collaborazione con il Consorzio di Bonifica. Le sezioni sono numerate

in ordine crescente a partire dalla prima, subito a valle di Bassano del Grappa, fino alla 12, che si trova presso San Giorgio in Bosco.

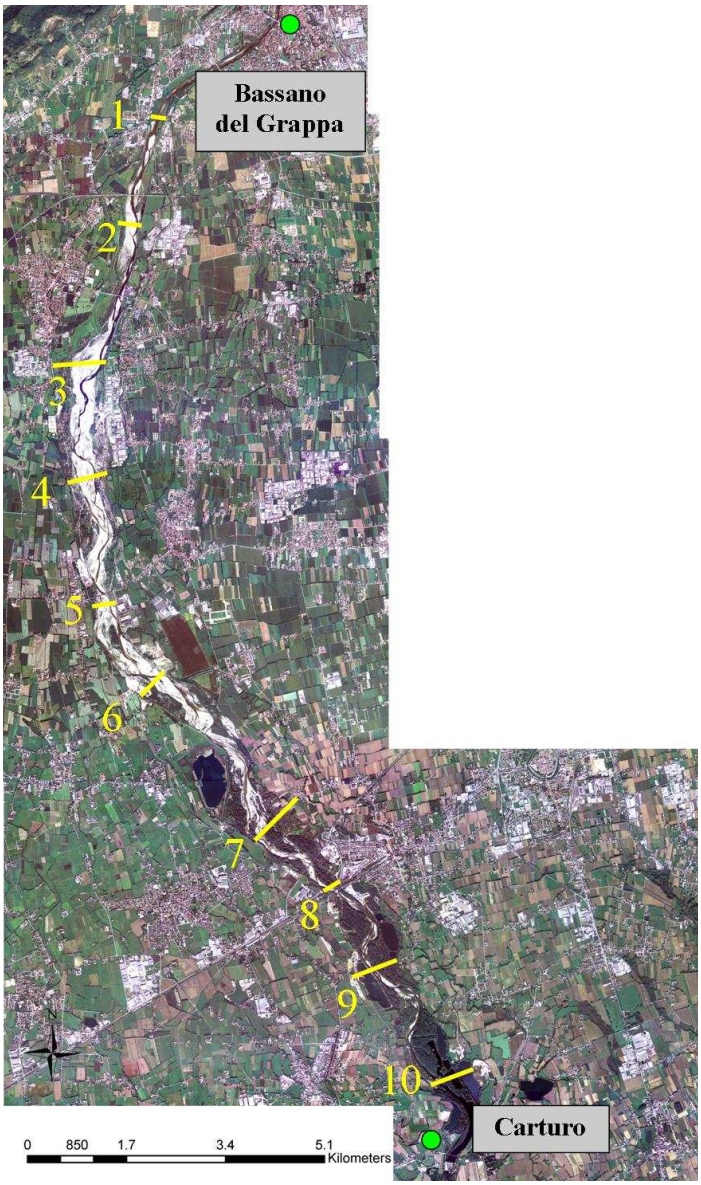

Figura 2.2: Immagine del tratto di studio con le 12 sezioni storiche (in rosso).

Grazie a questa serie storica è stato valutato il grado di abbassamento del fondo del letto nel corso degli anni e come questo è variato nel tempo. Tra il 1932 e il 1977 si è osservato un progressivo aumento dell'approfondimento dell'alveo da monte verso valle (Surian et al., 2005). Anche se in alcune sezioni si è manifestato un processo di aggradazione a partire dagli anni '70-'80, l'incisione è risultata sempre il processo predominante e di maggiore entità.

L'abbassamento del letto è variato da valori di 1-2 m nella sezione 2, a valori di 8-9 m nella sezione 11, per una media di 4-9 m. C'è da dire però che dove l'erosione ha raggiunto i valori massimi, il processo è stato sicuramente favorito da un disturbo locale, quale la presenza di una chiusa qualche centinaio di metri a monte della sezione 11. La sezione 1 è stata l'unica in cui non si è verificata l'incisione del letto (Surian e Cisotto, 2007).

Considerando un intervallo di tempo di 13 anni (tra il 1984 e il 1997) nella parte superiore del tratto di studio (dalla sezione 1 alla 6) l'erosione è stata il processo dominante, mentre nella parte inferiore (dalla sezione 7 alla 12) lo è stata la deposizione. I massimi processi di erosione e deposizione sono avvenuti rispettivamente tra le sezioni 2 e 3, con 1.000.000 m3 erosi, e tra le sezioni 6 e 7, con un volume di deposito di 362.000 m3. Il trasporto di sedimenti è molto spinto nei primi 6km del tratto, tra la sezione 1 e la 4, rimane relativamente costante tra la 4 e la 6 e poi diminuisce progressivamente fino ad essere nullo presso la sezione 11. Ciò evidenzia che l'erosione locale delle sponde è la principale fonte di materiale per il trasporto solido, in proporzione decisamente superiore al contributo che arriva da monte, e che questo materiale si deposita progressivamente a valle generando l'innalzamento del letto(Surian e Cisotto, 2007).

E' quindi possibile dividere l'evoluzione del tratto in esame in due fasi: la prima, conclusasi agli inizi degli anni '80, caratterizzata da una forte incisione (fino a 7-8 m) e da un marcato restringimento dell'alveo attivo (dell'ordine del 50%); la seconda, nell'ultimo ventennio, in cui si sono alternate incisione e aggradazione a cui è seguito l'allargamento dell'alveo (fino a 70 m) soprattutto nella parte superiore del tratto (Surian et al, 2005), processi favoriti dalla maggior disponibilità di sedimenti grazie alla riduzione delle escavazioni e all'erosione laterale.

Nel presente studio tuttavia non sono state considerate due sezioni: le sezioni 11 e 12 sono state escluse in quanto a monte della 11 si trova una chiusa e in quel tratto il fiume è estremamente canalizzato perdendo i suoi connotati naturali e divenendo meandriforme. Per uniformità di condizioni dunque lo studio ha riguardato solo il tratto compreso tra la sezione 1 e la 10

(Grantorto), tratto in cui le tipologie fluviali sono braided e wandering. La chiusa, situata presso Carturo è stata comunque rilevata per inserirla nella simulazione con il modello matematico.

2.1.1.3 L'impatto antropico

Gli interventi antropici che hanno o possono aver influenzato la dinamica fluviale sono stati realizzati nel Bacino del Brenta e lungo il corso d'acqua stesso nel corso dei secoli, ma soprattutto nel XX secolo. Il tracciato del fiume è stato modificato e rettificato fin dal XIV secolo, con numerosi interventi antropici, nel tentativo di ridurre la pericolosità delle piene, per regolare e convogliare le acque a scopi irrigui e per tenerle al di fuori della laguna di Venezia.

Già nel 1314 il Brenta venne collegato al Bacchiglione (un fiume di risorgiva che nasce nella pianura vicentina e riceve le acque dell'Astico) tramite il Canale Brentella e in tempi più recenti i due fiumi furono collegati ulteriormente tramite un complesso nodo idraulico nei pressi di Padova che li ha messi in comunicazione anche con le acque dell'Agno-Guà-Frassine. Presso la foce, in comune con il Bacchiglione, il Brenta riceve le acque del canale Gorzone ed è interconnesso con il fiume Adige tramite il canale di Valle (Zangheri et al., 2002).

Nel tratto in esame tra le azioni che possono aver condizionato maggiormente l'evoluzione morfologica del fiume si ricordano:

- l'escavazione di sedimenti in alveo;
- la costruzione di dighe;
- le sistemazioni idraulico-forestali e i cambiamenti d'uso del suolo.

L'estrazione dei sedimenti dall'alveo è stata particolarmente attiva lungo il tratto di studio dagli anni '50 agli anni '80, con un incremento dell'attività negli anni '60-'70.

I dati ufficiali parlano di 8,6 milioni di metri cubi di sedimento asportati dal letto del fiume tra il 1953 e il 1977, ma è evidente che il valore è sottostimato e

che il volume di ghiaia rimossa sia molto superiore (Surian e Cisotto, 2007). Negli anni settanta si stimava che il materiale estratto dal Brenta fosse pari a 4000m^3 al giorno, con valori che raggiunsero anche i 9000m^3 (Rusconi e Nicifero, 2004).

Per la generazione di energia idroelettrica sono state costruite sei dighe nel bacino idrografico. La prima, a Ponte Serra, sorse nel 1909 lungo il torrente Cismon (il principale affluente del Brenta) e ha una capacità d'invaso di circa 4 milioni di m^3 d'acqua. La più grande è la diga del Corlo, attiva dal 1954 e con una capacità di 42 milioni di m^3 d'acqua. Questa diga sottende un'area di 628 km^3, che è praticamente l'intero bacino del Cismon, ed è tuttora quella che esercita la maggior influenza.

Infine, le opere di sistemazione idraulico-forestale nel bacino montano risalgono soprattutto alla prima metà del XX secolo.

Figura 2.3: Immagine del fiume Brenta a valle di Bassano del Grappa.

Le conseguenze principali di queste attività sono riassumibili nella tendenza del fiume ad incidere il proprio corso, a causa della drastica riduzione del trasporto solido del fiume. Ciò ha avuto forti ripercussioni sul reticolo di irrigazione dell'alta pianura; nell'arco di pochi anni le prese da cui le acque del Brenta venivano convogliate nei canali irrigui hanno cominciato a trovarsi sospese sopra il livello medio del fiume, e hanno dovuto essere riposizionate per risultare efficaci. Ma l'aspetto più critico è costituito dalla tendenza all'erosione che è stata riscontrata al piede dei rilevati arginali e in corrispondenza delle fondazioni dei manufatti presenti nell'alveo, quali tralicci

dell'alta tensione e ponti. La situazione ha raggiunto toni drammatici con il crollo del ponte della strada statale Postumia a Fontaniva, avvenuto il 14 ottobre 1976 per scalzamento dei piloni a seguito della sottoescavazione attuata dalle acque correnti. E' stato proprio in seguito a questo incidente che le escavazioni sono state soggette ad una maggior regolamentazione, con una drastica diminuzione delle estrazioni in alveo a partire dagli anni ottanta (Mozzi et al., 2006).

Alcuni studi hanno dimostrato anche che fra il 1980 e il 1994 l'abbassamento medio del livello freatico nella pianura attraversata dal Brenta è stato di oltre 4-5 m (Rusconi e Nicifero, 2004). Negli ultimi 200 anni poi, la larghezza media dell'alveo ha subito una drastica riduzione, passando da 442 m agli inizi del'800 a 224 m nel 2003, tuttavia il massimo restringimento è stato osservato nel 1999,con una larghezza di 185 m (Surian e Cisotto 2007).Un altro aspetto da considerare è il minor apporto di sedimento alle spiagge, che in questo modo sono più soggette all'erosione.

2.1.2 I fiumi ghiaiosi argentini

Tutti i fiumi ghiaiosi analizzati si trovano nell'Argentina meridionale nella provincia del Chubut, che a Ovest confina con il Cile e a Nord con la provincia del Rio Negro. Si tratta di una delle più grandi delle 23 province che costituiscono il Paese, con una superficie di 224.683 Km^2. Il Chubut si trova nella Patagonia, costituita da una serie di aridi altipiani che discendono dalle Ande in direzione delle aspre scogliere della costa atlantica.

Figura 2.4: La provincia del Chubut, nella parte meridionale dell'Argentina, Patagonia.

Figura 2.5: Particolare: la provincia del Chubut

A est delle Ande sudamericane esistono due ambienti geomorfologici marcatamente differenti: la Patagonia andina, ubicata nella parte orientale della cordigliera, e la Patagonia extra-andina situata più a est e che comprende la regione fitogeografica denominata *estepa* patagonica (Del Valle et al., 2007). Le condizioni climatiche e la vegetazione cambiano notevolmente a seconda della vicinanza alle montagne. Le precipitazioni provenenti dall'Oceano Pacifico sono intercettate per gran parte dalla Cordigliera andina per cui il tasso di umidità nella parte occidentale del Chubut è piuttosto elevato, con precipitazioni medie annue dell'ordine di 1000-3000 mm.

Il clima è piuttosto temperato, e questo giustifica l' abbondanza di foreste di latifoglie e conifere, laghi e vegetazione rigogliosa. Proseguendo verso est, invece, l'umidità diminuisce progressivamente facendo spazio ad un clima secco e arido, con precipitazioni medie annue di circa 200 mm (ma anche fino a 100 mm!). In questa parte del Chubut, fino all'Oceano Atlantico, il paesaggio è costituito dalla steppa patagonica (meseta), costituita per lo più da arbusti ed erbe, dal susseguirsi di aride piane e colline e caratterizzata dalla costante presenza di vento. Le uniche specie arboree presenti si trovano in prossimità dei corsi d'acqua e sono alloctone, piantate per consolidare le sponde dei fiumi.

Quasi tutti i fiumi analizzati sono ubicati nel nord-ovest della provincia, alcuni nella tipica steppa patagonica, altri più a ovest nella zona di influenza delle Cordigliera. Solo il Rio Mayo si trova a sud-ovest della provincia. I tratti fluviali esaminati sono stati scelti preventivamente da foto aree, prediligendo tratti rettilinei di corsi d'acqua alluvionali dove analizzare le sequenze di riffle e pool. Tutti i rilievi infatti, sono stati eseguiti presso sezioni trasversali in corrispondenza di questi elementi fluviali; generalmente per ogni fiume sono stati considerati tre riffle e due pool.

Trattandosi dei primi studi al riguardo di questi corsi d'acqua, le informazioni di base disponibili sono molto scarse ed in alcuni casi inesistenti, perciò si farà riferimento alle conoscenze acquisite durante i rilievi di campo . Alcuni dei dati idrologici a cui si farà riferimento nei paragrafi successivi sono stati reperiti nel sito dell'SSRH (SubSecretarìa de Recursos Hidricos -Sistema Nacional de Informacìon Hidrica).

2.1.2.1 Rio Chubut

Il Bacino del Rio Chubut nasce nella provincia del Rio Negro (Alto Chubut) e attraversa la provincia del Chubut da ovest a est, prima di gettarsi nell'Oceano Atlantico. Dopo che il fiume Alto Chubut riceve le acque del fiume Maiten e Portezuelo, il corso d'acqua viene denominato solamente Chubut.

Il bacino copre una un superficie di 53.234 Km_2. Le portate dipendono dalle precipitazioni che cadono sulle sorgenti a monte e dunque le piene ricadono principalmente durante l'autunno e l'inverno (da aprile a ottobre). Il fiume può essere suddiviso in tre parti: il corso superiore si estende dalle sorgenti alla confluenza con il rio Gualjaina; il corso medio parte a valle del punto di confluenza e si estende lungo la meseta patagonica fino alla diga Fiorentino Amenigo; il corso inferiore sfocia nella bahia Engano. La diga Fiorentino Amenigo, attiva dal 1968, ha una capacità di invaso di 1800 hm_3 ed il valore al modulo del Chubut in questo punto è di 40 m_3/s . La presenza di quest'opera ha

sicuramente influenzato il regime idrologico del fiume nel tratto più a valle del corso.

Il tratto analizzato si trova in prossimità della località El Maiten, dove è presente anche la stazione idrometrica, dunque nella parte terminale del tratto superiore. Si trova nella steppa, ma è molto vicino alla fascia climatica più temperata. La portata al modulo in questo punto è di 19,8 m^3/s.

Figura 2.6: Particolare del tratto di studio nel fiume Chubut.

Il tratto scelto dalle foto aree in realtà si è presentato ben diverso da come prospettato: lungo le sponde erano stati fatti alcuni scavi ed erano ben riconoscibili gli accumuli di materiale rilasciato sul posto. Le sezioni dunque sono state fatte in tratto un po' più a valle, dove sembrava non esserci stato intervento antropico.

2.1.2.2 Rio Alto Chubut

Il fiume Alto Chubut nasce nel monte Carreras (2000m s.l.m.), nella provincia del Rio Negro. Scorre con orientamento nord-sud lungo una valle profonda per circa 130 Km immettendosi nella regione del Chubut e ricevendo da entrambe i lati le acque dei corsi che discendono dalle montagne.

Nel tratto analizzato era da poco passata una piena straordinaria, e lo strato corazzato costituito da ghiaia e sabbia era stato completamente rimosso scoprendo i grossi massi di origine glaciale. Lungo le sponde era ancora possibile vedere il livello della bankfull, mentre in corrispondenza di una curva

la sponda era stata erosa profondamente. Perciò sono state effettuate solamente tre sezioni trasversali (due riffle e una pool).

Figura 2.7: Tratto di studio del fiume Alto Chubut con erosione della sponda in prossimità della curva(a sinistra).

Figura 2.8: particolare del sedimento: i grossi massi scoperti dalla piena e deposito sotto la sponda (origine glaciale).

2.1.2.3 Rio Gualjaina

E' uno degli affluenti del fiume Chubut e dà il nome alla località Gualjaina. Si tratta di un fiume monocursale che si trova nell'area climatologica arida della steppa, in certi punti con sponde piuttosto coesive e alte che tendono ad essere erose al piede. In realtà questo fiume non è altro che la parte terminale del fiume Tecka, che dopo aver ricevuto le acque di alcuni corsi permanenti viene denominato Gualjaina. Il Gualjaina scorre su una valle piuttosto ampia lungo un percorso di circa 150 km in direzione nord-nordest fino a immettersi nella destra idrografica del Chubut. Dalla sua sinistra idrografica invece, il Gualjaina riceve le acque del suo affluente, l'arroyo Lepa.

La portata al modulo in questo tratto è di 14,5 m^3/s . Valutando le portate medie mensili, il rio Gualjaina, come Chubut e Alto Chubut, presenta i massimi valori nel mese di ottobre (fine inverno) e i minimi nel mese di marzo (fine estate).

2.1.2.4 *Arroyo Lepa*

Questo piccolo corso d'acqua nasce nella prateria del Leòn, tra i promontori di Leleque ed Esquel. Dopo aver ricevuto le acque del torrente della Madera nella sua destra idrografica, scorre per un breve tratto in direzione sudest, poi devia solo verso est, fino ad immettersi nel Gualjaina. Nell'ultimo tratto riceve anche le acque del torrente Montoso.

Il Lepa è detto "arroyo", che significa ruscello, perché presenta portate molto basse, con valori modali di 6,4 m^3/s. Negli ultimi anni ha cambiato percorso, lasciando in alcuni punti del tratto di studio dei canali di morta.

Figura 2.9: Arroyo Lepa.

2.1.2.5 *Rio Epuyen*

Il rio Epuyen ha un'origine piuttosto singolare: nasce come propaggine del lago Epuyen, prosegue in direzione nordovest e scende in direzione sudovest fino a sfociare in un altro specchio d'acqua, il lago Puelo. L'unico apporto di sedimento dunque proviene dall'affluente che si immette nella destra idrografica del fiume.

Il fiume scorre su una gola morenica in una valle di origine glaciale che si trova 200 m più in basso rispetto alla circostante steppa patagonica. La valle ha morfologia tipicamente glaciale, con sedimenti e grossi massi lungo il percorso trasportati dai ghiacci, e con una netta fascia collinare che delimita il confine dell'antico ghiacciaio. Questo corso d'acqua si trova nella zona di influenza delle

Ande, quindi è circondata da boschi e molta vegetazione; tipica sulle sponde la presenza di un'alga rossa filamentosa che le consolida formando una sorta di tessuto resistente all'erosione.

2.1.2.6 Rio Azul

Questo fiume nasce nella provincia del Rio Negro, le sue sorgenti drenano le acque provenienti dal ghiacciaio Hielo Azul e riceve anche le acque di altri tributari che discendono dal monte Cigarro, situato a ovest del confine internazionale con il Cile. Nel primo tratto riceve dalla sinistra idrografica le acque del Canadòn del Rayado, poi entra in una profonda valle di origine glaciale delimitata da alte pareti rocciose con orientamento ovest-est, denominata Cajòn de Azul. Il suo percorso continua in questa direzione ricevendo da sinistra le acque del fiume Encanto Blanco, per poi proseguire bruscamente verso sud ed entrare nel territorio del Parque Nacional Lago Puelo, nel Chubut. Segue un percorso a ovest della località El Bolson, dove è stato scelto il tratto di studio, fino a sfociare nella parte settentrionale del lago Puelo. Nelle vicinanze della foce riceve dalla sinistra le acque del suo affluente principale, il fiume Quemquemtreu.

2.1.2.7 Rio Quemquemtreu

Il fiume Quemquemtreu si forma grazie alla confluenza del torrente Ternero e del torrente Los Repollos, che hanno origine nelle montagne del Cordòn Serrucho, e del torrente Del Medio. A partire da quest'ultima confluenza il Quemquemtreu spassa attraverso la località Mallìn Ahogado, poi scorre lungo una valle con orientamento nord-sud, parallela a quella del rio Azul e adiacente alla città di El Bolson, fino ad immettersi in esso.

2.1.2.8 *Rio Carrileufù*

Anche questo corso d'acqua nasce come propaggine orientale di un lago di origine glaciale, il lago Cholilla, in una valle situata nel dipartimento del Cushamen. Prosegue con direzione sud-est e poi sud-ovest, con andamento meandriforme, fino a sfociare nel lago Rivadavia, che fa parte del Parco Nazionale Los Alerces. E' ubicato in una regione abbastanza boscosa, dove prevale la specie arborea protetta all'interno del parco, l'Alerce appunto (*Fitzroya cupressoides*), il nome infatti vuol dire fiume verde (da "leufu"-fiume, "carrì"-verde).

Figura 2.10: il rio Carrileufù.

Figura 2.11: Particolare del tratto di studio.

2.1.2.9 *Rio Coihue*

La denominazione di questo fiume deriva dal nome di una specie arborea molto frequente delle zone temperate del Sud America, il *Nothofagus dombeyi*, chiamato in volgare appunto Coihue. Si tratta di un piccolo fiume ai confini con il Parco Nazionale Los Alerces, che si trova nella fascia climatologica temperata.

Nel tratto preso in esame erano stati movimentati dei sedimenti e lungo le sponde erano ancora visibili i cumuli di materiale inerte. Anche in alveo, in corrispondenza di questi cumuli, erano evidenti delle zone più profonde.

Figura 2.12: Immagine del Rio Cohihues.

2.1.2.10 Rio Mayo

Questo corso d'acqua si trova nella parte meridionale della provincia del Chubut, verso il confine con il Cile. Il paesaggio circostante al rio Mayo è costituito dalla steppa a diversi livelli, con tratti di vero e proprio deserto, e da una valle che presenta un'ampia incisione.

Il tratto di studio si trova nei pressi della città omonima. A causa della presenza di cumuli di materiale inerte e di una discarica a cielo aperto di materiali edilizi in prossimità dell'alveo, lo studio è stato eseguito più a monte, dove il fiume non sembrava aver subito troppe modificazioni antropiche.

2.2 I DATI IDROLOGICI

2.2.1 Il Brenta

Studi passati (Surian e Cisotto, 2007) hanno già investigato sul possibile effetto della costruzione della diga del Corlo sul regime dei deflussi del fiume Brenta. Considerando due periodi, pre-diga (1924-1953) e post-diga (1954-1996), la serie di dati ha evidenziato solo poche differenze: i bassi deflussi sono stati leggermente più frequenti nel periodo pre-diga, mentre gli alti deflussi sono risultati più frequenti nel periodo post-diga. Più che di effetti

sull'andamento dei deflussi, l'impatto è stato molto più importante sul regime dei sedimenti.

L'analisi che seguirà dunque prenderà in considerazione l'intera serie storica di dati attualmente disponibile, effettuando ulteriori confronti tra i due periodi con aggiornamenti fino a febbraio 2010 (anno idrologico 2009) e focalizzando l'attenzione sugli eventi di piena degli ultimi decenni.

2.2.1.1 Acquisizione dei dati

I valori di portata necessari per effettuare l'analisi idrologica sono stati ricavati da diverse fonti e per diversi periodi.

- 1924-1996: serie di dati storici di portata media giornaliera misurati nella stazione idrometrica di Barziza (Bassano del Grappa), che si trova a circa 5 km a monte dell'area di studio (annali idrologici).
- 1/1/2002-7/9/2009: dati forniti dall'ARPAV di Belluno. Valori del livello idrometrico giornaliero (medio e massimo).
- 1/1/1984-14/10/2009: dati dell'ARPAV di Belluno di livello idrometrico medio giornaliero.
- 15/10/2009-28/02/2010: valori di portata giornalieri forniti dall'ARPAV misurati ogni 30 minuti.

I dati degli annali sono stati scannerizzati, controllati, corretti manualmente e predisposti in un file Excel per le successive elaborazioni statistiche.

Per il periodo 2004-2009 sono stati ritenuti validi i valori di portata calcolati dall'ARPAV con una scala delle portate (rapporto H-Q) con un elevato valore del coefficiente di correlazione (r2= 0.998) e la stessa relazione è stata utilizzata per calcolare i valori di portata del periodo 1997-2004.

Dai dati orari di portata è stata ottenuto il valore medio di portata giornaliera facendo una semplice media, fino a febbraio 2010.

Durante la sistemazione dei dati sono stati notati alcuni "buchi". Nel caso in cui mancavano i valori di portata di interi anni, questi non sono stati considerati (1942-'46, anni idrologici; 1967-'68, anno solare; 1985, anno solare). Dove

invece mancavano solo poche informazioni, è stata effettuata un'interpolazione dei dati mancanti con i valori estremi del periodo in questione.

E' stata così ottenuta una serie cronologica delle portate dal 1924 al 2010.

Per effettuare l'analisi idrologica sono stati considerati gli anni idrologici completi. Nel bacino del fiume Brenta l'anno idrologico è compreso tra il 1 marzo e il 28 febbraio dell'anno successivo.

Figura 2.13: Collocazione della stazione idrometrica di Barziza

2.2.1.2 Completamento e ricostruzione della serie storica dei dati

I due grafici sottostanti rappresentano le scale delle portate, che mettono in relazione il livello idrometrico con la portata osservati. Nel grafico 1 è rappresentata la scala delle portate utilizzata dall'ARPAV per i valori di livello e portata del periodo 2004-2009. Nel grafico 2 invece sono stati messi in relazione i valori di portata provenienti dagli annali idrologici con i livelli misurati dall'ARPAV nel periodo 1984-1996. Nel secondo caso si osserva una maggiore dispersione dei punti e, rispetto alla precedente, la scala calcolata fornisce valori maggiori di portata per elevati valori di livello idrometrico. Dunque si è scelto di utilizzare la scala delle portate fornita dall'ARPAV per calcolare i valori di portata nel periodo 1997-2004 a partire dai valori di livello.

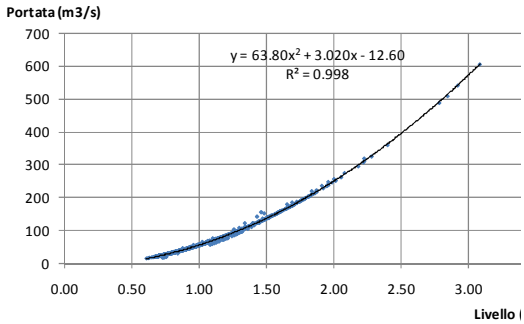

Grafico 2.1: scala delle portate utilizzata dall'ARPAV per il periodo 2004-2009.

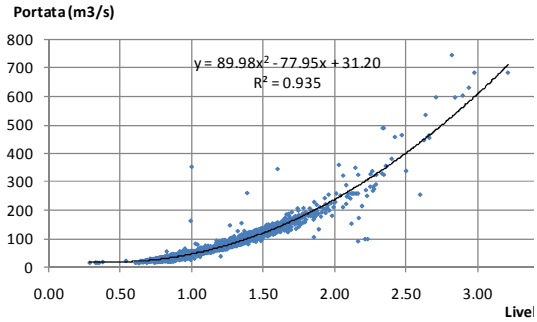

Grafico 2.2: scala delle portate per il periodo1997-2004 con i valori di portata presi dagli annali idrologici e i valori di livello dai dati forniti dall'ARPAV.

2.2.1.3 Tipo di analisi

- **Distribuzione annuale delle portate**: a partire dalla serie di dati sono stati predisposti dei grafici di portata media mensile nei tre periodi considerati nell'analisi.

- **Curva di durata**: consente di stabilire per quanti giorni, nel periodo considerato, una certa portata sia stata eguagliata o superata, dunque fornisce un'idea sul regime idrografico che caratterizza un corso d'acqua. Il valore minimo della portata, ossia quello che si ha per 365 giorni l'anno, è detto portata permanente. Se la curva discende molto rapidamente dal valore massimo a quello minimo l'alveo è caratterizzato da piene rapide e periodi di magra molto lunghi, mentre se i valori decrescono gradualmente il regime idrografico è molto più regolare. Sono state confrontate le curve dei tre periodi, considerando gli anni idrologici: 1924-1953, 1954-2009 e 1924-2009. Dopo il completamento della serie storica sono risultati disponibili 24 anni per il primo periodo e 47 per il secondo. La portata al modulo è data dalla media di tutti i valori di portata media giornaliera.

- **Analisi degli eventi di piena(1)** : sono stati considerati 25 eventi di piena per il periodo 1924-1953 e 52 per il periodo 1954-2009, per un

totale di 77 dati. E' stata applicata la funzione di distribuzione di probabilità di Gumbel (metodo dei momenti e dei minimi quadrati) per i periodi 1924-1953 e 1954-2009, mentre è stato applicata la funzione di Log Pearson Type III al periodo 1924-1953. La scelta della funzione più adatta è stata eseguita applicando il Test di Kolmogorov-Smirnov, test non parametrico che verifica la distribuzione delle funzioni campionarie. Adottando un livello di confidenza del 90% sono stati quindi calcolati i valori di piena associati al tempo di ritorno ed i limiti di confidenza.

- **Analisi degli eventi di piena (2)**: per il periodo 1990-2009 è stata effettuata un'analisi degli eventi di piena massimi per ogni anno solare, mettendo in evidenza i valori al picco e i periodi in cui questi si sono verificati. Inoltre è stato contato il numero di picchi di piena che hanno superato il valore minimo di portata massima e la portata al bankfull con tempo di ritorno di1,5 anni (Q = 350 m^3). Per l'intera serie di dati (1924-2010) è stato predisposto un grafico che mette in relazione le portate massime annuali con i valori di portate significative, ovvero quelle con tempo di ritorno di 100, 50 e 10 anni, la bankfull e la piena del 2002. In questo modo si è messo in evidenza ogni volta che un certo valore di portata è stato superato.

2.2.2 I fiumi argentini

E' stata utilizzata la serie di dati fornita da Kaless G., contenente i valori di portata media giornaliera. Il periodo di dati considerato varia a seconda della disponibilità fornita dalla stazione di misura. Così per ogni fiume sono stati considerati i seguenti periodi:

- 1957-2007: Rio Carrileufù, stazione di Cholila;
- 1956-2007: Rio QuemQuemtreu;
- 1970-2007: Rio Azul;

- 1943-2007: Rio Chubut, stazione di El Maiten;
- 1951-2007: Rio Epuyen, stazione di La Angostura;
- 1956-2005: Rio Gualjaina, stazione di Gualjaina;
- 1956-2005: Arroyo Lepa, stazione di Gualjaina;
- 1956-2005: Rio Coihue, stazione del Parco National Los Altares;
- 1967-2007: Rio Alto Chubut, stazione di Nacimiento.
- 1950-2009: Rio Mayo.

Per ogni fiume è stata calcolata la curva di durata a partire dai valori di portata media giornaliera e tutte le curve sono state unite in un unico grafico riassuntivo per fare un confronto sui diversi regimi idrologici.

2.3 I RILIEVI SEDIMENTOLOGICI

La caratterizzazione del materiale costituente il letto di un torrente richiede la conoscenza della distribuzione granulometrica dei sedimenti. Essa è indispensabile per:

- determinare la scabrezza idraulica di un corso d'acqua;
- calcolare i parametri idraulici di soglia (portata liquida, velocità media della corrente...)in corrispondenza dei quali ha inizio il trasporto solido di fondo;
- valutare la capacità di trasporto solido di fondo del corso d'acqua;
- studiare la morfologia fluviale;
- effettuare valutazione sugli effetti a scala di bacino derivanti da cambiamenti dell'uso del suolo, vegetazionali, ecc..;

Per caratterizzare una miscela di particelle di sedimento sono necessari metodi statistici, in quanto l'analisi granulometrica riguarda solamente un campione della totalità dei sedimenti. Questo tipo di analisi è suddivisa in 4 fasi principali: prelievo e analisi del campione di sedimento; determinazione delle frequenze relative e cumulate; calcolo dei diametri caratteristici (diametro medio, percentili); calcolo dei parametri della distribuzione.

Essendo i sedimenti dello strato superficiale più grossolani di quelli del sottostrato, in base al grado di corazzamento del letto, i due strati sono stati

identificati e campionati separatamente mediante due tecniche differenti ma che sono le stesse sia per il fiume Brenta che per i corsi d'acqua argentini.

Per il Brenta è stato effettuato un rilievo granulometrico per ogni sezione storica, ed è stato considerato anche un sottotratto a valle della sezione 2, dove i prelievi hanno riguardato 5 unità morfologiche (tre riflle e due pool). Quest'ultima indagine è stata effettuata per poter fare un confronto con i fiumi della Patagonia, dove i rilievi hanno riguardato solo le unità morfologiche di brevi tratti.

2.3.1 Campionamento superficiale

Per ogni sezione storica è stato effettuato un rilievo della granulometria superficiale. Il rilievo ha riguardato le barre laterali presenti nei pressi delle sezioni o che fossero il più vicino possibile alla sezione storica considerata.

Figura 2.14: Piastra forata

Per stimare la granulometria è stato applicato il metodo numerale con campionamento parziale, attraverso cui si determina la relazione tra il diametro e la frequenza contando il numero di particelle appartenenti ad una certa classe diametrica. La selezione dei clasti è avvenuta seguendo il campionamento in linea (*transect-line*), cioè seguendo una linea avente direzione preferenziale perpendicolare al flusso della corrente. E' stata quindi utilizzata una cordella metrica ed è stato misurato il diametro dei sedimenti ad intervalli regolari di circa 50cm, prelevando ogni clasto posto sotto la cordella in corrispondenza di ogni intervallo. Quest'unità spaziale di riferimento variava a seconda del diametro dei massi più grossi presenti nel luogo di misura, in modo da evitare doppi conteggi. Per ogni sezione sono state misurate circa 200 particelle. Gli strumenti di misura impiegati sono:

- la piastra forata (figura 2.14) con fori ad intervalli di 0.5 phi (da 2mm a181 mm)
- il cavalletto dendrometrico per clasti con diametro superiore a 181mm, misurando il diametro medio “b”
- la cordella metrica

2.3.2 Campionamento sottosuperficiale

In questo caso per la stima analitica della granulometria si è utilizzato il metodo ponderale, che prevede il prelievo nell’alveo di una quantità di materiale sufficientemente rappresentativa della gamma granulometrica costituente il letto. In corrispondenza delle barre dove si è effettuato il rilievo granulometrico superficiale è stato effettuato uno scavo di 1mx1m rimuovendo lo strato corazzato, ovvero uno spessore significativo di materiale corrispondente alla misura dell’asse più corto del diametro più grande presente sulla superficie. Il materiale sottostante è stato prelevato e posto su un telo per essere pesato. Per ogni sezione storica è stato analizzato un campione di sedimento sottosuperficiale di circa 100-150 kg. I clasti con diametro maggiore a 32 mm sono stati divisi in classi e ciascuna classe è stata pesata sul campo con una stadera. La stadera è una bilancia a bracci disuguali, il più corto dei quali porta un piatto sul quale viene posato il carico da pesare; sull'altro braccio, notevolmente lungo è incisa la graduazione in chilogrammi e sottomultipli, su cui scorre un peso, detto romano. La posizione di equilibrio fa da indice per la lettura del peso del carico.

La restante parte del campione con diametro minore ai 32 mm è stata suddivisa ulteriormente: circa 25 kg di sedimento (corrispondenti ad ¼ del campione con D<32mm) sono stati messi da parte per essere analizzati in laboratorio, il resto è stato pesato senza distinzione di classe e lasciato in campo.

Il laboratorio ogni campione è stato lasciato in stufa per 24 ore ad una temperatura di 180°. Successivamente è stato inserito all’interno di un sistema

di setacci a maglie quadrate che ha vagliato i sedimenti in classi di 0.5 phi fino a 0.063mm (sabbia finissima). Si è proceduto poi con la pesatura del sedimento trattenuto da ciascun setaccio con bilancia elettronica con precisione al mg.

2.4 I RILIEVI TOPOGRAFICI

I rilievi topografici con GPS delle sezioni trasversali sono stati effettuati sia sul Brenta che in Argentina. Tuttavia il rilievo dei fiumi argentini è stato affiancato anche dal livello, in quanto la presenza di vegetazione lungo le sponde spesso ha intralciato il ricevimento del segnale satellitare e reso impossibile l'uso del GPS.

In questo studio verranno presi in considerazione solamente i rilievi del fiume Brenta, in quanto indispensabili per l'applicazione del modello HEC-RAS, mentre saranno occultate le sezioni trasversali dei fiumi argentini. Le sezioni storiche rilevate con il GPS vanno dalla 1 alla 10, mentre per quanto riguarda la stazione idrometrica di Barziza, a valle di Bassano del Grappa, sono stati utilizzati i dati di un rilievo effettuato dall'ARPAV nel 2006 per una relazione sulla scala di deflusso. La sezione di Barziza è stata utilizzata solo nell'applicazione del modello Hec-Ras.

2.4.1 Il GPS

2.4.1.1 Funzionamento base

GPS è l'acronimo di Global Positioning System: una tecnologia principalmente utilizzata per la geolocalizzazione, ovvero per determinare la propria posizione sulla superficie terrestre.

Il sistema di GPS più noto ed utilizzato è quello americano che si chiama NAVSTAR (quello che comunemente viene chiamato GPS); ne esistono comunque altri, come il GLONASS russo, il BEIDOU cinese ed il GALILEO europeo

(quest'ultimo è ancora in fase di realizzazione). Dal punto di vista dell'utente, il sistema è costituito da due elementi: la costellazione dei satelliti ed il ricevitore GPS.

I satelliti GPS sono collocati in orbita intorno al nostro pianeta, ad un'altezza di circa 20000 Km rispetto alla superficie terrestre, quindi su un'orbita non geostazionaria. Questo vuole dire che se da terra potessimo osservare ad occhio nudo un qualunque satellite lo vedremmo "muovere" lungo la sua orbita ed effettuare ogni giorno due interi giri intorno alla terra. Al contrario, un satellite geostazionario ha come caratteristica quella di apparire "fermo" rispetto alla superficie terrestre. La costellazione è formata da numerosi satelliti collocati in modo tale da garantire in qualunque ora della giornata ed in qualunque luogo della terra la ricezione di almeno 4 satelliti.

L'orbita di ciascun satellite (e quindi la sua posizione nello spazio) è nota e calcolabile utilizzando alcuni parametri caratteristici chiamati effemeridi. Sapendo esattamente dove si trovano i satelliti possiamo determinare con esattezza la nostra posizione, a patto di conoscere a che distanza ci troviamo da ogni satellite ricevuto.

Il principio di funzionamento del GPS è basato sul metodo della triangolazione, utilizzato in topografia e geodasia e in topografia per la determinazione di punti notevoli. Ci sono quattro incognite da risolvere: latitudine (x), longitudine (y), quota (z) e tempo (t), per questo sono necessari almeno quattro satelliti. La determinazione di un punto si basa sulla misura del tempo di percorrenza dei segnali emessi da più satelliti verso il ricevitore. Si tratta cioè di calcolare le distanze tra il ricevitore ed almeno quattro satelliti correttamente posizionati al fine di effettuare un rilevamento spaziale (intersezione di quattro sfere di raggio Ri) che fornirà all'utilizzatore la sua posizione e l'ora della determinazione.

$$Ri = c * \Delta T$$

c = velocità della luce (c = 300*10^6 m/s)

ΔT= tempo impiegato dal segnale satellitare per giungere al ricevitore

Un punto nello spazio è individuato da tre coordinate. E' necessario, quindi, impostare un sistema di tre equazioni in tre incognite, dove le equazioni descrivono la posizione del satellite, mentre le incognite rappresentano le coordinate x, y, z da rilevare (Borgarelli, 2008).

Per quanto riguarda il parametro tempo, a bordo di ogni satellite è installato un orologio molto preciso (solitamente si tratta di un orologio atomico al rubidio, che rappresenta un buon compromesso tra precisione/volume/peso) ed una volta al secondo, ogni satellite trasmette via radio l'ora esatta. Per un principio fisico, le onde radio non si trasmettono istantaneamente, quindi il segnale orario arriverà al ricevitore GPS con un certo ritardo. Misurando con un orologio questo ritardo e sapendo a che velocità viaggia un segnale radio possiamo calcolare quanta strada ha percorso, e quindi la nostra distanza da ogni singolo satellite (Ri). Questa rappresenta la quarta incognita del sistema di equazioni per determinare il punto P0 che avrà, quindi, coordinate x, y, z e t.

Il ricevitore GPS è dunque, semplicemente, l'insieme di tre componenti:

- una radio ricevente per ricevere i segnali orari generati dai vari satelliti
- un orologio/cronometro per misurare con quanto ritardo ci arrivano i segnali orari ricevuti
- una complessa calcolatrice in grado, una volta al secondo, di effettuare l'insieme dei calcoli necessari a ricavare la nostra posizione corrente.

2.4.1.2 Il GPS differenziale

Si tratta di una tecnica che consente di ovviare alla degradazione dei segnali satellitari. Nella determinazione delle coordinate intervengono infatti vari tipi di limitazioni geometriche, fisiche e tecnologiche che introducono diversi tipi di errore. Si ha a che fare con errori sui parametri orbitali (effemeridi), errori di propagazione del segnale nell'atmosfera (rifrazioni dovute all'umidità e alle particelle cariche elettricamente che compongono l'atmosfera), errori del ricevitore (perché l'orologio del ricevitore è meno preciso di quello satellitare)

ed errori di degradazione volontaria provocata dal Dipartimento della Difesa statunitense (il cosiddetto *Selective Availability*) per consentire l'impiego del Global Positioning System ad usi civili.

Il metodo differenziale richiede l'uso di almeno 2 ricevitori GPS: una stazione fissa di riferimento (*reference)* posta in un punto noto ed una stazione mobile (*rover*). La stazione fissa riceve lo stesso segnale della stazione mobile ma, invece di utilizzare il segnale del tempo per calcolare la posizione, utilizza la conoscenza della sua posizione per calcolare l'errore nel tempo. Calcola quale dovrebbe essere il ritardo del segnale e lo confronta con quello del segnale ricevuto. La differenza costituisce il fattore di correzione per gli errori sistematici che la stazione trasmette al ricevitore (Borgarelli, 2008).

Nel caso del fiume Brenta la stazione fissa è stata lasciata in uno spazio aperto nei pressi della sezione da rilevare, e si è proseguito nella ricerca dei cippi in cemento che identificano la posizione della sezione storica. Una volta trovato il primo cippo, con la stazione mobile si è proseguiti verso la sponda opposta seguendo i punti di coordinate note che portavano all'altro cippo, dunque seguendo una linea retta immaginaria segnata dallo strumento.

2.4.1.3 Elaborazione dei dati

Una volta scaricati i dati sul computer, si è provveduto a cambiare i sistemi di coordinate tramite il software Traspunto, scaricabile gratuitamente dal web.

I dati poi, sono stati predisposti in un file Excell ed affiancati ai rilievi effettuati nel 1997 per mettere a confronto tutte le sezioni e verificare il grado di incisione o aggradamento verificatosi nell'arco degli ultimi 12 anni.

2.5 LA MODELLAZIONE NUMERICA MONODIMENSIONALE

Il modello HEC-RAS (*Hidrologic Engineering Centre River Analysis System*) è un modello idraulico monodimensionale che viene utilizzato per analizzare i

flussi di un corso d'acqua. Il modello è realizzato dall'U.S. Army Corps of Engineers, fondato per supportare la nazione statunitense nella gestione delle proprie risorse idriche. Questo software consente il calcolo del profilo del pelo libero di un corso d'acqua nel caso si moto stazionario (Steady flow) e non stazionario (Unsteady flow). Può essere impiegato anche per valutare l'effetto di vari ostacoli, come ponti, canali sotterranei e strutture nella piana alluvionale.

Il modello di calcolo viene applicato ad un "project", costituito da tutto l'insieme di dati che caratterizzano un sistema idrografico. HEC-RAS può analizzare delle complesse reti di canali, dei sistemi ramificati o un singolo tratto fluviale.

La versione del software utilizzata per questo studio è Hec-Ras 4.1.0.

2.5.1 Dati geometrici

Una volta aperto il project si inseriscono i *geometric data* (dati geometrici) comprendenti tutto l'insieme delle informazioni atte a caratterizzare un corso d'acqua. Questi dati servono a stabilire come i vari tratti fluviali siano connessi (*River System schematic*), come sono disposte le sezioni trasversali (*cross section data*), che valore hanno i coefficienti di perdita dell'energia (*contraction and expansion losses*), e a dare informazioni sui nodi di giunzione tra i rami (*stream junction*). Anche le informazioni su eventuali strutture idrauliche (ponti, soglie, ecc.) sono comprese in questo modulo.

2.5.1.1 Schematizzazione del corso d'acqua

Lo schema definisce come i vari tratti fluviali sono connessi. Queste informazioni costituiscono il primo imput da inserire nel modello HEC-RAS.

In questo caso sono state inserite le foto aree del 2006 e si è proceduto a disegnare uno schema approssimativo del corso d'acqua, seguendo il canale principale da monte verso valle, ovvero nella direzione del flusso che viene

considerata positiva. Viene richiesto: il nome del *river*, che rappresenta la denominazione dell'intero bacino, ed il nome del *Reach*, cioè il nome del singolo tratto.

Nel caso fosse presente la confluenza di due o più canali il software riconosce un punto di giunzione (*Junct*), il quale va nominato con un numero o con un nome e al quale è possibile aggiungere anche una descrizione sintetica di riferimento (Roncon, 2008).

2.5.1.2 La geometria delle sezioni

Le sezioni si inseriscono digitando il comando *"add a new cross section"* e queste sono numerate in ordine decrescente da monte verso valle, per cui la 12 corrisponde alla stazione idrometrica di Barziza, la 11 alla sezione storica 1 e così via.. Per semplificare le operazioni di inserimento delle coordinate X-Y, ovvero la quota e la distanza progressiva (*Station e Elevation*), si è ricorso al copia-incolla dei valori delle tabelle Excel precedentemente compilate per le sezioni. Le sezioni sono sempre considerate come se fossero osservate da monte verso la direzione di deflusso, ovvero la sinistra del grafico coincide con la sinistra idrografica del fiume.

Le sezioni sono considerate sempre perpendicolari al corso d'acqua e la loro distanza viene inserita nelle caselle relative al *downstream reach lengths*. La distanza viene considerata come quella tra una sezione e quella rispettiva di valle, perciò l'ultima sezione ha distanza pari a zero. Nel disegnare lo schema, sino a questo punto non ci si preoccupa di alcun tipo di scala; in definitiva sono le distanze assegnate tra una sezione e l'altra, a dare la scala del disegno e la lunghezza complessiva del tratto in analisi. Sono quindi stati contrassegnati i limiti delle sponde (punti rossi in figura 1.24), e nelle ultime due sezioni le cave sono state coperte con delle ostruzioni (con l'opzione *obstructions*) in modo che il programma le considerasse già piene d'acqua. In alcuni casi sono stati inseriti degli argini in vicinanza di depressioni non facenti parte dell'alveo, in modo che

il flusso d'acqua non andasse oltre la sponda prima di aver riempito completamente il canale attivo.

Le sezioni però sono troppo distanti tra loro e questo rende più difficili i calcoli. Perciò è stata utilizzata l'opzione *interpolate xs,* in modo che il software creasse automaticamente delle sezioni fittizie, tra quelle inserite dall'operatore, ad una distanza predefinita (in questo caso ogni 250 m). Queste sezioni sono contrassegnate con un numero decimale che termina con un asterisco.

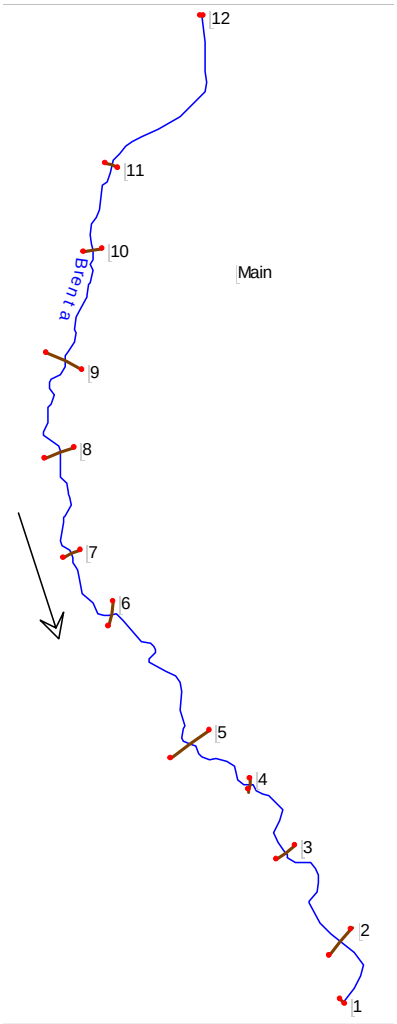

Figura 2.15: immagine schematica del tratto di studio e delle sezioni. River: Brenta; reach: main.

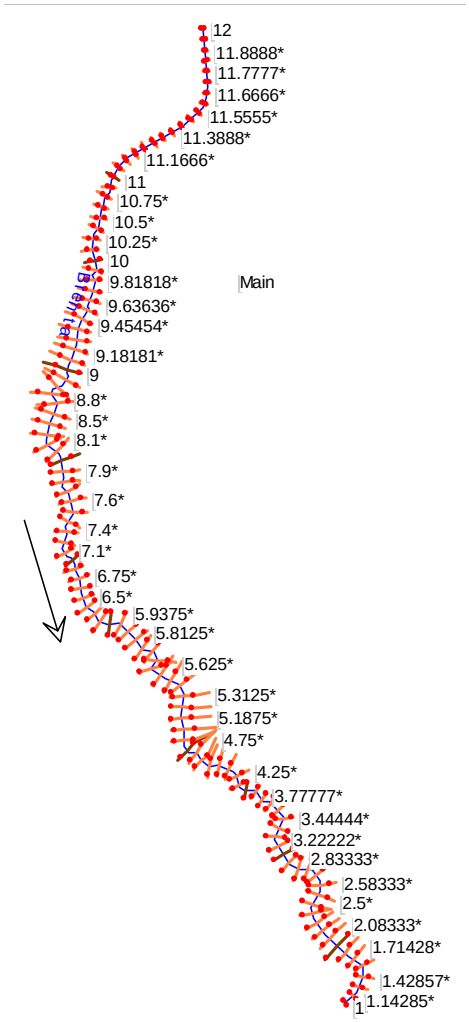

Figura 2.16: interpolazione delle sezioni.

L'interpolazione genera dei punti in eccesso (o doppioni) perciò prima di proseguire è necessario ripulire le sezioni da questi punti, utilizzando l'applicazione *Cross Section Point Filter* presente nel menù *Tool.* In questa

simulazione non sono state considerate strutture trasversali presenti sull'alveo, come i ponti.

2.5.1.3 La scabrezza

Molti sono i fattori che influenzano la scabrezza di un corso d'acqua. Tra essi i maggiori responsabili sono le caratteristiche granulometriche dell'alveo, la geometria delle sezioni trasversali (grado irregolarità), il profilo longitudinale (pendenza e forme di fondo), l'andamento planimetrico (tipo di meandri).

L'n di Manning è un parametro che descrive la scabrezza di un corso d'acqua, ovvero la resistenza al moto. Il valore che assume dunque dipende dalla rugosità della superficie su cui scorre l'acqua, dal tipo di vegetazione, dalle irregolarità del canale, dalla presenza di ostacoli, dalla granulometria dei sedimenti, ecc. L'n è direttamente proporzionale alla resistenza al moto, con valori di 0,012 quando la resistenza è bassa (ad esempio superfici in acciaio) e di 0,50 per alvei con fondo con grossi ciottoli, ma che può raggiungere anche valori di 0,150 se il flusso passa attraverso boschi ripariali di salice che provocano resistenze ancor maggiori.

Per ogni sezione trasversale è possibile assegnare tre valori di n, rispettivamente per la sponda sinistra, la sponda destra ed il centro del canale. Per rendere la simulazione più reale possibile, il valore di scabrezza è stato scelto guardando le orto foto ed il tipo di superficie presente nelle varie sezioni trasversali. Per modificare i valori orizzontali del coefficiente di Manning nei diversi punti si seleziona *horizontal n variation* dal menù opzioni ed è quindi possibile inserire una quantità di n a piacimento. Per assegnare i giusti valori sono stati utilizzati i valori di n tabulati a seconda della superficie considerata, come di seguito riportato:

Descrizione	n
Cemento	0.015
Alveo attivo pulito	0.03
Alveo di ciottoli ed erba	0.035
Erba	0.035
Aree coltivate	0.04
Arbusti radi	0.05
arbusti e alberi radi	0.06
Arbusti densi	0.07
Bosco	0.1
Salici densi	0.15
Legname e boscaglia in alveo	0.15

Tabella 2.1: valori del coefficiente di scabrezza di Manning, n, relativi ad alvei naturali.

2.5.2 Calibrazione dei parametri

Prima di cominciare con la simulazione vera e propria, è stato necessario calibrare il modello, specialmente per quanto riguarda i parametri della scabrezza. Perciò è stata inserita la sezione corrispondente alla stazione idrometrica di Barziza, in modo da verificare se il modello calcola la stessa scala di deflusso.

2.5.2.1 La simulazione in moto permanente

Inizialmente si è proceduto con l'analisi in moto permanente (*Steady flow*). Si sono definiti i profili da calcolare, ovvero quanti valori di portata inserire. In questo caso portate con intervalli di 50, fino a raggiungere 600 m^3/s. Come condizioni al contorno sono state inserite un pendenza media del tratto di 0,02 m/m e la condizione di corrente subcritica. Una volta che il programma ha effettuato i calcoli si confronta la scala di deflusso ottenuta alla sezione 12 con quella dell'ARPAV. Modificando i valori di n e ripetendo le simulazioni è quindi possibile verificare quali siano i parametri più adatti per ottenere una simulazione realistica. Inizialmente sono stati scelti valore fissi di Manning, un n per l'alveo (prima 0,03, poi 0,04) e uno o due per tutto il resto. In seguito la

simulazione è proseguita variando l'n come descritto nel paragrafo precedente ed è stata applicata l'analisi prima solo con le sezioni storiche, poi aggiungendo quelle interpolate.

Nel grafico sottostante sono riportati i risultati della calibrazione. Si nota che il programma sovrastima l'altezza idrometrica, per ottenere valori più bassi bisognerebbe ridurre di parecchio la scabrezza perciò si è scelto di utilizzare un n di Manning variabile per ogni sezione a seconda della superficie considerata, piuttosto dei tre valori di default previsti dal programma. Con l'interpolazione delle sezioni l'errore è maggiore ma comunque minore del mezzo metro, per cui è stato scelta quest'ultima opzione come condizione di partenza per le successive analisi.

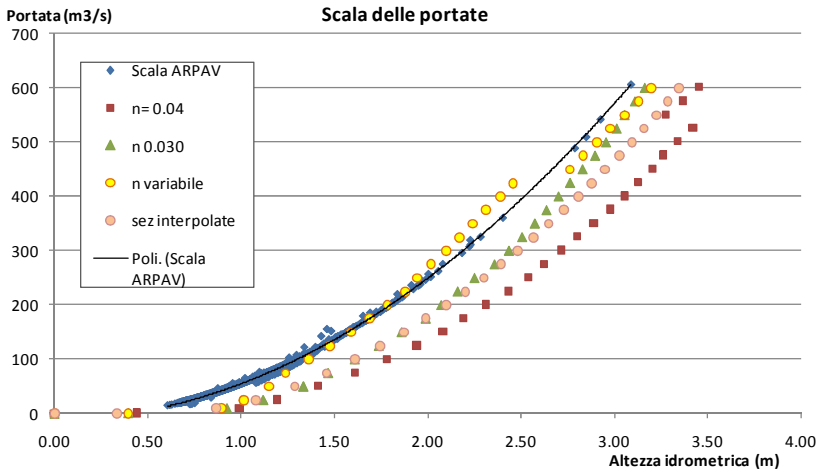

Grafico 2.3: Scale delle portate dell'ARPAV e calcolate da Hec-Ras.

2.5.3 Il trasporto di sedimento

Questa applicazione simula il trasporto solido che può avvenire in un corso d'acqua per delle portate liquide e caratteristiche sedimentologiche assegnate. Per cominciare la simulazione occorre inserire i valori di portata nel *Quasi-unsteady flow data* e i valori della granulometria e le condizioni al contorno in *Sediment boundary counditions.*

2.5.3.1 *Simulazione in moto semipermanente*

I dati di moto semi-permanente vengono inseriti nella finestra principale *Quasi-unsteady flow editor.* Dalla sezione più a monte, in questo caso la numero 12, si fa partire una definita serie di portate (*Flow series*). I valori da inserire devono essere minimo 100 ed è possibile inserirne una quantità a piacimento digitando il comando *No. ordinates*. Per ogni portata si deve definire il tempo di durata (*Flow duration*) e l'incremento orario (*Computation increment*) in modo che il programma calcoli automaticamente il giorno di inizio e di fine dell'evento. Inoltre è possibile inserire la temperatura dell'acqua specificando sempre la durata oraria di quella condizione (*Set temperature*). Nell'ultima sezione a valle invece, è definita la pendenza critica (*Normal Depth*).

La simulazione ha considerato un periodo di 365 giorni, con un idrogramma che contenesse i valori più significativi di portata: portata media (67 m^3/s), portata al bankfull (350 m^3/s), portata massima della piena del 2002 (756 m^3/s), portata con tempo di ritorno di 50 anni (1040 m^3/s) e portata massima della piena de 1966 (1330 m^3/s).

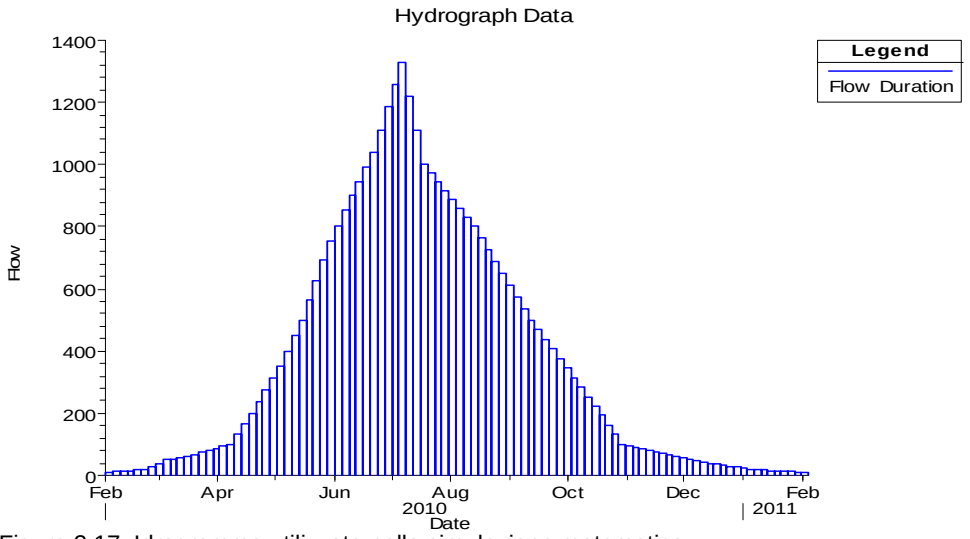

Figura 2.17: Idrogramma utilizzato nella simulazione matematica.

2.5.3.2 Le condizioni al contorno

In questa finestra sono definite le condizioni al contorno e le caratteristiche dei sedimenti. Innanzitutto bisogna inserire la granulometria digitando il comando *Define/Edit bed gradation*; si creano delle pagine che vengono nominate come la sezione a cui si riferiscono e si inseriscono i valori delle frequenze cumulate della granulometria superficiale in modo che il programma crei le curve granulometriche. Una volta tornati nella pagina principale, si attribuisce ad ogni sezione la propria curva granulometrica e si clicca su *Interpolate gradation* per creare delle curve intermedie per le sezioni interpolate. E' necessario fissare, per ogni sezione trasversale, i limiti del fondo mobile ovvero i punti che definiscono quella porzione d'alveo sottoposta all'azione di trascinamento della corrente e dalla quale potrà essere potenzialmente asportato il materiale di fondo. Questi valori possono essere assegnati dall'utente per ogni sezione oppure essere lasciati fissi e coincidenti con i margini del "*main channel*"; la scelta dipende dalla morfologia del corso d'acqua.Per quanto riguarda i parametri del trasporto (*transport function, Sorting method* e *Fall velo city method*), tra le varie opzioni disponibili si scelgono le funzioni più adatte al caso. Per ogni funzione il programma fornisce le rispettive condizioni di validità: limiti sul diametro medio dei sedimenti, velocità media della corrente, peso specifico dei grani, temperatura dell'acqua, pendenza del fondo, ecc.

Non avendo informazioni precise sull'apposto di sedimento che arriva da monte, nella pagina *Boundary conditions* si è scelto di inserire l'opzione *Equilibrium load* sia nella sezione 12 che nella 1, il programma cioè calcola la potenziale capacità di trasporto lungo il tratto ma non l'erosione o la deposizione, assumendo che tutto ciò che viene movimentato resti all'interno del tratto.

3 RISULTATI

Sono di seguito riportati i risultati ottenuti con l'analisi idrologica, sedimentologica effettuati sia per il Brenta che per i fiumi argentini, mentre l'analisi topografica e la modellazione numerica hanno riguardato solo il Brenta.

3.1 ANALISI IDROLOGICA

3.1.1 Il Brenta

3.1.1.1 Distribuzione annuale delle portate

Nelle tabelle che seguono sono riportati i valori delle portate medie mensili (valori massimi, medi e minimi) relativi ai tre periodi storici considerati. Il grafico 3.1 riporta i valori dell'intero periodo storico (1924-2010), mentre il grafico 3.2 mette a confronto le differenze di questi valori nei periodi pre-diga (1924-1953) e post-diga (1954-2010).

	GEN.	FEB.	MAR.	APR.	MAG.	GIU.	LUG.	AGO.	SETT.	OTT.	NOV.	DIC.
MAX	92.5	151.2	125.4	184.1	215.6	187.0	123.2	126.6	217.9	262.6	286.9	147.5
MEDIO	39.6	38.6	51.5	87.5	117.4	92.5	61.8	49.3	57.4	76.6	87.2	56.6
MIN.	17.3	18.8	18.1	22.2	31.2	28.3	31.8	21.4	14.4	20.3	16.4	21.4

Tabella 3.1: valori medi mensili di portata (m^3/s), massimi, medi e minimi, nel periodo 1924-2010.

	GEN.	FEB.	MAR.	APR.	MAG.	GIU.	LUG.	AGO.	SETT.	OTT.	NOV.	DIC.
MAX	89.4	151.2	125.4	180.9	193.5	187.0	96.7	99.6	163.8	262.6	263.8	100.3
MEDIO	37.7	38.8	55.9	97.4	138.1	104.8	63.6	52.9	56.4	78.1	100.1	55.0
MIN.	17.3	18.8	18.1	22.2	49.0	46.8	33.9	22.3	22.7	22.6	31.4	21.9

Tabella 3.2: valori medi mensili di portata (m^3/s), massimi, medi e minimi, nel periodo 1924-1953.

	GEN.	FEB.	MAR.	APR.	MAG.	GIU.	LUG.	AGO.	SETT.	OTT.	NOV.	DIC.
MAX	92.5	85.3	122.4	184.1	215.6	168.3	123.2	126.6	217.9	215.6	286.9	147.5
MEDIO	40.5	38.6	49.4	82.5	107.1	86.3	60.9	47.4	57.9	75.8	80.6	57.3
MIN.	17.3	19.2	22.5	26.5	31.2	28.3	31.8	21.4	14.4	20.3	16.4	21.4

Tabella 3.3: valori medi mensili di portata (m^3/s), massimi, medi e minimi, nel periodo 1954-2010.

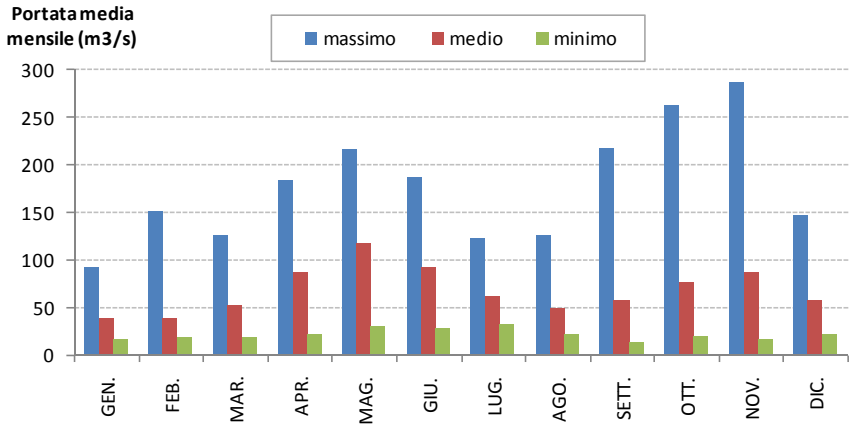

Grafico 3.1: Portate medie mensili (massime, medie e minime) nel periodo 1924-2010.

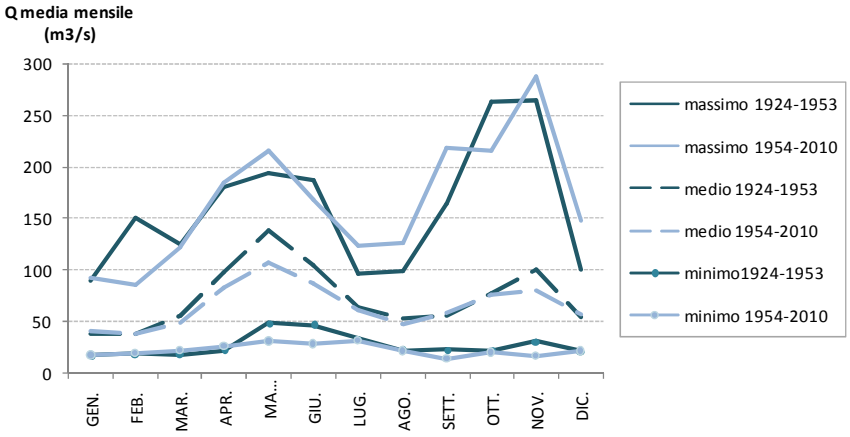

Grafico 3.2: portate medie mensili (massime, medie e minime) relative ai periodi pre-diga (1924-1953) e post-diga (1954-2010).

Come è possibile notare dai grafici sovrastanti il regime idrologico del fiume Brenta è caratterizzato da due picchi, uno in primavera e l'altro in autunno. Il primo picco, concentrato nei mesi di aprile-maggio corrisponde ai deflussi provocati dalle piogge primaverili e allo scioglimento delle nevi. Il secondo, associato a deflussi esclusivamente pluviali, risulta di maggiore intensità ed è concentrato nei mesi di ottobre- novembre. Tale regime, caratterizzato da un'alimentazione mista nivale e pluviale, è detto *regime nivo-pluviale*. Nel grafico 3.2 è possibile apprezzare la differenza tra i due periodi considerati: i deflussi minimi e medi sono leggermente superiori nel periodo pre-diga (1924-

1953), mentre i deflussi massimi risultano superiori nel periodo post-diga (1954-2010).

3.1.1.2 Curva di durata delle portate

Viene di seguito riportato l'andamento delle curve di durata nei periodi (anni idrologici) 1924-2009, 1924-1953, 1954-2009 e una tabella riassuntiva dei parametri caratteristici di ogni periodo. La durata temporale di ogni portata è espressa come percentuale del tempo considerato in ogni intervallo: 24 nel periodo pre-diga e 48 in quello post diga, per un totale di 72 anni idrologici .

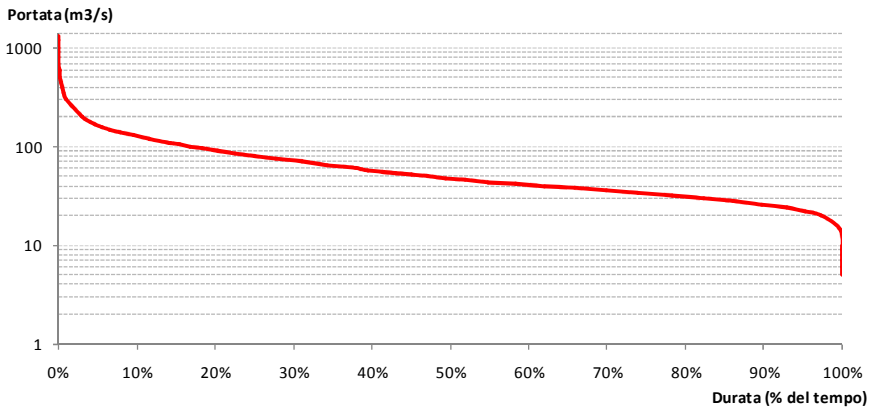

Grafico 3.3: Curva di durata del fiume Brenta per il periodo 1924-2009

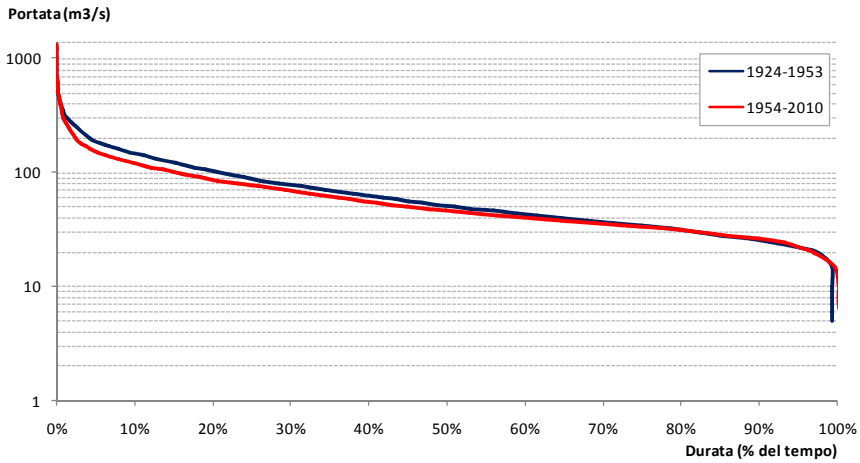

Grafico 3.4: curve di durata del fiume Brenta per i periodi 1924-1953 e 1954-2009

Come si può notare dai due grafici l'andamento delle curve nei due periodi (pre-diga e post-diga) è molto simile, l'unico scostamento significativo si ha nei valori di portata compresi tra 100 e 300 m^3/s, che risultano più frequenti nel periodo 1924-1953 (come verificato anche da Surian e Cisotto, 2007). Anche il modulo, calcolato come valore medio della serie, è simile in entrambi i periodi : la variazione riscontrata è nell'ordine del 12% (vedi tabella 3.4). L'andamento della curva nel grafico 3.3 inoltre, con i valori di durata che decrescono gradualmente dal massimo al minimo, evidenzia un regime idrografico del fiume molto regolare.

	1924-2010	1924-1953	1954-2009
Anni della serie	72	24	48
Quantità di valori	26358	8826	17532
Q min. (m3/s)	0.96	17.5	0.96
Q max. (m3/s)	1330	1040	1330
Q media (m3/s)	66.9	72.7	63.9
Q semipermanente (50%) m3/s	47.5	51	45.9
Max caratteristico (5%) m3/s	167.1	190.3	152.6
Min. caratteristico (95%) m3/s	22.2	22.5	21.9

Tabella 3.4: valori caratteristici delle curve di durata del fiume Brenta nei periodi 1924-'53, 1954-2009, 1924-2010.

3.1.1.3 Analisi degli eventi di piena (1)

Nel grafico che segue viene riportata la frequenza degli eventi di piena nell'intero periodo storico (1924-2010). E' evidente che le piene tendono a verificarsi nei mesi di maggio, ottobre e novembre, periodi in cui avvengono più del 50% degli eventi. Questo andamento rispecchia in pieno il regime idrologico del fiume (paragrafo 3.1). Il mese con maggiore probabilità di verifica di eventi di piena è novembre.

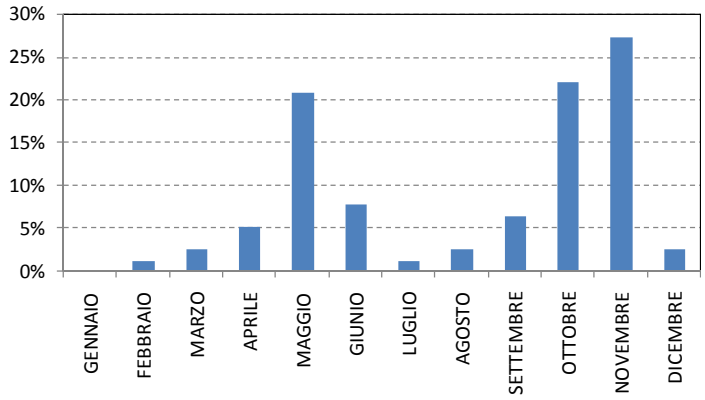

Grafico 3.5: distribuzione di frequenza mensile degli eventi di piena nel periodo 1924-2010.

Nella tabella 3.5 sono riportati, per i diversi periodi, i valori di portata delle piene associati al loro tempo di ritorno. Considerando tutta la serie, la portata a piene rive (o bankfull) con un tempo di ritorno di 1,5-2 anni, è stimata tra i 350 e 430 m^3/s. L'evento di piena straordinario, con un tempo di ritorno di 200 anni, si è verificato nel 1966, con un valore al colmo di 1330 m^3/s.

Il grafico 3.6 mostra la relazione tra la magnitudo degli eventi di piena e la loro probabilità di accadimento, mettendo a confronto i periodi pre e post-diga. Entrambe le curve rimangono all'interno dei limiti di confidenza definiti per la curva dell'intero periodo 1924-2010.

Tempo di ritorno(anni)	PERIODO		
	1924-1953	1954-2009	1924-2009
1.5	353	348	350
2	412	435	432
5	579	650	635
10	707	792	768
20	843	929	897
50	1040	1105	1063
100	1205	1238	1188

Tabella 3.5: valori di portata (m^3/s) associati a diversi tempi di ritorno per i periodi 1924-2009, 1924-1953 (pre-diga) e 1954-2009 (post-diga).

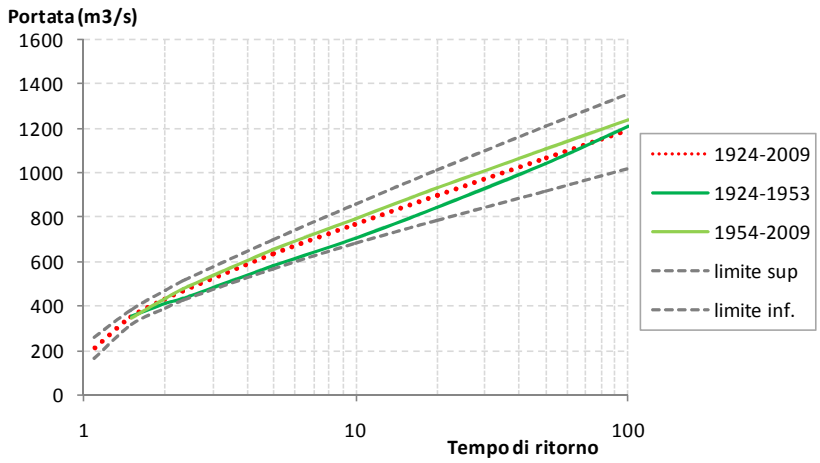

Grafico 3.6: Confronto delle curve di distribuzione di probabilità nei periodi pre-diga e post-diga ed i limiti di confidenza considerati (90%) nella distribuzione relativa a tutto il periodo 1924-2009.

3.1.1.4 Analisi degli eventi di piena (2)

E' stato preso in considerazione l'andamento delle piene negli ultimi 20 anni (1990-2009). Il grafico 3.7 riporta gli idrogrammi degli eventi ed evidenzia i valori al picco. Quello che risalta dall'andamento delle curve è che le linee di esaurimento decrescono molto rapidamente, caratteristica di un regime idrico quasi torrentizio. La maggior parte delle piene si è verificata nei mesi di maggio e novembre e i valori più elevati sono stati registrati nel 1996 e nel 2002, con portate pari rispettivamente a 744 e 756 m^3/s. Queste piene hanno un tempo di ritorno di circa 10 anni.

Per l'analisi successiva si è proceduto a contare il numero di picchi di piena all'anno che hanno superato il valore minimo di portata massima pari a 185 m^3/s (1995) e il valore della portata al bakfull, pari a 350 m^3/s (Tr = 1,5 anni). Come si nota nel grafico 3.8, il superamento della portata al bankfull è in perfetta armonia con l'andamento delle portate massime annuali (linea verde).

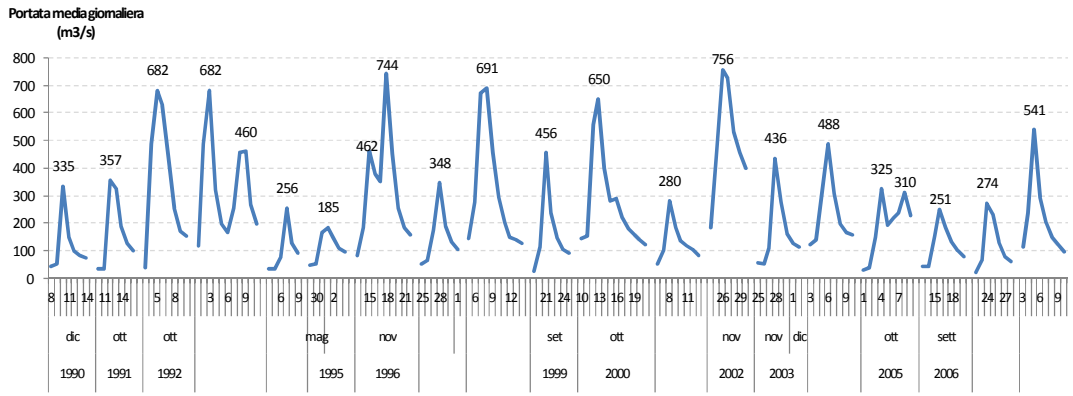

Grafico 3.7: Portate massime annuali dal 1990 al 2009.

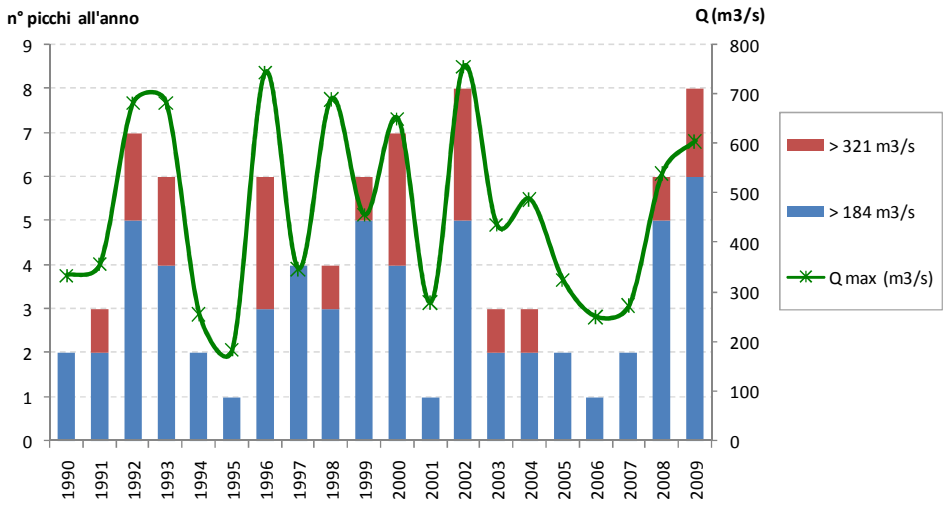

Grafico 3.8: numero di piene che superano il valore minimo di portata massima registrato e il valore della bankfull nel periodo 1990-2009.

Considerando invece l'intero periodo storico (1924-2009), nel grafico 3.9 sono stati messi in relazione valori massimi annuali di portata con i valori di portate significative (Q10, Q50, Q100), comprendendo la piena del 2002 sopracitata. Nei 72 anni il superamento della Q100 è avvenuto in un solo caso (1966), mentre portate che si sono avvicinate al valore della Q50, rientrando nel limite di confidenza inferiore, si sono verificate rispettivamente nel 1953 e nel 1976.

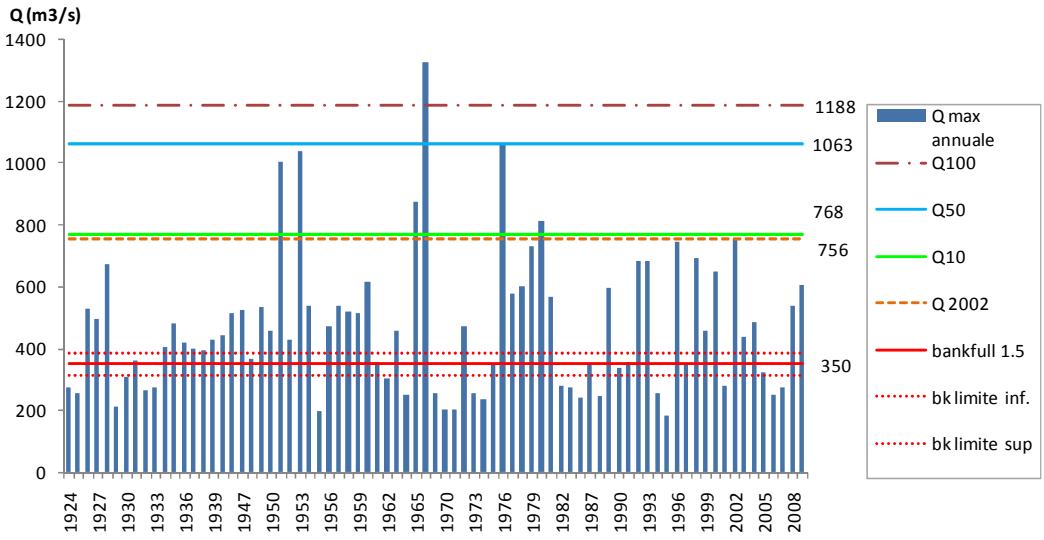

Grafico 3.9: Portate massime annuali dal 1924 al 2009.

3.1.2 I fiumi argentini

Per ogni fiume ghiaioso è stata calcolata la curva di durata ed è stato predisposto un grafico per meglio apprezzare il regime idrologico dei diversi corsi d'acqua.

Curve di durata

Come si può notare dal grafico 3.10, tra i fiumi argentini studiati, solamente il rio Carrileufù ha un regime idrologico paragonabile a quello del Brenta, infatti la curva del primo segue perfettamente l'andamento di quella del fiume italiano, anche se leggermente più bassa. La portata al modulo è di 49,2 m^3/s contro i 66,9 m^3/s del Brenta (tabella 1.6), ma risulta comunque la maggiore tra i fiumi analizzati.

Notevole è il regime torrentizio del rio Coihue, la cui curva di durata (in giallo) è nettamente separata dalle altre e discende molto rapidamente, con una portata al modulo di appena 1 m^3/s. Anche il Lepa, trovandosi in un'area piuttosto desertica presenta una curva di durata molto ripida, con portata al modulo di 6,4 m^3/s, e probabilmente proprio per questa ragione è chiamato "arroyo", ruscello. Per entrambi i fiumi la portata permanente è pari a 0, ovvero

nei periodi più caldi dell'anno il fiume può rimanere in secca. Anche il rio Mayo presenta un regime piuttosto torrentizio.

Gli altri fiumi presentano un regime idrologico intermedio.

Per quanto riguarda le portate massime il Carrileufù ha raggiunto il valore più alto di 582 m^3/s nel 2006 (meno della metà della piena storica del Brenta nel '66). Seguono il rio Chubut e l'Azul con valori rispettivamente di 360,5 m^3/s e 308,9 m^3/s.

Il Coihue rimane sempre quello con portata massima minore, con un valore di appena 23 m^3/s.

In linea di massima i fiumi ubicati nella regione extra-andina sono quelli con regime più torrentizio e con periodo di magra nei mesi estivi, mentre i corsi d'acqua situati nella regione di influenza della Cordigliera Andina hanno un regime più regolare, come è ragionevole aspettarsi.

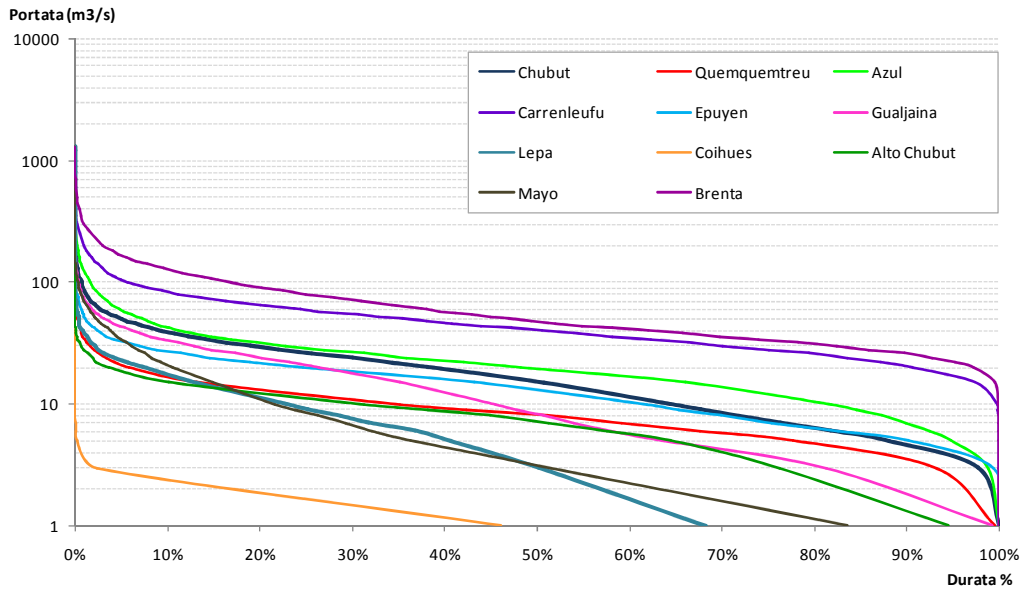

Grafico 3.10: Curve di durata dei fiumi argentini e del fiume Brenta.

	Anni della serie	Quantità di valori	Q min. (m3/s)	Q max. (m3/s)	Q media (m3/s)
CHUBUT	64	23255	1.0	360.5	19.8
QUEMQUEMTREU	50	18085	0.4	160.2	9.5
AZUL	37	13484	0.8	308.9	24.4
CARRILEUFU	49	17904	6.0	582.0	49.2
EPUYEN	52	19003	2.4	146.8	15.1
GUALJAINA	48	17497	0.2	281.4	14.5
LEPA	25	9213	0.0	131.1	6.4
COIHUE	43	15673	0.0	23.9	1.1
ALTO CHUBUT	24	8734	0.1	80.9	7.9
MAYO	43	15706	0.0	243.5	8.2
BRENTA	72	26358	1.0	1330.0	66.9

Tabella 3.6: numero anni della serie di dati di portata media giornaliera considerati, quantità di valori esaminati, valori di portata media giornaliera minimi, medi e massimi (m^3/s).

Considerando il fiume Carrileufù, l'unico con regime idrologico simile a quello del Brenta (grafico 3.10), è stato predisposto un grafico che mette a confronto gli idrogrammi di due eventi di piena verificatesi rispettivamente nei due corsi d'acqua, con una portata al colmo di circa 600 m^3/s (che per il Carrileufù rappresenta la portata media massima). E' evidente che il Brenta oltre a distinguersi per un ramo ascendente quasi verticale, è caratterizzato da una curva di esaurimento altrettanto pendente, che decresce rapidamente. Il fiume Carrileufù invece, con un ramo di esaurimento molto più dolce, presenta tutt'altra situazione. Il fiume della Patagonia infatti, impiega quasi un mese e mezzo per tornare alle condizioni di portata iniziali (circa 74 m^3/s), mentre il flusso di piena del Brenta in soli tre giorni dopo il picco riduce la portata dell'82%, situazione che evidenzia il regime torrentizio del fiume.

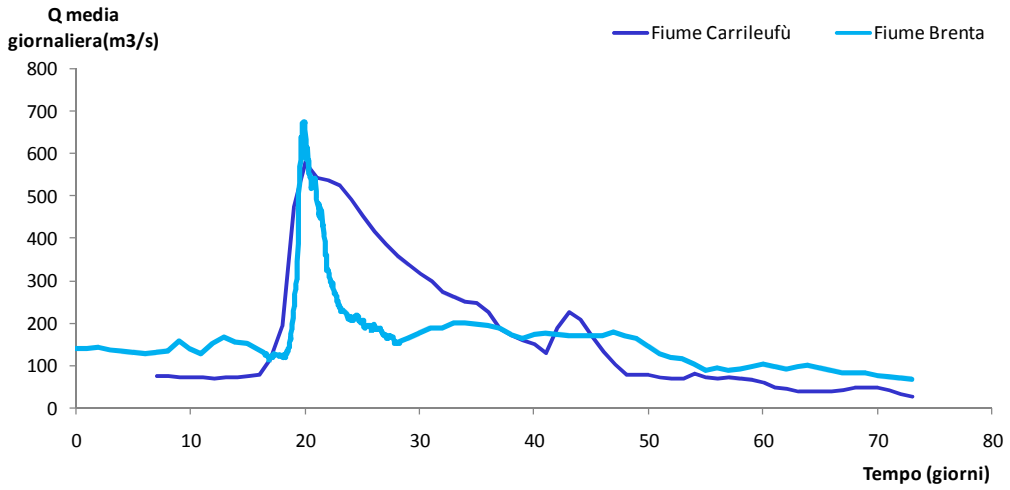

Grafico 3.11: confronto tra due piene di magnitudo simile nei fiumi Brenta e Carrileufù.

3.2 ANALISI SEDIMENTOLOGICA

3.2.1 Il Brenta

Curve di frequenza relativa e cumulata

Per ogni classe diametrica, la curva di frequenza relativa esprime la sua percentuale rispetto al totale del campione. La curva di frequenza cumulata invece, rappresenta la percentuale, riferita al totale del campione, del sedimento più fine (passante) relativamente ad ogni classe diametrica. Si tratta quindi della somma cumulata delle diverse frequenze relative.

Per determinare qualitativamente l'assortimento verticale del materiale d'alveo vengono analizzate le curve granulometriche (relative e cumulate) ponderali e numerali, rispettivamente del sottostrato e dello strato superficiale (Grafico 3.12). Ogni curva rappresenta una media delle 9 sezioni considerate.

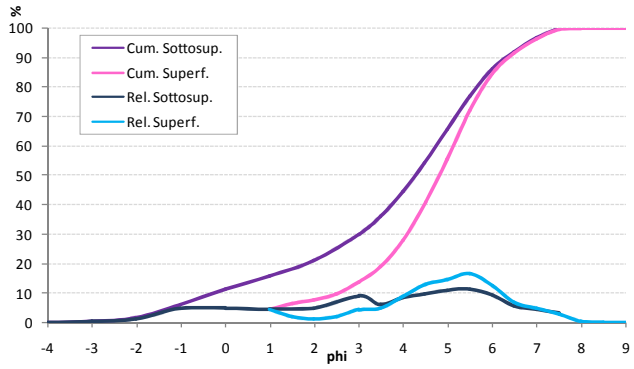

Grafico 3.12: confronto tra le curve granulometriche di frequenza relativa e cumulata del sottostrato e della superficie.

Dall'analisi delle due curve di frequenza cumulata si nota come la granulometria sottosuperficiale sia più rappresentata nei valori intermedi di *phi* (ghiaia fine e sabbia), infatti le due curve si discostano visibilmente. E' interessante notare che la curva di frequenza relativa della granulometria sottosuperficiale presenta due picchi , ma il maggiore avviene in corrispondenza della curva del sedimento superficiale.

Parametri della distribuzione

Dato che non si riscontrano mai granulometrie perfettamente uniformi, non basta un solo diametro a caratterizzarle; per questo si fa uso di diversi parametri. Dunque attraverso l'esame visivo della geometria delle curve è possibile apprezzare i caratteri delle distribuzioni granulometriche.

Diametri percentili

Il grafico 3.13 illustra la variabilità spaziale della granulometria d'alveo superficiale lungo le sezioni procedendo da monte verso valle. E' evidente la progressiva diminuzione delle dimensioni del materiale, che nelle ultime sezioni presenta una sostenuta diminuzione dei diametri percentili D_{95}, D_{90}, D_{84} , mentre il downstream fining nei sedimenti più fini risulta più uniforme e meno accentuato. Il D50 varia dai 36,7mm nella prima sezione ai 13,8mm nell'ultima sezione.

Per quanto riguarda la variabilità spaziale della granulometria sottosuperficiale invece, è possibile notare (nel grafico 3.14) un'accentuata fluttuazione dei sedimenti più grandi, in particolare nelle sezioni 5 e 7, dove tendono a crescere di dimensione. I sedimenti grossolani comunque diminuiscono drasticamente di diametro procedendo lungo le nove sezioni, mentre per le particelle più piccole si riscontra una variazione minima.

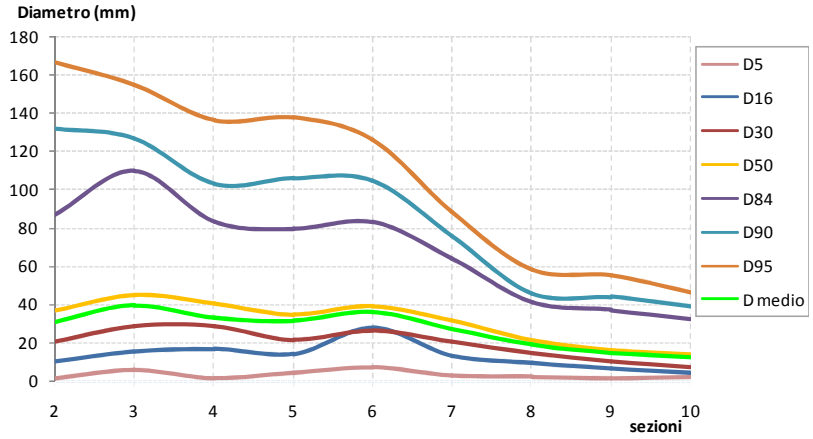

Grafico 3.13: Assortimento longitudinale dello strato superficiale da monte verso valle.

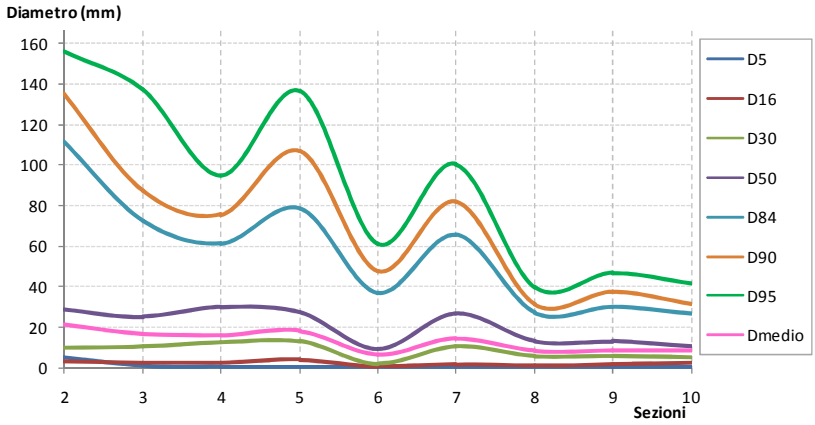

Grafico 3.14: assortimento longitudinale della granulometria sottosuperficiale lungo le sezioni.

Per evidenziare la differenza della variabilità longitudinale delle particelle, viene riportato nel grafico 3.15 un confronto tra i percentili D95 e D5 rispettivamente della granulometria superficiale e sottosuperficiale. L'andamento discendente dei sedimenti grossolani è molto accentuato, più lineare nel materiale superficiale rispetto al sottostrato. I sedimenti fini

sembrano omogenei in entrambe le situazioni, ma focalizzando l'attenzione solo su il D5 (grafico 3.16) è riscontrabile una maggior differenziazione nei grani di superficie, e una presenza costante della frazione sabbiosa in quelli del sottostrato. Nei sedimenti superficiali infatti la corrente di piena calante tende a sottrarre i sedimenti più fini, lasciando nell'alveo una frazione più grossolana che costituisce il cosiddetto corazzamento statico.

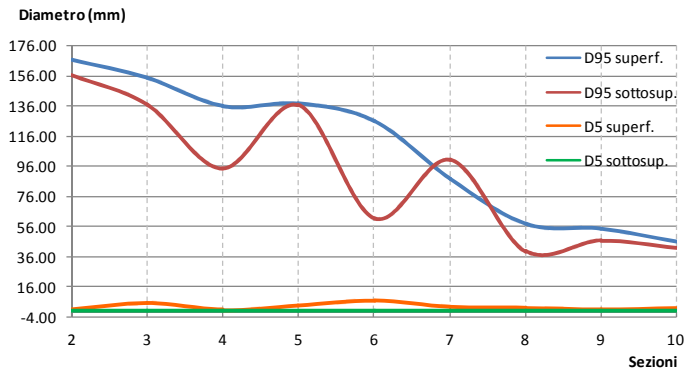

Grafico 3.15: andamento longitudinale dei diametri percentili D95 e D5 nella granulometria superficiale e sottosuperficiale.

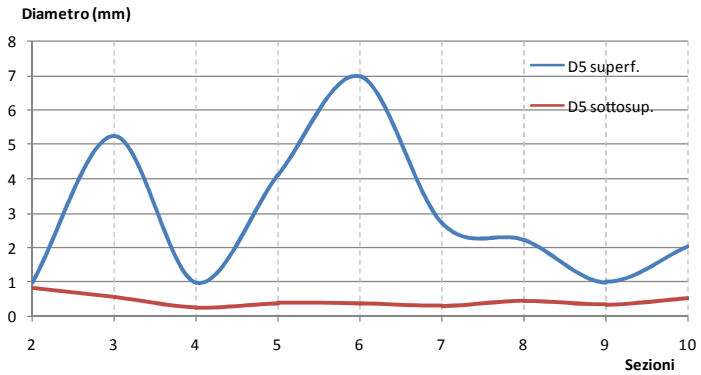

Grafico 3.16: Andamento longitudinale del diametro percentile D5.

Moda, media, mediana

Per quanto riguarda la moda, all'analisi del grafico 3.12 si nota che, sia per la granulometria superficiale che per la sottosuperficiale, si ha un picco nella classe diametrica 45mm-32mm con valori di frequenza relativa rispettivamente del 17.4% e dell'11.5 %. Nel secondo caso la curva è bimodale e presenta un

secondo picco minore in corrispondenza della classe 11mm-8 mm con valore del 9%.

Nella tabella 3.7 sono riportati i valori dei diametri medi della granulometria superficiale e sottosuperficiale per ogni sezione. Entrambi i parametri tendono a diminuire proseguendo verso valle. Il diametro medio superficiale dell'intero tratto analizzato è di 26.5mm, mentre per lo strato sottosuperficiale è di 12.9mm.

Per quanto riguarda la mediana, ovvero il percentile D_{50}, osservando il grafico 3.17, è evidente che questo parametro raggiunge sempre valori maggiori del diametro medio. Il contrario si verificherebbe per un corso d'acqua montano, ma trattandosi di un corso d'acqua di pianura il contributo del sedimento meno grossolano è maggiore. Il D_{50} medio del tratto è infatti di 30,7 mm per la granulometria superficiale e di 19,3mm per la sottosuperficiale.

	D medio		D50	
Sezioni	Superf.	Sottosup.	Superf.	Sottosup.
2	30.4	21.0	36.7	28.5
3	39.4	17.0	44.5	25.1
4	32.7	15.9	40.4	29.8
5	31.1	18.2	34.7	27.3
6	35.6	6.6	38.8	9.5
7	27.1	14.6	31.4	27.0
8	18.5	8.4	21.4	13.2
9	14.8	8.7	16.2	13.0
10	12.0	8.5	13.8	10.8
media	26.5	12.9	30.7	19.3

Tabella 3.7: valori di D medio e mediana nelle 9 sezioni.

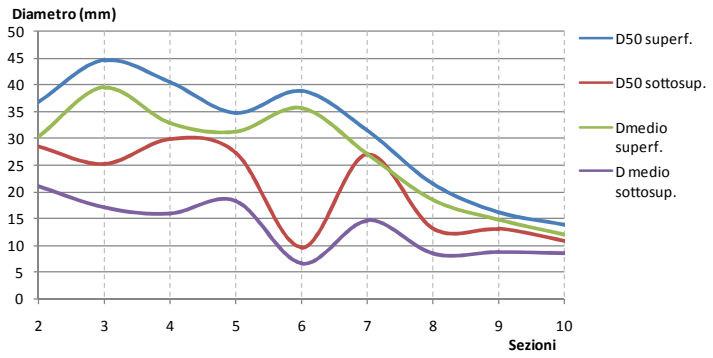

Grafico 3.17: andamento del diametro medio e del D50 (mediana) superficiale e sottosuperficiale lungo le sezioni.

Altri parametri statistici

Di seguito vengono riportati due grafici che riassumono l'andamento dei parametri statistici lungo le sezioni storiche, rispettivamente per la granulometria superficiale e la sottosuperficiale.

I valori dell'indice di gradazione per la granulometria superficiale coincidono perfettamente a quelli della deviazione standard (che non raggiunge mai valori minori a 1,35). Non altrettanto avviene per la granulometria sottosuperficiale. Il coefficiente di classazione risulta in tutte le sezioni sempre compreso tra valori di 1 e 2 nella granulometria di superficie e tra 2 e 2.5 in quella sottosuperficiale. Dunque il grado di classazione può definirsi basso/molto basso e l'eterogeneità del sedimento piuttosto accentuata grazie alla presenza di materiale sia fine che grossolano.

Nella maggioranza delle sezioni il coefficiente di assimetria risulta -0.1<sk<-0.3 , dunque la curva è leggermente assimetrica verso il fine, ovvero c'è un eccesso di materiale grossolano rispetto alla moda. Solo nella sezione 6 la skewness risulta positiva (sk=0.1) cioè la curva è quasi simmetrica. Per quanto riguarda il coefficiente di classazione, risulta in tutte le sezioni sempre compreso tra valori di 1 e 2 nella granulometria di superficie e tra 2 e 2.5 in quella sottosuperficiale. Dunque il grado di classazione può definirsi basso/molto basso.

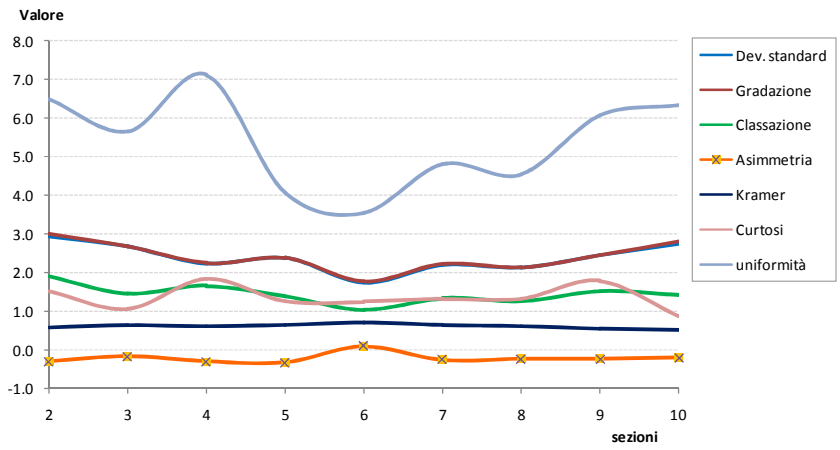

Grafico 3.18: andamento dei parametri della granulometria superficiale da monte verso valle.

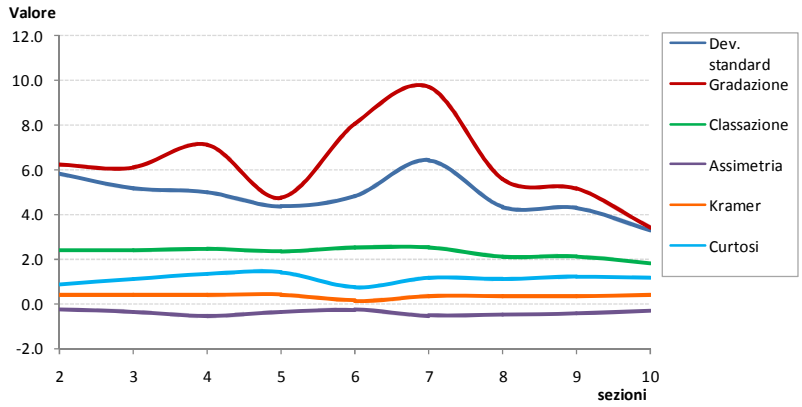

Grafico 3.19: andamento dei parametri della granulometria sottosuperficiale da monte verso valle.

Nella tabella 3.9 sono riportati tutti i valori dei parametri calcolati per ogni sezione, sia per la granulometria superficiale che sottosuperficiale.

	σ		G		s		sk		M		C	
Sez.	Superf.	Sott.	Superf.	Sott.	Superf.	Sott	Superf.	Sott	Superf.	Sott.	Superf.	Sott.
2	2.9	5.8	3.0	6.2	1.9	2.4	-0.3	-0.3	0.6	0.4	1.5	0.9
3	2.7	5.2	2.7	6.1	1.4	2.4	-0.2	-0.4	0.6	0.4	1.1	1.1
4	2.2	5.0	2.2	7.1	1.7	2.4	-0.3	-0.6	0.6	0.4	1.8	1.3
5	2.4	4.4	2.4	4.7	1.4	2.3	-0.3	-0.4	0.6	0.4	1.3	1.4
6	1.7	4.8	1.8	8.0	1.0	2.5	0.1	-0.3	0.7	0.1	1.2	0.7
7	2.2	6.4	2.2	9.7	1.3	2.5	-0.3	-0.5	0.6	0.3	1.3	1.2
8	2.1	4.3	2.1	5.6	1.3	2.1	-0.2	-0.5	0.6	0.3	1.3	1.1
9	2.4	4.3	2.4	5.1	1.5	2.1	-0.2	-0.5	0.6	0.3	1.8	1.2
10	2.8	3.3	2.8	3.4	1.4	1.8	-0.2	-0.3	0.5	0.4	0.9	1.2

Tabella 3.8: valori dei parametri statistici per la granulometria superficiale e sottosuperficiale.

3.2.2 I fiumi argentini

Nel grafico 3.20 sono stati messi a confronto i diametri percentili caratteristici di ogni fiume. Come si può notare il rio Alto Chubut è quello che presenta il D_{90} maggiore e ben al di sopra della media. Questo perché, come si è detto precedentemente, la piena che era appena passata ha portato via tutto lo strato corazzato di ghiaia e sedimento fine, lasciando scoperti i massi di grosse dimensioni di origine glaciale (D_{90}= 400mm). Anche alcuni contadini che abitano

vicino al fiume hanno riferito della piena, raccontando che fino a poco tempo prima l'alveo era tranquillamente percorribile a cavallo, mentre ora la presenza di questi massi crea delle difficoltà al transito.

Il rio Gualjaina, Lepa e Mayo sono quelli con sedimenti più fini (9mm<D_{16}<12mm), mentre il Coihue, che come questi è caratterizzato da un regime idrico torrentizio, presenta una composizione granulometrica più grande. Ciò può dipendere dalla selettività della corrente nei confronti di granulometrie più piccole, per cui essendo il tratto di studio sul Coihue più vicino alle montagne è normale trovare sedimenti più grossolani.

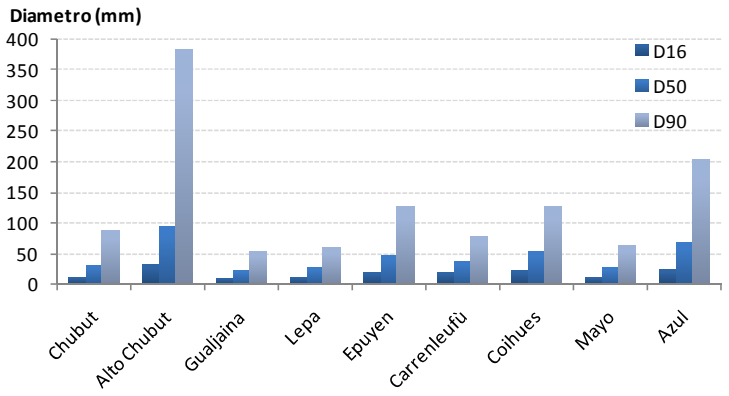

Grafico 3.20: Composizione granulometrica (D16, D50 e D90) nei vari fiumi.

Il rio Azul presenta anch'esso una composizione granulometrica abbastanza grossolana rispetto alla media e questo fatto è imputabile alla turbolenza della corrente, che nel tratto di studio era piuttosto veloce soprattutto in prossimità dei riffle, perciò con maggiore energia a disposizione in grado di trasportare anche massi di grosse dimensioni (D_{90}= 202mm). Questo fatto è riscontrabile anche nei grafici di frequenza cumulata riportati di seguito, in cui l'Azul si evidenzia come il fiume con granulometrie maggiori, specialmente nei riffle.

Dai grafici 3.21 e 3.22, in cui sono messi in evidenza le curve di frequenza cumulata rispettivamente nelle pool e nei riffle, è evidente che in quest'ultimi la granulometria tende ad essere maggiore in tutti i fiumi, infatti le curve sono spostate verso destra rispetto alle curve delle pool.

	D16	D50	D90
Chubut	10.53	30.12	89.11
Alto Chubut	30.5	94.2	382.2
Gualjaina	9.37	21.69	51.20
Lepa	12.17	26.96	59.60
Epuyen	19.60	48.12	126.14
Carrileufù	20.05	35.63	78.97
Coihue	21.43	52.63	126.69
Mayo	11.85	26.65	63.56
Azul	23.2	68.0	202.6

Tabella 3.9 Valori dei diametri percentili nei vari fiumi, in mm.

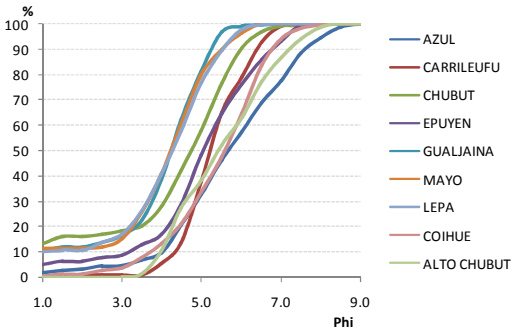

Grafico 3.21: Curve di frequenza cumulata relative alle pool.

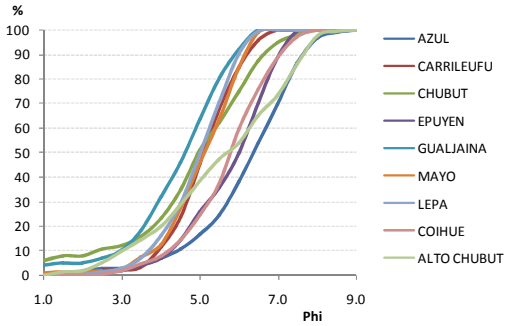

Grafico 3.22: Curve di frequenza cumulata relative ai riffle.

Questo processo di selezione dei sedimenti è causato dalla morfologia fluviale, dalla pendenza del corso d'acqua, dalla velocità della corrente. I risultati sono stati valutati anche dal punto di vista statistico, mettendo in relazione la dimensione dei clasti, la morfologia fluviale e la pendenza dei vari corsi d'acqua. Nel grafico 3.23 è riportata la relazione tra la pendenza dei tratti fluviali dove è stato effettuato lo studio e la dimensione dei sedimenti, prendendo in considerazione i diametri percentili maggiormente significativi (D_{16}, D_{50}, D_{84}) .

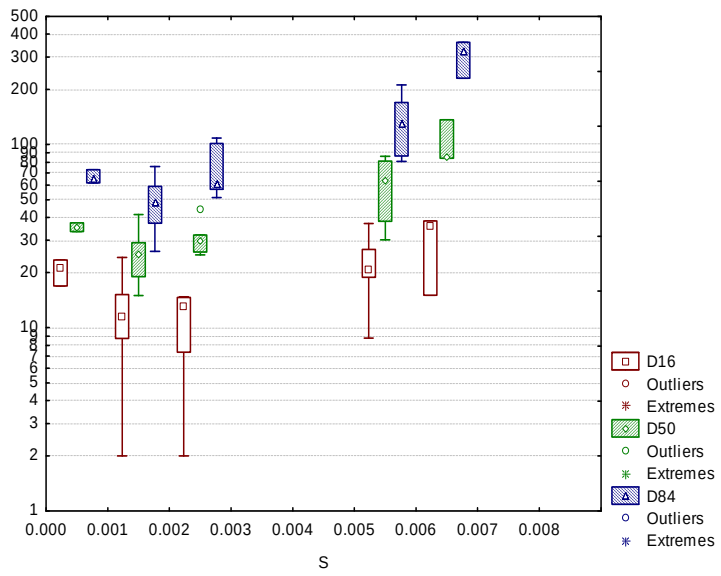

Grafico 3.23: Rapporto statistico tra la dimensione dei sedimenti (in ordinata) e la pendenza (in ascissa).

La relazione riscontrata è significativa: si nota che all'aumentare della pendenza la dimensione dei clasti tende ad essere superiore, ovvero nei fiumi i cui tratti considerati sono situati a monte e in cui l'apporto di sedimento (specialmente di origine glaciale) è maggiore, i sedimenti sono più grandi . Guardando alla deviazione standard i clasti più piccoli (D_{16}) presentano uno scostamento piuttosto ampio rispetto alla media.

Nel grafico 3.24 invece, è possibile visualizzare la relazione tra gli elementi morfologici e le dimensioni dei sedimenti.

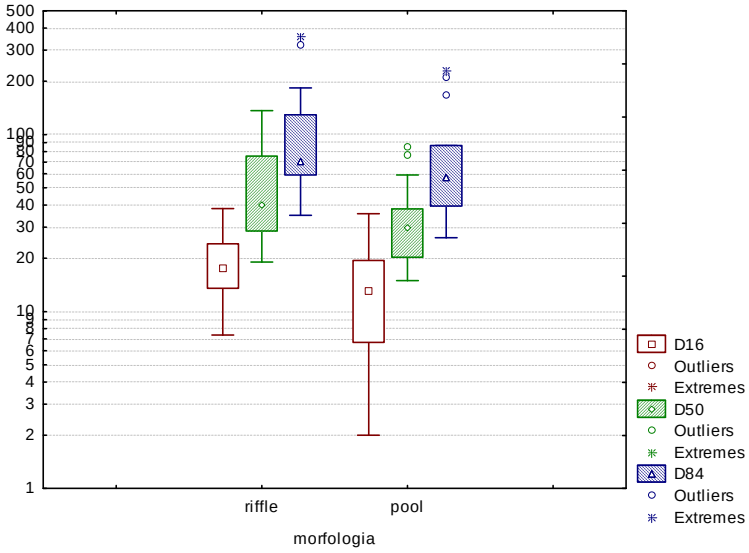

Grafico 3.24: Relazione tra la morfologia fluviale e la dimensione dei sedimenti(mm) (in ordinata).

Considerando i due elementi principali del tracciato fluviale, i riffle e le pool, si nota come nei riffle i diametri percentili siano più grandi rispetto a quelli delle pool. I riffle infatti possiedono più energia e riescono a trasportare i sedimenti più fini.

In realtà la deviazione standard mostra che lo scostamento è piuttosto esiguo per i percentili D_{16} e che le dimensioni nelle pool possono essere anche molto inferiori alla media, probabilmente perché i sedimenti più fini si depositano nelle pool.

Per un'ulteriore approfondimento il grafico 3.25 riporta la variazione longitudinale dei diametri percentili del Rio Alto Chubut nelle rispettive unità morfologiche. Nonostante la piena straordinaria i riffle restano comunque più grossolani della pool.

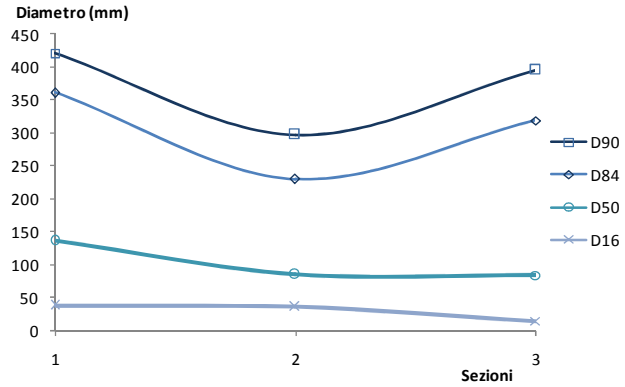

Grafico 3.25 Andamento dei percentili nel rio Alto Chubut nelle 3 unità morfologiche: 1)riffle; 2)pool; 3)riffle.

3.3 ALCUNI CONFRONTI

Di seguito sono riportati alcuni confronti tra i fiumi argentini ed il sottotratto del fiume Brenta in cui sono state analizzate le caratteristiche granulometriche di alcune unità morfologiche.

Per caratterizzare meglio i corsi d'acqua oggetto di studio, si prende in considerazione il fattore di forma, ovvero il rapporto B/H: rapporto tra la larghezza media dell'alveo attivo (B) e l'altezza del pelo libero per la portata al bankfull (H). I fiumi ghiaiosi della Patagonia coprono una vasta gamma di valori,

da 29,3 per il fiume più stretto (il rio Epuyén) a 89,0 per quello più largo (il torrente Lepa), con un valore medio di 52,6. Il fiume Brenta rientra in questa media, con un valore di 51,5.

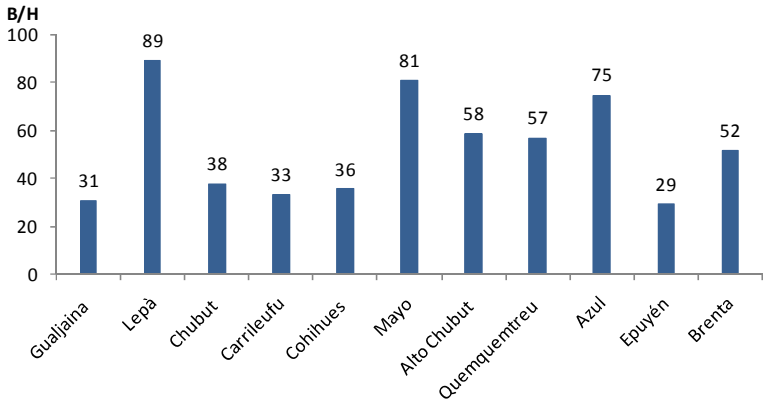

Grafico 3.26: rapporto B/H nei fiumi ghiaiosi argentini e nel fiume italiano Brenta.

Di seguito vengono riportati i valori tabulati di due coefficienti di corazzamento, calcolati l'uno come rapporto tra il D_{50} superficiale e il D_{50} sottosuperficiale (absolute armouring), e l'altro utilizzando la formula di Dietrich et al. (1989), q* (relative armouring).

Fiumi	D50/D50sub	q*
Gualjaina	1.34	0.52
Lepà	1.91	0.13
Chubut	1.66	0.55
Carrileufù	2.79	0.00
Coihues	1.72	0.76
Mayo	2.66	0.00
Quemquemtreu	1.14	0.91
Azul	1.74	0.13
Epuyén	1.72	0.69
Brenta	2.32	0.72

Tabella 3.10: Valori dei coefficienti di corazzamento per i fiumi argentini e il fiume Brenta.

In generale i fiumi argentini hanno un rapporto di corazzamento basso, inferiore a 2, solo i fiumi Carrileufù e Mayo sono fortemente corazzati (D_{50s}/D_{50sub} rispettivamente di 2,79 e 2,66). Il caso del rio Carrileufù può essere spiegato a causa della mancanza di fonti di sedimento, perché il tratto di studio

si trova vicino al lago Cholila, dove ha origine il fiume. Il rio Quemquemtreu invece, è quello dotato di maggiore rifornimento solido, per cui presenta il valore più basso di corazzamento (1,14). Accanto a questi estremi si trovano corsi d'acqua con basso apporto di sedimento ma dotati di un buon strato corazzato (fiumi Azul e Lepà), ed altri con un moderato rifornimento solido (Gualjaina, Chubut, Epuyen, Coihue). Il Brenta si trova al terzo posto tra i fiumi con valori più alti (rapporto di corazzamento di 2,32), dunque rispecchia una situazione in cui l'apporto di sedimento è scarso e lo strato corazzato ben costituito.

I valori tabulati sono stati predisposti in un grafico che mette in relazione il corazzamento assoluto (D50/D50sub) e quello relativo (q*), insieme ad una serie di curve schematizzate utilizzando l'equazione di Dietrich et al. (1989), assumendo differenti valori del rapporto r = τ_{bk}/τ_{cs}. Per uno specifico rapporto r , quando l'apporto di sedimento è maggiore, il corazzamento assoluto diminuisce. La posizione di ogni punto presso le curve dipende dall'intensità dello sforzo tangenziale generato dalla bankfull. Il Brenta si trova in una situazione simile ai fiumi Coihues e Quemquemtreu. Tutti e tre sono soggetti a intense portate a piene rive (r varia tra 3 e 3,3), ma differiscono nell'apporto di sedimento ricevuto da monte. Quindi per lo stesse condizioni al bankfull (sforzo tangenziale), il rifornimento solido è maggiore nei fiumi della Patagonia piuttosto che nel Brenta.

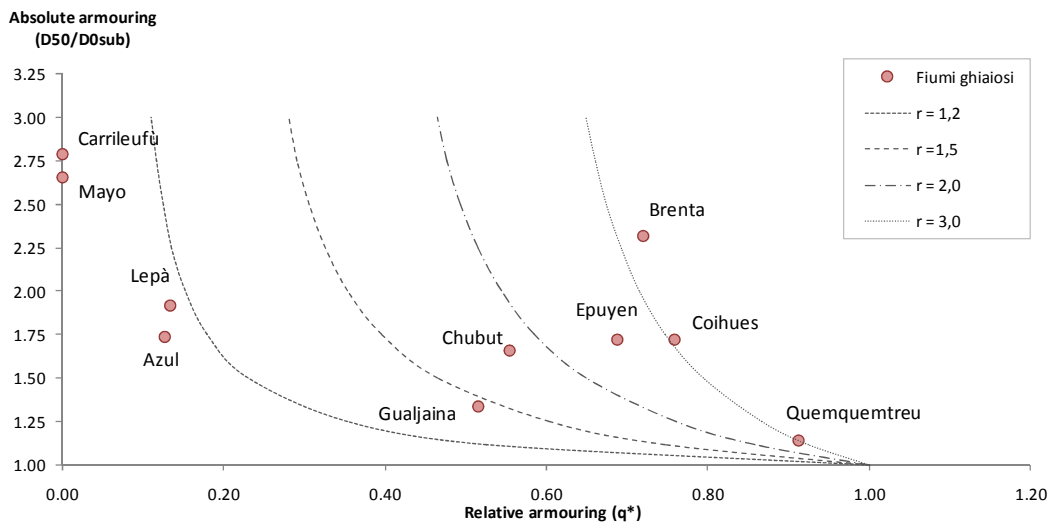

Grafico 3.27: Relazione tra i due coefficienti di corazzamento nei fiumi argentini e nel fiume Brenta.

Il Brenta presenta anche uno dei valori più alti del corazzamento relativo (q*= 0,72), che è dovuto ad alti valori di sforzo tangenziale durante le piene al bankfull.

Nel grafico che segue invece, è riportato il valore del D50 medio del tratto di studio per ogni fiume analizzato, con i relativi intervalli di variazione spaziale. Il limite superiore rappresenta il D50 dei riffle, mentre il limite inferiore corrisponde al D50 delle pool.

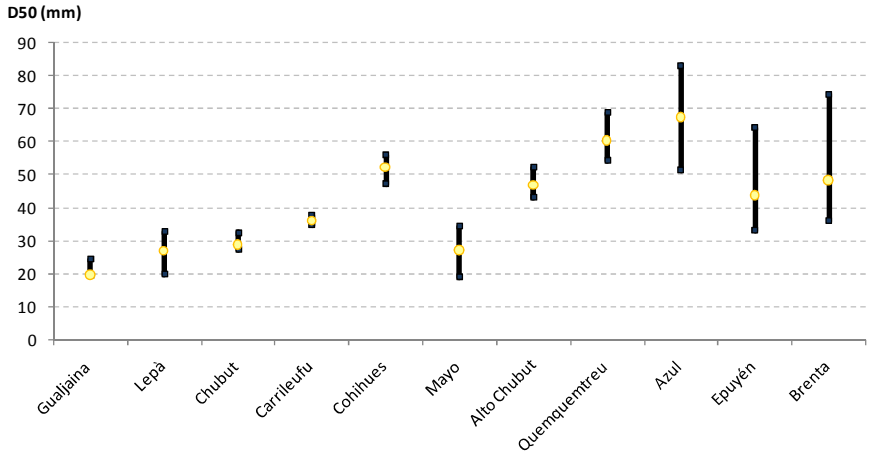

Grafico 3.28: Variazione del D50 medio rispetto ai riffle (limite superiore) e alle pool (limite inferiore).

Le variazione granulometriche più ampie si hanno nel fiume Brenta, Epuyén e Azul, mentre variazioni minime o quasi nulle sono presenti nei fiumi Carrileufù e Chubut. Il Brenta presenta un D50 medio di 48 mm, mentre nei riffle e nelle pool il D50 è pari rispettivamente a 78 mm e 36 mm. La variabilità superficiale è dunque notevole.

3.4 ANALISI TOPOGRAFICA ED EVOLUZIONE RECENTE DEL BRENTA

Per valutare lo stato evolutivo del fiume Brenta sono state messe a confronto le sezioni trasversali storiche misurate nell'anno corrente con quelle rilevate nel 1997, per poter visualizzare con più facilità i processi di incisione ed aggradazione. Le sezioni sono viste da monte, la sinistra del grafico cioè coincide con la sinistra idrografica del fiume.

La sezione 1, a valle di Bassano del Grappa, si trova a valle di una soglia. Il fiume, allo sbocco della pedemontana, è ancora unicursale e il letto nel 1997 si presentava piano. A differenza di quanto riscontrato da Surian (2007), ovvero che fino al 1997 questa sezione non era stata soggetta ad alcun tipo di incisione, negli ultimi 12 anni l'alveo si è abbassato di quasi 1,5 m.

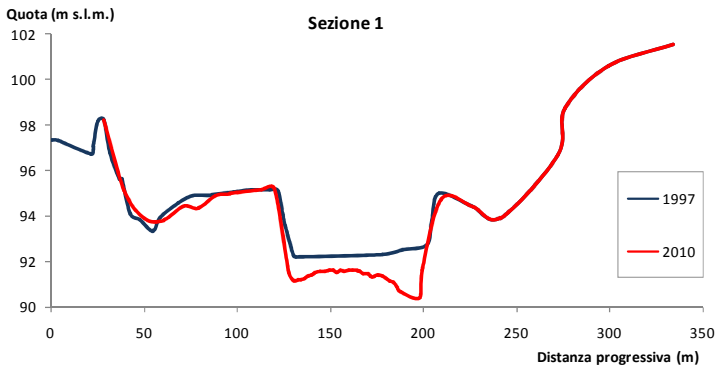

Grafico 3.29 Sezione 1 nel 1997 e nel 2010 vista da monte.

Anche nella sezione 2 sono prevalsi processi di incisione. Qui il fiume diventa già braided, come si può vedere dalla presenza di due canali, anche se forse è meglio parlare di wandering. L'abbassamento è maggiore, di circa 4 metri nei punti più profondi.

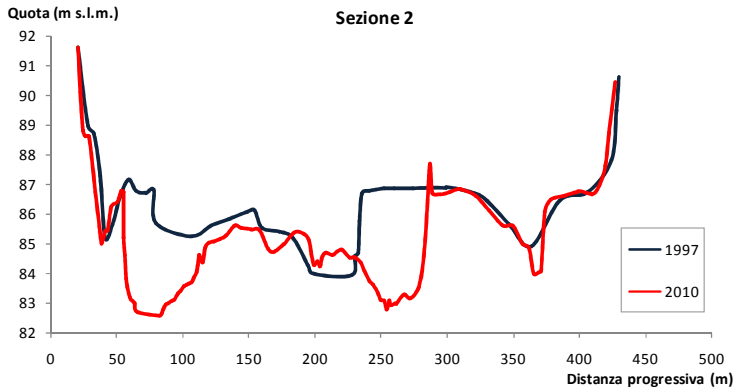

Grafico 3.30: sezione 2 nel 1997 e nel 2010

Come si può notare dai grafici che seguono anche le sezioni 3, 4, 5 e 6 sono state soggette ad incisione negli ultimi 12 anni. Questo fatto è in accordo con quanto rilevato da Surian per il periodo 1984-1997, che vedeva la parte superiore del tratto di studio interessata esclusivamente da processi di

abbassamento dell'alveo. L'incisione è nell'ordine di 1-2 metri, ma si arriva anche oltre ai 4 m in alcuni punti, specialmente nelle sezioni 3 e 5.

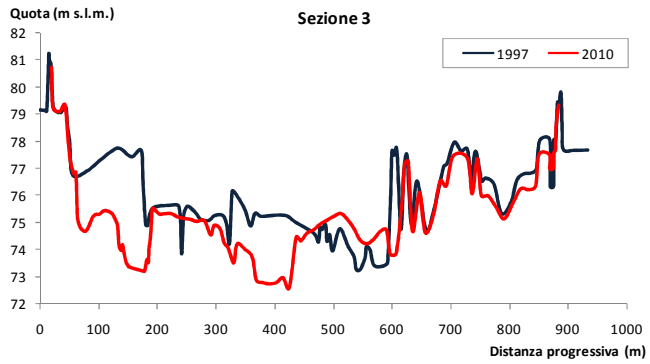

Grafico 3.31: Sezione nel 1997 e nel 2010.

Nelle sezione 4, 5 e 6 si possono notare anche dei processi di deposizione, che interessano la destra idrografica. Tuttavia, più che altro nelle prime due sezioni, il fenomeno è trascurabile e di entità minore rispetto all'erosione, mentre nella 6 i due processi sono quasi equamente distribuiti nelle due metà della sezione.

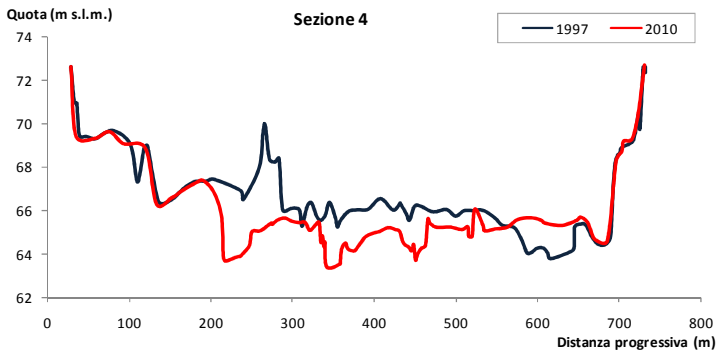

Grafico 3.32: sezione 4 nel 1997 e nel 2010.

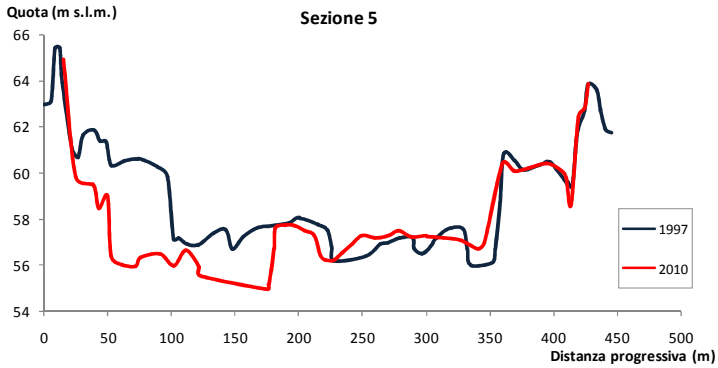

Grafico 3.33: sezione 5 nel 1997 e nel 2010.

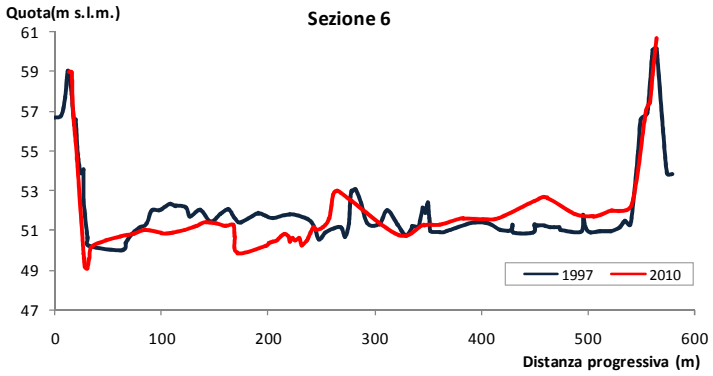

Grafico 3.34: sezione 6 nel 1997 e nel 2010.

Dalla sezione 7 in poi, ovvero nella parte più a valle del tratto, prevale decisamente l'aggradamento.

Nella sezione 7 l'aggradamento interessa solamente un'esigua porzione della destra del canale, nell'ordine di 3-4 m, mentre nella sezione 8 l'innalzamento del letto è di circa 1 m e riguarda tutto il canale principale.

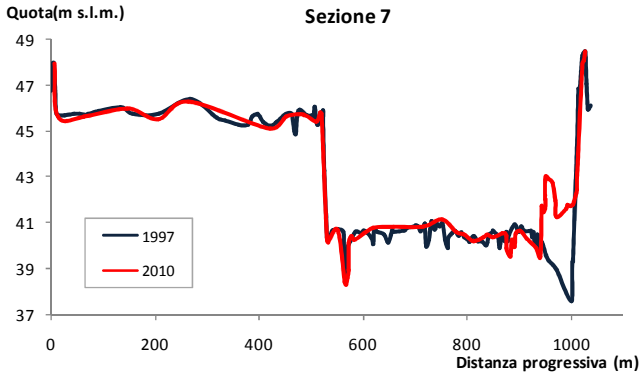

Grafico 3.35: sezione 7 nel 1997 e nel 2010.

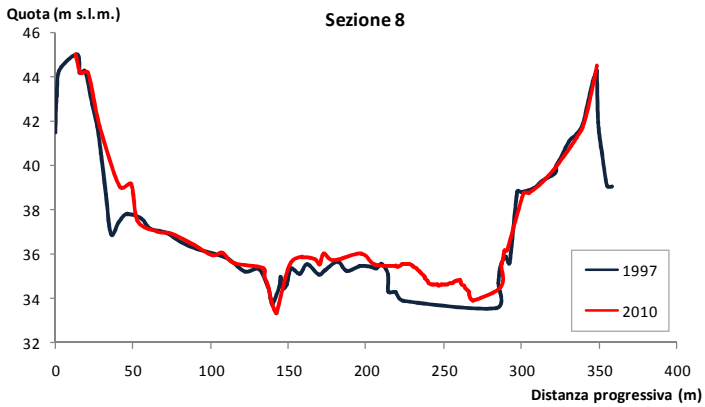

Grafico 3.36: sezione 8 nel 1997 e nel 2010.

Nella sezione 9 a sinistra si vede il canale principale nei due periodi considerati e il grado di deposizione appare molto marcato (nell'ordine di 5 m!) Tuttavia bisogna considerare che durante i rilievi non è stato possibile raggiungere il fondo del canale al centro a causa della profondità e della velocità della corrente, perciò i due punti presi più in basso nei due lati del canale sono stati uniti dalla linea rossa in modo approssimativo. Dunque l'aggradazione in questa sezione è da considerare inferiore.

Per quanto riguarda i punti sulla destra, si tratta dei rilievi delle cave effettuati nel 1997 grazie alla collaborazione con il Consorzio di Bonifica e che al fine di questo studio non sono stati effettuati, anche per ovvie difficoltà pratiche. Ecco perché nella sezione 10, a sinistra, la linea rossa in prossimità delle due cave è quasi orizzontale. In questo caso la deposizione è al massimo di 4 m.

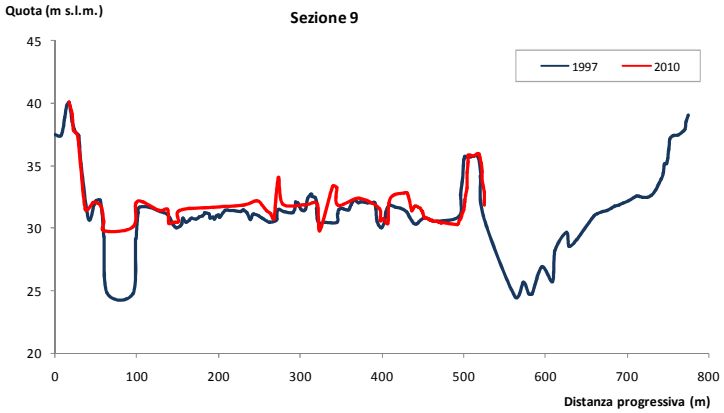

Grafico 3.37: sezione 9 nel 1997 e nel 2010.

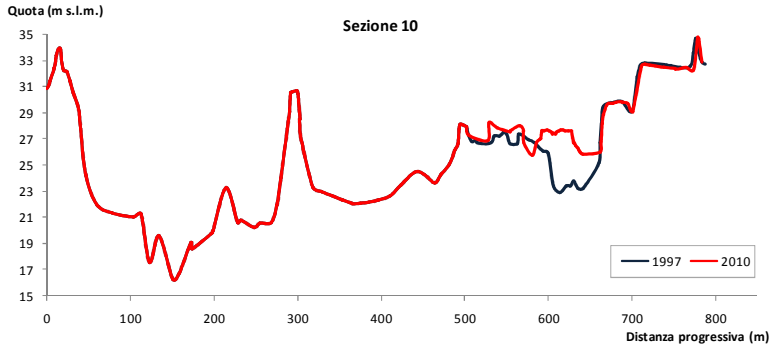

Grafico 3.38 : sezione 10 nel 1997 e nel 2010.

Questi processi, di incisione nel primo tratto e deposizione nella seconda metà, sembrano congruenti con quanto accaduto tra gli anni 1984-1997, dunque confermano la presenza di erosione locale delle sponde a monte, a causa dello scarso apporto di sedimento proveniente da monte e di deposizione di questo sedimento nelle sezioni a valle, dove la minor pendenza rende più difficile il trasporto. L'evoluzione del fiume dunque è piuttosto stabile.

Per quanto riguarda la sezione di Carturo, che si trova a qualche centinaio di metri a monte della sezione storica numero 11, è stata rilevata la chiusa in calcestruzzo, infatti la quota del fondo resta sempre costante. Il breve abbassamento sulla destra corrisponde ad una scala di risalita per i pesci realizzata nel 2005. Viene riportata di seguito anche la sezione corrispondente alla stazione idrometrica di Barziza, che è stata utilizzata per calibrare la simulazione con Hec-Ras.

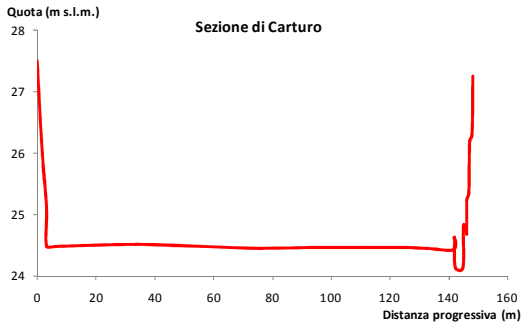

Grafico 3.39: sezione di Carturo a monte della sezione 11, nel 2010.

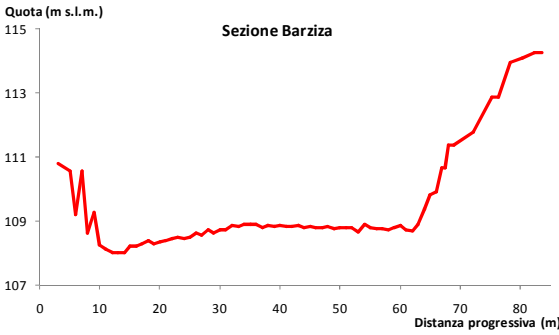

Grafico 3.40: sezione di Barziza, a monte di Bassano del Grappa.

3.5 RISULTATI DELLA MODELLAZIONE NUMERICA

Nel grafico 3.41 è riportato il valore dello sforzo tangenziale sul contorno (o share stress) da monte verso valle per diversi valori di portata. Il parametro è stato considerato solo per il tratto che va dalla sezione storica 1 alla 10. L'andamento delle curve è del tutto simile, come è ragionevole aspettarsi, tuttavia si può notare che per portate minori, pari a 67 m^3/s (Q media), è più lineare, a causa della bassa energia della corrente. Questo denota che all'aumentare della portata lo sforzo sui sedimenti è maggiore, specialmente a monte dove la pendenza elevata genera maggiore energia cinetica, e dunque ci si aspetta l'erosione del fondo. Le curve tendono a decrescere man mano che la pendenza diminuisce, tuttavia sono presenti dei picchi anche verso valle in corrispondenza delle sezioni storiche 8 e 10. Lo sforzo è maggiore perché queste sezioni sono molto strette e confinate: il modello calcola il restringimento e fa aumentare l'altezza del pelo libero e la velocità della corrente, provocando l'aumento dell'energia della corrente. In realtà non si tiene conto della presenza della chiusa di Carturo più a valle,, che fa cambiare stato alla corrente (attraverso la diminuzione della velocità) e dunque ci si aspetterebbe il rallentamento del flusso e la diminuzione dello sforzo sui sedimenti, con conseguente deposizione (tipica situazione a monte di sbarramenti o briglie). L'errore era previsto in quanto il salto non è stato inserito nelle condizioni iniziali impostate sul modello.

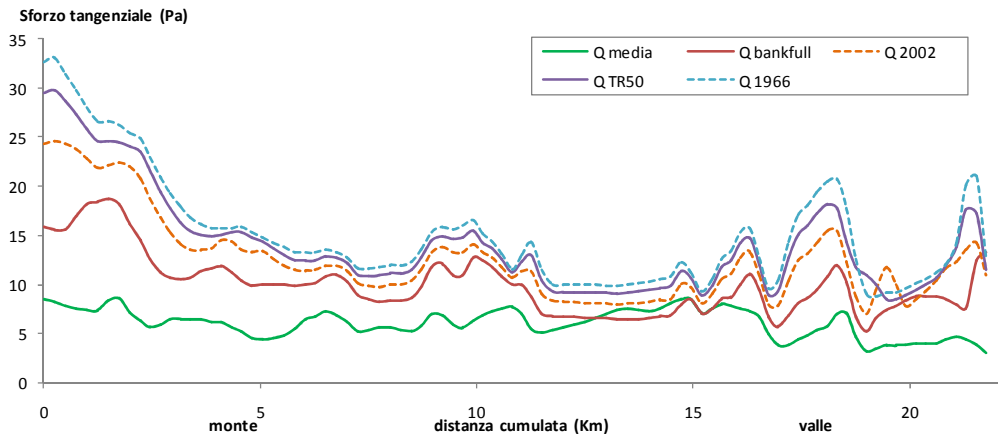

Grafico 3.41 Andamento dello sforzo tangenziale da monte verso valle per diversi valori di portata.

Queste condizioni sono riscontrate anche nell'analisi di un altro parametro: nel grafico della capacità di trasporto solido, i picchi delle sezioni più a valle denota l'abbondanza di sedimento movimentabile. Le condizioni di equilibrio dei sedimenti impostate prima della simulazione fanno sì che non esca e non entri niente nel tratto considerato, dunque i picchi in realtà si trovano proprio in corrispondenza dei tratti in aggradazione, come confermato dai rilievi topografici.

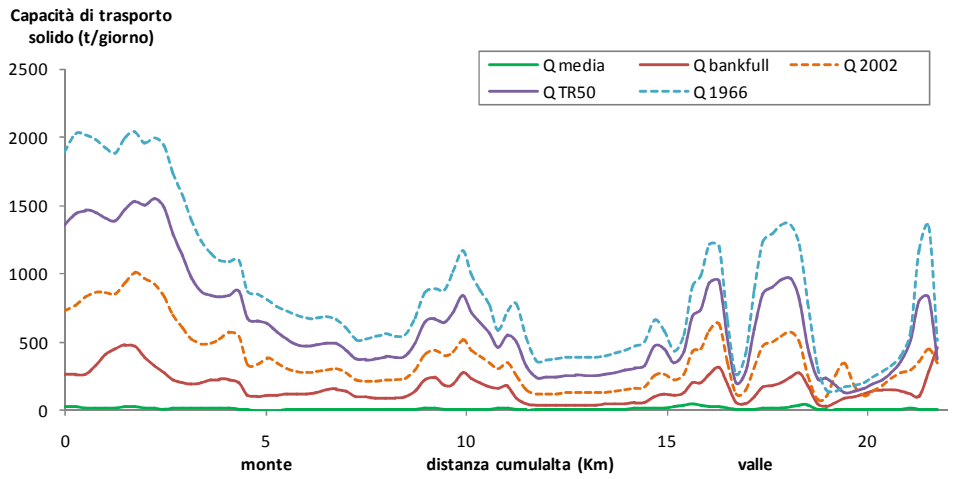

Grafico 3.42: andamento della capacità di trasporto solido (tonnellate/giorno) da monte (destra) a valle per portate significative

Entrambi i parametri (sforzo tangenziale e capacità di trasporto) sono estremamente interconnessi. Infatti le due curve, per una portata di 756 m^3/s (grafico 3.11) seguono lo stesso andamento. All'aumentare dello sforzo tangenziale sul contorno, cresce la capacità di trasporto di sedimento del mezzo liquido, come è ragionevole aspettarsi. Dunque l'errore persiste per entrambi i parametri. Nel tratto di valle, che comunque presenta valori minori per entrambi i parametri rispetto al tratto di monte (a causa della diminuzione della pendenza), ci si aspetta il verificarsi della deposizione del sedimento asportato a monte.

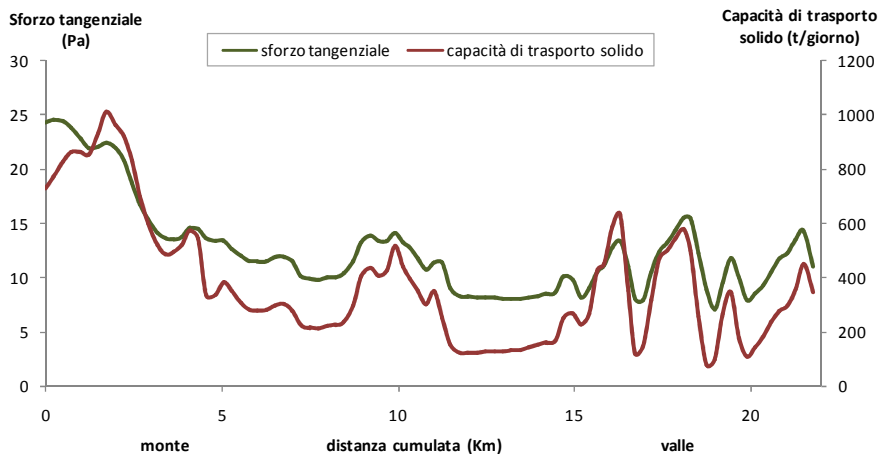

Grafico 3.43: andamento dello sforzo tangenziale e della capacità di trasporto da monte verso valle per una portata di 756 m_3/s(pari al picco di piena del 2002).

La perdita di capacità di trasporto solido è legata non solo allo sforzo tangenziale e alla pendenza del tratto, ma anche alla larghezza del pelo libero. Nel grafico che segue è evidenziata questa relazione. Non appena comincia ad aumentare la larghezza dell'alveo, il flusso liquido si distribuisce su una superficie maggiore e larghezza del pelo libero aumenta in modo considerevole, provocando una diminuzione della capacità di trasporto solido. Questo comportamento è evidente nella parte centrale del tratto dove le sezioni sono più larghe ed il corso è pluricursale. Proseguendo verso valle invece, la larghezza del pelo libero decresce, mentre la capacità di trasporto si presenta più variabile. Questo è dovuto sempre all'errore di cui si è discusso precedentemente.

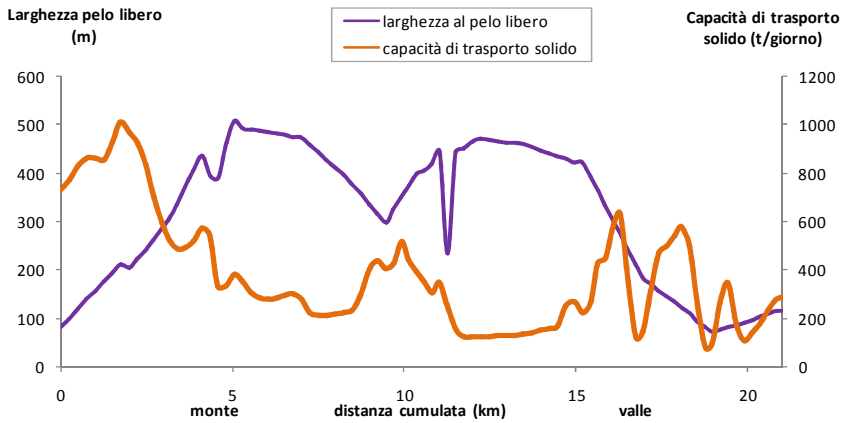

Grafico 3.44: Andamento della larghezza al pelo libero e della capacità di trasporto solido lungo l'asta fluviale per una portata di 756 m_3/s (pari al picco di piena del 2002).

Le figure che seguono riportano le sezioni storiche più rappresentative del tratto, schematizzate dal modello matematico per una portata di 756 m_3/s (piena del 2002): nella sezione 1 con l'alveo largo un paio di centinaia di metri, il deflusso è concentrato nell'unico canale presente e la linea dell'energia è piuttosto alta. La sezione 4, con un alveo di mezzo chilometro, presenta un flusso liquido maggiormente distribuito, la linea dei carichi infatti è più bassa; infine la sezione 10 (in nero sono rappresentate le ostruzioni in corrispondenza delle cave) ha un canale attivo di appena un centinaio di metri, la linea dell'energia infatti è più alta rispetto alla precedente sezione.

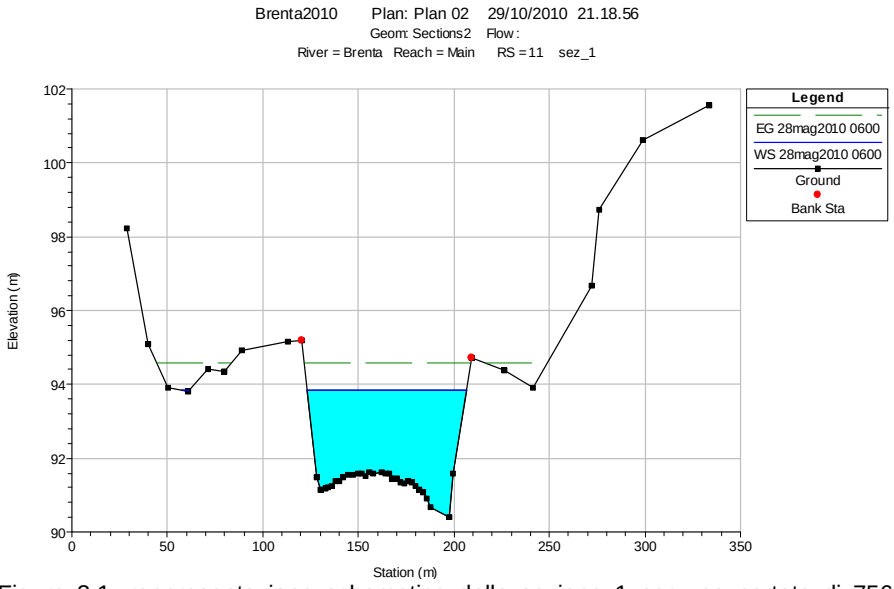

Figura 3.1: rappresentazione schematica della sezione 1 per una portata di 756 m_3/s.

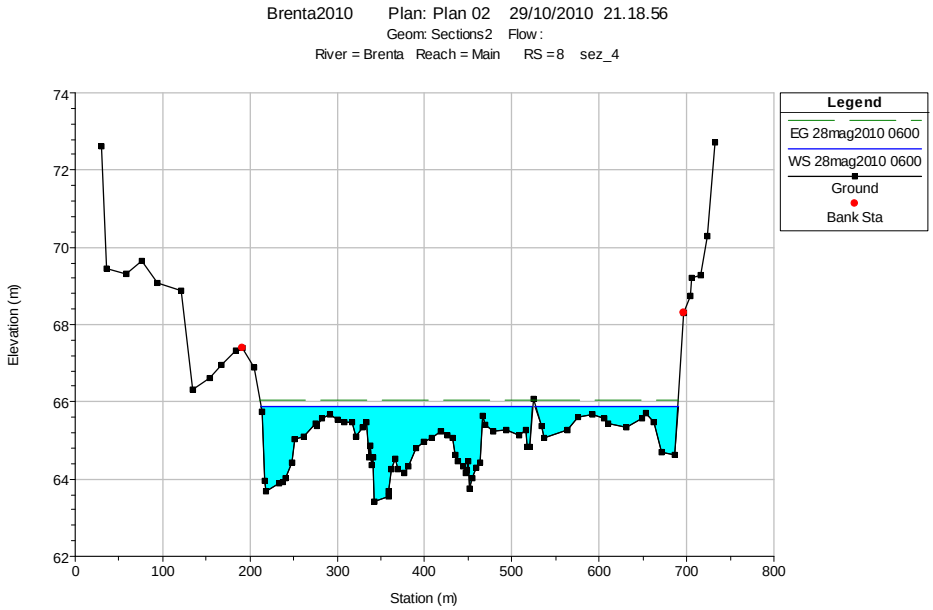

Figura 3.2: immagine schematica della sezione 4 per una portata di 756 m_3/s.

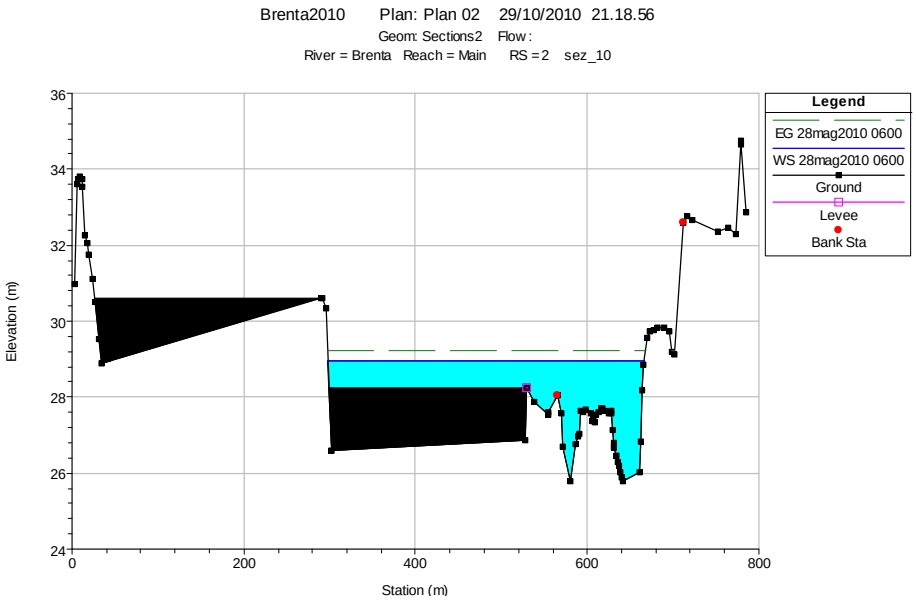

Figura 3.3: immagine schematica della sezione 10 per una portata di 756 m_3/s.

I due grafici seguenti invece, mettono in relazione il downstream fining (in termini di D50 e di D84) con lo sforzo tangenziale ed il loro variare da monte verso valle nella direzione di deflusso, considerando solo le sezioni in cui sono stati effettuati i rilievi granulometrici (dalla 2 alla 10). Il modello esponenziale fornisce un coefficiente di determinazione (R^2) pari a 0,784 per D50 e a 0,850 per D84 e dei coefficienti di riduzione pari a 0,05 Km^{-1} per D50 e 0,06 Km^{-1} per D84. Anche lo sforzo segue quest'andamento decrescente, confermando che il processo di downstream fining non è stato alterato dall'erosione laterale.

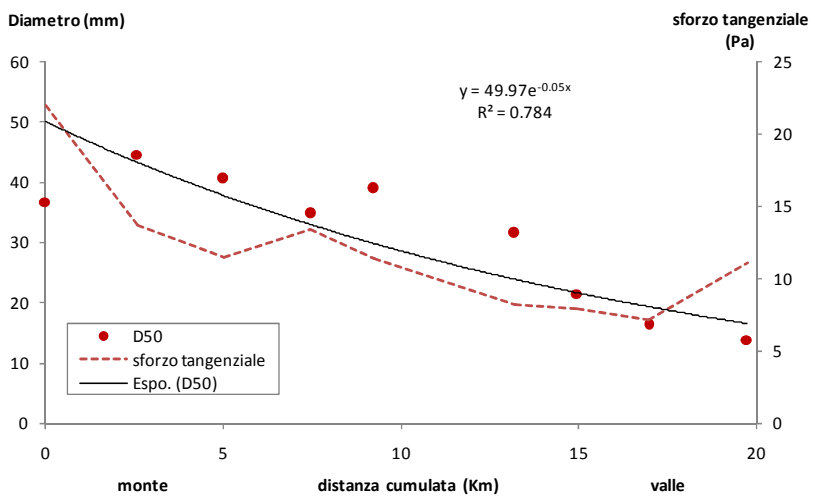

Grafico 3.45: modello esponenziale applicato alla variazione del D50 e andamento dello share stress in direzione di deflusso.

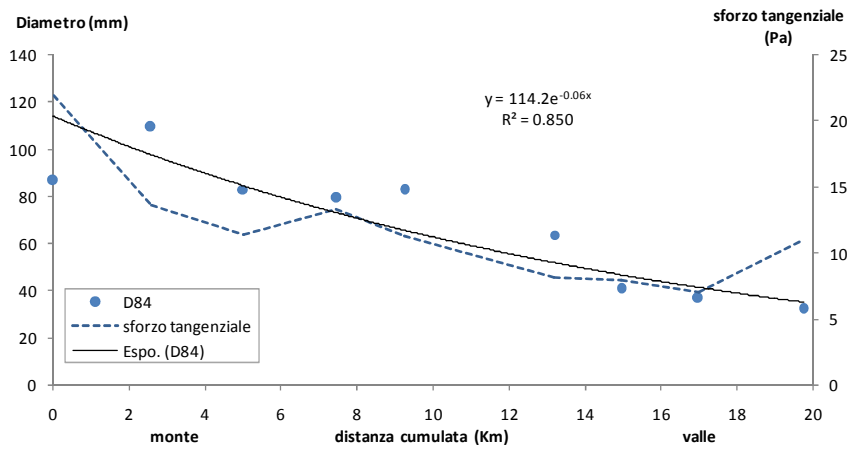

Grafico 3.46. modello esponenziale applicato alla variazione del D84 e andamento dello share stress lungo la direzione di deflusso.

La figura seguente riporta la rappresentazione schematica dell'intero tratto di studio creata dal modello, e il livello del deflusso liquido per una portata di 756 m_3/s, pari alla piena del 2002. Nei due particolari che seguono si evidenzia il livello di esondabilità della portata liquida. Nella parte centrale del tratto la piena rimane confinata all'interno dell'alveo (linee rosse) grazie all'ampia larghezza delle sezioni. Più a valle, in corrispondenza delle sezioni storiche 9 e 10, il deflusso fuoriesce dalle sponde e si inoltra nella fascia boscata e in prossimità delle cave.

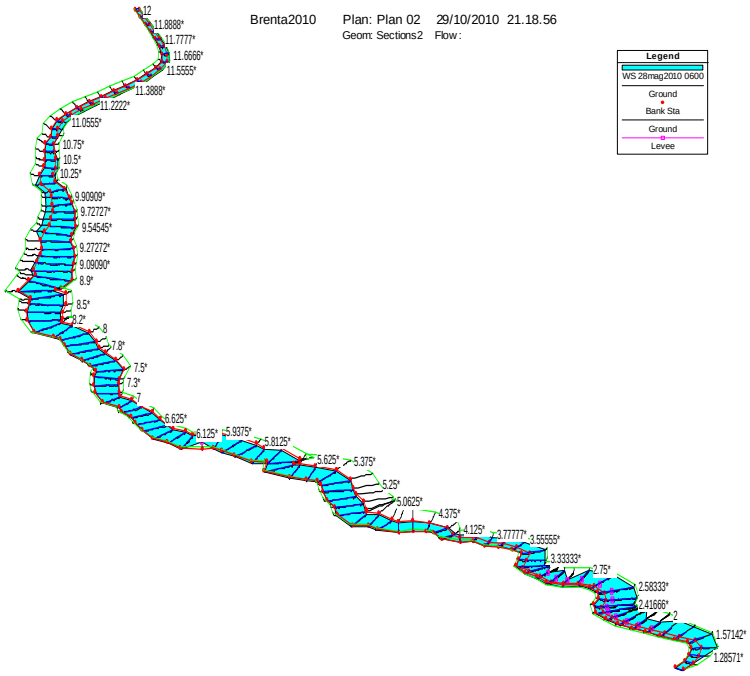

Figura 3.4:immagine schematica del tratto di studio per un portata di 756m_3/s.

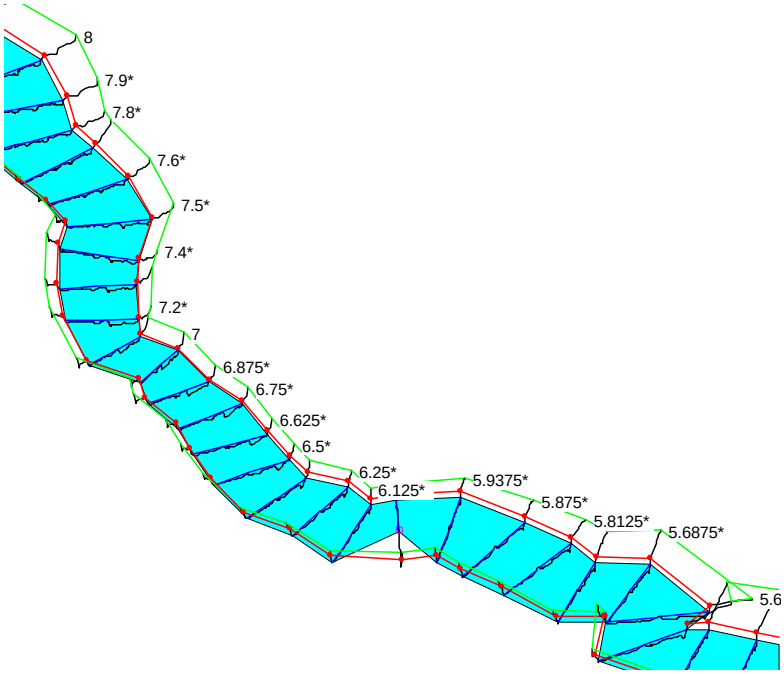

Figura 3.5: Particolare del tratto centrale.

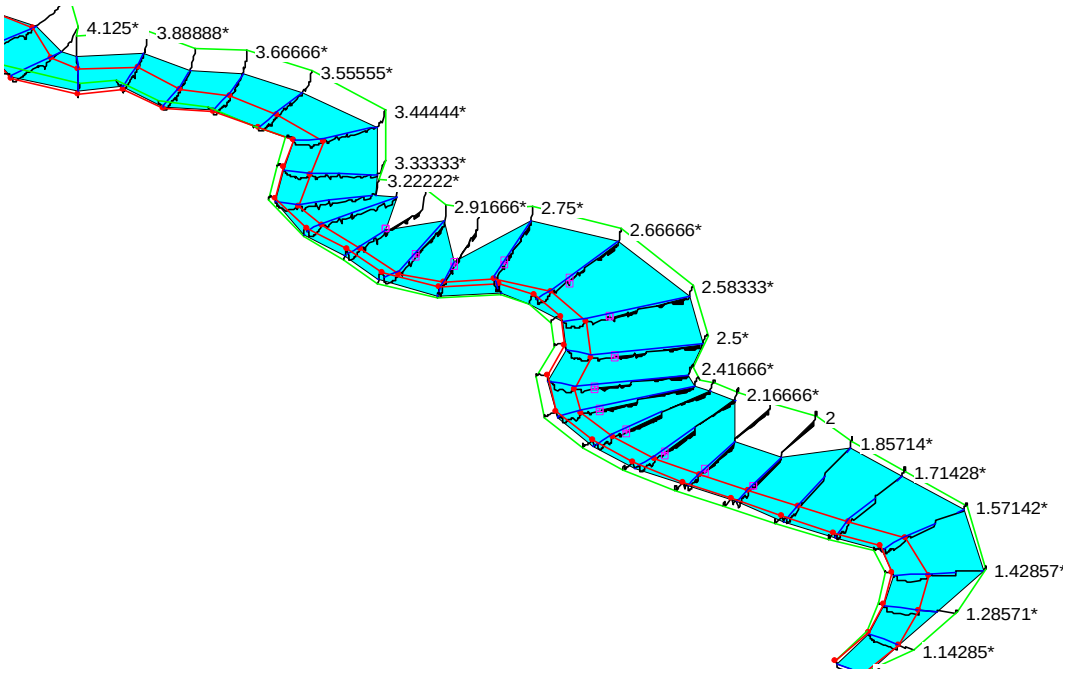

Figura 3.6: particolare del tratto di valle.

4 DISCUSSIONE

Il fiume Brenta rappresenta un esempio significativo dell'evoluzione morfologica recentemente in atto a partire dagli anni '90 in molti corsi d'acqua d'Italia. In particolar modo il tratto di pianura considerato nel presente studio manifesta i segni di un cambiamento di tendenza, che vede nuovamente aperte le possibilità di divagazione laterale e la disponibilità di nuove fonti di sedimento. Il fiume sta quindi proseguendo nella direzione dell'evoluzione recente riscontrata anche in molti altri fiumi italiani (Surian e Cisotto, 2007; Turitto et al., 2008).

Dai risultati dell'analisi idrologica è stato evidenziato che il fiume Brenta è caratterizzato da un regime nivo-pluviale, con abbondanza di precipitazioni e verificarsi degli eventi di piena nel mese primaverile di maggio e in autunno, nei mesi di ottobre-novembre. La presenza della diga del Corlo, costruita nel 1954 sul Torrente Cismon (il principale affluente del Brenta nel bacino montano) non ha influito in modo rilevante sul regime idrico del fiume. Considerando i valori di portata media giornaliera della serie storica 1924-2009 (anni idrologici), le curve di durata create rispettivamente per il periodo pre-diga e post-diga (grafico 3.4) non hanno rilevato sostanziali differenze tra i due periodi, almeno per quanto riguarda la capacità di regolazione interannuale. L'unico scostamento significativo si ha nei valori di portata compresi tra 100 e 300 m^3/s, che risultano più frequenti nel periodo pre-diga 1924-1953 (come riscontrato anche da Surian e Cisotto, 2007).

Nei 72 anni idrologici presi in considerazione, il superamento di portate con tempo di ritorno di 100 anni si è verificato in un'unica occasione (piena del 1966) con un valore di 1330 m^3/s registrato nella stazione idrometrica di Barziza, mentre eventi con tempo di ritorno di 50 anni si sono verificati due volte, rispettivamente ne 1956 e nel 1976 (grafico 3.9).

Considerando gli idrogrammi delle piene nell'ultimo ventennio (grafico 3.7) le linee di esaurimento dopo i picchi decrescono molto rapidamente, caratteristica di un regime idrico quasi torrentizio. La portata al bankfull, pari a

350 m^3/s, non è stata superata solo in 5 casi su 20, la portata maggiore si è verificata nel 2002, con un valore di 756 m^3/s e un tempo di ritorno decennale. Si nota (grafico 3.9) che negli ultimi vent'anni è stato piuttosto frequente il verificarsi di eventi di piena maggiori di 600 m^3/s (tempo di ritorno di 5 anni) rispetto alla precedente serie storica. Sicuramente la maggior frequenza di portate significative ha influito sulla morfologia e sui processi di erosione-deposizione di cui si è parlato nell'introduzione. Piene come quelle del 1996 e del 2002, hanno favorito l'erosione laterale, che da un lato ha reso disponibile nuovo materiale per l'alveo e dall'altro hanno consentito un allargamento del sistema fluviale.

Se si considerano le caratteristiche granulometriche invece, dal grafico 4.13 si è visto come il processo di *downstream fining* sia tuttora in atto nel tratto di studio. Tuttavia Surian e Cisotto (2007) riportano che nel 1974 il D50 variava dai 24,1 mm ai 11,6 mm, mentre in base ai rilievi effettuati per questo studio, attualmente il D50 varia tra i 36,7 mm e i 13,8 mm, dunque il sedimento è diventato più grossolano. L'aumento di sedimento grossolano indica che l'apporto di sedimento proveniente da monte è ancora fortemente limitato, soprattutto per la presenza della diga sul torrente Cismon; dunque, per effetto del trasporto selettivo, i sedimenti che rimangono nell'alveo sono i più grossolani. Per lo stesso processo selettivo si verifica il depauperamento di sedimento fine ed un ulteriore rafforzamento dello strato corazzato (armouring), che difficilmente viene movimentato da piene ordinarie. Considerando l'ipotesi di un corazzamento statico (Rinaldi et al., 2010), lo strato di materiale grossolano potrebbe essere movimentato solo durante eventi di piena piuttosto significativi. Dunque sono le piene importanti a consentire l'approvvigionamento di sedimenti grossolani attraverso l'erosione orizzontale delle barre corrazzate (ad esempio la piena del 2002 con tempo di ritorno di 10 anni). Allo stesso tempo la rimozione dello strato corazzato consente di liberare il materiale fine intrappolato nel sottostrato, consentendo l'approvvigionamento di sedimento più fine. Nonostante la fase di allargamento dell'alveo, l'aumento delle dimensioni del D50 (*coarsening*) non è imputabile all'erosione laterale delle sponde, ma piuttosto alla movimentazione dello

strato corazzato presente lungo le barre laterali. Comiti et al. (2010) infatti, riportano che per il fiume Piave le variazioni verticali e orizzontali dell'alveo in realtà non sono interconnesse: le variazioni laterali possono essere considerate le prime manifestazioni della nuova dinamica del fiume, ma le variazioni verticali e orizzontali in realtà sono più lente. Dunque, considerando che nella prima parte del tratto di studio prevale ancora l'incisione del letto, è più probabile che l'erosione riguardi una parte più interna dell'alveo (le barre appunto) piuttosto che le sponde o i terrazzi.

Anche la simulazione matematica conferma questi dati (grafici 3.45 e 3.46): l'andamento dello sforzo tangenziale calcolato per la piena del 2002 infatti, segue perfettamente la curva esponenziale decrescente dei percentili D_{50} e D_{84} lungo l'asta fluviale. Dunque il materiale più grossolano proveniente dall'erosione laterale delle barre viene trasportato a valle ma tende a depositarsi a partire dalla seconda metà del tratto a causa della diminuzione della pendenza e dello sforzo stesso. L'azione selettiva della corrente, distribuisce il materiale di diversa pezzatura lungo il percorso, perciò si riscontra comunque il verificarsi del downstream fining lungo il tratto. Per i fiumi ghiaiosi infatti, spesso il trasporto selettivo costituisce il principale meccanismo influente sul downstream fining (Frings, 2008).

Le caratteristiche granulometriche dei sedimenti che costituiscono il letto variano non solo in funzione della pendenza, come si è visto per il Brenta, ma anche in funzione delle unità morfologiche che compongono l'alveo (Rinaldi et al., 2010). Nei fiumi ghiaiosi argentini analizzati sussiste una relazione significativa tra le dimensioni dei sedimenti e la sequenza riffle-pool (grafico 3.24). I percentili D_{90} e D_{50} infatti, rappresentano sempre materiale più grossolano nei riffle, mentre il D_{16} è caratterizzato per entrambi gli elementi da una variabilità minore. Come si può notare, dopo l'evento di una piena eccezzionale nel rio Alto Chubut, nonostante il notevole aumento delle dimensioni dei sedimenti grossolani e dei massi (grafico 3.20), nelle tre unità analizzate è stata comunque mantenuta una variabilità rilevante tra i due riffle e la pool (grafico 3.25), la cosiddetta *riffle-pool manteniance*, probabilmente

proprio grazie al meccanismo di inversione della velocità di cui parlava Keller (1971).

Non tutti i corsi d'acqua analizzati però presentano questa variabilità. Il rio Carrileufù è quello che presenta in assoluto il materiale più uniforme (grafico 3.28), infatti non c'è quasi nessuna variazione tra il D_{50} medio del tratto e i D_{50} medi delle pool e dei riffle. Questa uniformità può essere attribuita all'assenza di forme di fondo ben definite nel tratto di studio. I fiumi della Patagonia generalmente sono caratterizzati da una buona uniformità della distribuzione del sedimento. La maggiore variazione riscontrata tra le morfologie fluviali, è presente nel fiume Brenta e nel fiume Epuyén: i sedimenti dei riffle sono molto più grossolani rispetto alla mediana del tratto, mentre per le pool questa variazione è decisamente più limitata.

Come nel Brenta, anche nei fiumi argentini si verifica il downstream fining lungo la direzione di deflusso, infatti si nota una significativa correlazione tra la pendenza e la dimensione dei sedimenti (grafico 3.24). Da questa relazione i corsi d'acqua si sono divisi in due categorie, quelli a pendenza più bassa presentano granulometria generalmente più fine, mentre quelli a pendenza più elevata hanno sedimenti più grossolani. Quindi oltre alla pendenza che influisce sullo sforzo e sulla capacità di trasporto, la vicinanza delle fonti di sedimento nei tratti più pendenti (situati più a monte rispetto agli altri) creano questa variabilità longitudinale. Anche nel grafico 3.27 si è notato che fiumi come il Quemquemtreu o il Gualjaina, dotati di un apporto di sedimento consistente, presentano valori di corazzamento assoluto molto bassi. In generale, i fiumi della Patagonia sono dotati di buone fonti di sedimento, mentre il Brenta appare tra quelli con fonti solide più scarse.

Per quanto riguarda la granulometria sottosuperficiale del fiume Brenta, le dimensioni variano in modo consistente tra le sezioni procedendo verso valle (grafico 3.14), in particolare nelle sezioni intermedie 5 e 7, dove il materiale tende a divenire più grossolano. I sedimenti grossolani comunque diminuiscono drasticamente di diametro procedendo lungo le nove sezioni (il D90 passa da 156 mm a 46 mm circa), mentre per le particelle più piccole si riscontra una variazione meno accentuata. Questo fatto, riscontrato anche nei sedimenti

superficiali, è imputabile proprio ai processi di trasporto solido, molto più selettivi nei confronti delle particelle grossolane. Le particelle più fini sono trasportate a causa della loro elevata mobilità, mentre le particelle grossolane richiedono uno sforzo tangenziale superiore per essere mobilitate dalla stessa corrente (Moussavi-Harami et al., 2004). Si è visto inoltre che i valori del coefficiente di riduzione ottenuti applicando il modello esponenziale alla variazione del D50 e del D84 (grafici 3.45-3.46), sono pari rispettivamente a 0,05Km^{-1} e 0,06Km^{-1}. Come riportato da Surian (2002), questi valori, se rapportati ad altri studi internazionali effettuati su fiumi ghiaiosi, indicano il trasporto selettivo quale fattore determinante il downstream fining, mentre l'abrasione risulta essere di secondaria importanza. Dunque è normale attendersi una diminuzione di dimensioni meno accentuata per la componente più fine, specialmente nel sottostrato (grafico 3.16), che resta bloccato dallo strato corazzato.

Dall'analisi delle due curve di frequenza cumulata (grafico 3.12) si nota come la granulometria sottosuperficiale sia più rappresentata nei valori intermedi di phi (ghiaia fine e sabbia), infatti le due curve si discostano visibilmente. Si nota anche che la curva di frequenza relativa della granulometria sottosuperficiale presenta due picchi, ma il maggiore avviene in corrispondenza della curva del sedimento superficiale. Questo indica una buona presenza in entrambi gli strati di materiale compreso tra i 45 e i 32 mm (ghiaia grossolana) e nel sottosuperficiale anche di classi inferiori (secondo picco), a causa del corazzamento.

Questa caratteristica è verificata anche dai valori ottenuti con il rapporto di corazzamento (tabella 3.10), che rivelano la presenza di corazzamento anche nello strato inferiore. Il valore del rapporto di corazzamento (D_{50}sup/D_{50}sub) nel fiume Brenta è di 2,32. Secondo quanto riportato da Bunte e Abt (2001), questi valori possono essere interpretati come una situazione in cui la capacità di trasporto eccede il rifornimento solido, causando un forte corazzamento della superficie. Questa condizione è dovuta sicuramente al deficit solido causato dalla diga del Corlo. Una situazione simile avviene per il fiume Carrileufù, che presenta il valore più alto del rapporto di corazzamento. In questo caso la

scarsità di apporto sedimentario non è provocata da un invaso artificiale, bensì da un lago naturale; infatti il tratto di studio è vicino al Lago Cholila, da cui ha origine il fiume stesso. Per gli altri fiumi il rapporto di corazzamento è sempre compreso tra 1 e 2, segno che la capacità di trasporto solido è equilibrata da un buon rifornimento di sedimento da monte.

Tra i fiumi della Patagonia, l'unico caratterizzato da un regime idrologico simile a quello del Brenta è proprio il rio Carrenleufù (grafico 3.10). E' stato fatto un confronto tra due eventi di piena di magnitudo simile ($600m^3/s$) rispettivamente verificatisi nel Brenta e nel Carrileufù, per valutare le differenze tra il regime idrologico alpino e quello andino. Come si è potuto vedere dal confronto (grafico 3.11), il Brenta presenta una curva crescente e quella di esaurimento molto ripide, caratteristica di regimi torrentizi e di eventi di piena molto brevi e intensi, mentre il fiume argentino presenta una curva di esaurimento molto più dolce (segno che le piene impiegano più tempo per esaurirsi). E' interessante quindi evidenziare che mentre il Carrileufù impiega quasi un mese e mezzo per tornare alle condizioni di portata originarie (75 m_3/s), il Brenta in appena tre giorni esaurisce l'80% della sua portata rispetto al picco. Questa particolarità, giustificherebbe la presenza di materiale grossolano anche nel sedimento sottosuperficiale: il forte impatto generato dalle piene (molto selettive) genera un corazzamento molto pronunciato che si riflette anche nel sottostrato. Per questo è presente il picco nel grossolano della curva di frequenza relativa della granulometria sottosuperficiale.

La differenza nel regime delle portate di piena è evidente analizzando nuovamente il grafico 3.27. Il Carrileufù, come il Brenta è caratterizzato dalla scarsità di sedimento proveniente da monte, ed entrambi presentano valori di corazzamento assoluto molto alti. Tuttavia il Carrileufù si trova nella schiera di corsi d'acqua sottesi dalla curva con r = 1, ovvero caratterizzati da bassi valori di sforzo tangenziale generati per portate dell'ordine della bankfull (come il Mayo, il Lepà e l'Azul). Il Brenta è situato tra quelli sottesi dalla curva con r=3, ovvero per portate a piene rive lo sforzo generato sui sedimenti è sufficientemente alto per mobilitare anche materiale piuttosto grossolano, come quello dello strato corazzato appunto. Questa considerazione è valida anche per i fiumi Coihue e

Quemquemtreu. Dunque le piene del Brenta, grazie alla loro intensità, sono dotate di un alto grado di modellazione morfologica del letto.

Considerando i parametri statistici (grafico 3.18), guardando al coefficiente di assimetria (swekness), nella maggioranza delle sezioni la curva granulometrica risulta leggermente assimetrica verso il fine, ovvero c'è un lieve eccesso di materiale grossolano rispetto alla moda. Solo nella sezione 6 la skewness risulta positiva (sk=0.1) cioè la curva è quasi simmetrica. L'eccesso della componente grossolana può essere dovuto proprio al materiale proveniente dall'erosione laterale o dall'attivazione di originarie superfici fluviali a seguito di un allargamento dell'alveo (Turitto et al., 2008).

Il basso valore del coefficiente di classazione è indice di un'eterogeneità del sedimento piuttosto accentuata grazie alla presenza di materiale sia fine che grossolano. Inoltre l'andamento sinuoso della curva del coefficiente di uniformità e i valori della deviazione standard e dell'indice di gradazione confermano quanto appurato dalla curva di frequenza relativa, che presenta una curva con campana molto ampia, caratteristica di sedimenti eterogenei, non uniformi e gradati.

La tendenza all'erosione tuttavia è circoscritta al tratto di monte. Il confronto con le sezioni topografiche attuali e quelle del '97 ha confermato che negli ultimi dodici anni l'evoluzione del Brenta continua a seguire l'andamento riscontrato per il fiume negli anni precedenti (1984-1997), come riportato da Surian e Cisotto (2007). Nel tratto di monte, dalla sezione 1 fino alla 5 (grafici 3.29-3.33), prevale decisamente l'erosione del letto, con incisioni fino a 4 m. Oltre all'erosione del fondo, la diminuzione delle escavazioni in alveo e la mancanza di apporto di sedimento proveniente da monte, fanno sì che il fiume eroda ai lati per fornirsi di materiale e ricostituire lo spazio necessario alla morfologia pluricursale. Questo è evidente nelle sezioni 2, 3 e 4 dove si nota la presenza di più canali attivi anche per portate ordinarie. Tuttavia l'incisione del letto è un fenomeno non ancora in diminuzione, a causa dell'elevata pendenza del tratto e all'insufficiente apporto di sedimento da monte, il cui contributo è stimato essere fino a 20 volte minore rispetto all'apporto di materiale dalle sponde (Surian e Cisotto, 2007). La sezione 6 (grafico 3.34) può considerarsi in

una fase di passaggio, perché deposizione ed erosione si bilanciano completamente.

A partire dalla sezione 7 (grafico 3.35) invece, si fa decisamente strada l'aggradazione del letto, che prosegue fino all'ultima sezione. In questo tratto la vegetazione spondale è costituita da boschi molto densi, ed il fiume, che tende a divenire monocursale (pseudomeandriforme), si ritrova sempre più confinato in uno spazio estremamente limitato. L'aggradazione appare più consistente soprattutto nella sezione 10, sicuramente per l'azione della chiusa di Carturo che rende il letto molto più stabile. Le sponde e la piana alluvionale, rese coesive e stabili da boschi ad alto fusto e da opere di protezione rendono impossibile l'erosione laterale, impedendo a materiale più grossolano di entrare in circolazione. Inoltre, fattori come la diminuzione della pendenza e la presenza della chiusa a valle, diminuiscono notevolmente la velocità della corrente e di conseguenza la capacità di trasporto, favorendo l'aggradazione del sedimento in tutto il tratto di valle. Queste condizioni giustificano la diminuzione delle dimensioni delle particelle del letto, in quanto solo la componente più fine è in grado di essere trasportata verso valle, specialmente da portate di grandezza simile alla bankfull. Tuttavia da evidenze di campo (nella sezione 10) è stato notato come sponde molto alte con vegetazione rada siano state erose al piede di recente, segno che alla deposizione si sta associando anche una variazione orizzontale, per quanto limitata, come è ragionevole aspettarsi, e questa fonte di sedimento (caratterizzata da materiale più fine rispetto alle barre corazzate) sicuramente influisce sul downstream fining.

Queste considerazioni hanno trovato riscontro anche nell'applicazione della modellazione numerica monodimensionale. A monte sia la capacità di trasporto che lo sforzo tangenziale sono elevati e diminuiscono progressivamente (grafico 3.43). La capacità di trasporto è infatti legata allo sforzo tangenziale sul contorno, perché quando la resistenza al flusso viene superata, il mezzo liquido è in grado di trasportare il sedimento. Ovviamente lo sforzo necessario alla movimentazione del sedimento aumenta al crescere delle dimensioni dei grani. Dunque a monte il trasporto è elevato, e coincide con il tratto in erosione,

mentre più a valle lo sforzo diminuisce visibilmente a causa della diminuzione della pendenza. I piccoli picchi calcolati dal programma nella parte di valle, sono dovuti alla presenza di restringimenti delle sezioni (con conseguente diminuzione della larghezza del canale attivo), che generano un aumento dello sforzo tangenziale, ma a causa della bassa pendenza, più che di erosione si può prevedere un aumento della capacità selettiva del deflusso che vaglia ulteriormente il materiale depositato (ad ulteriore conferma del downstream fining). Infatti, considerando la larghezza del pelo libero e la capacità di trasporto solido (grafico 3.44), si nota che nella parte centrale del tratto, dove il fiume è pluricursale e l'alveo molto largo, la capacità di trasporto tende a diminuire progressivamente, in quanto il flusso è distribuito su una superficie maggiore e lo sforzo esercitato dalla corrente sui sedimenti è minore (l'altezza del pelo libero calcolata dal programma sul profilo longitudinale infatti è minore nel tratto centrale). A valle, dove la larghezza diminuisce repentinamente a causa del confinamento dell'alveo attivo, la capacità di trasporto tende a risalire e ad essere più variabile (perché aumenta l'altezza del pelo libero). Ciò rientra nel limite dell'errore previsto dalla simulazione, in quanto nelle condizioni iniziali impostate sul modello la chiusa di Carturo, situata subito a valle della sezione 10, non è prevista. Il rallentamento della corrente e la deposizione che si verificano a monte di un salto non sono calcolate dalla simulazione, ma in genere i valori dello sforzo e della capacità di trasporto sono comunque decisamente inferiori di quelli calcolati a monte, confermando quanto avviene nella realtà. La simulazione tuttavia non può definirsi completa in quanto sono stati omessi i tre ponti presenti nell'area di studio (rispettivamente presso Cartigliano, Frìola e Fontaniva), che sicuramente influiscono sul comportamento dei deflussi e sul trasporto solido.

Le sezioni più critiche dal punto di vista del funzionamento idraulico sono le sezioni di valle. La simulazione denota che per una portata pari alla piena del 2002, il deflusso resta all'interno dell'alveo attivo solo nella parte a monte del tratto (figura 3.6). Non appena il canale comincia a restringersi (ovvero quando si passa alla tipologia pseudomeandriforme), il flusso liquido fuoriesce dalle sponde ed esonda nelle aree limitrofe (figura 3.5). La presenza di cave vicino

all’alveo e la marcata presenza di boschi densi rendono difficile una previsione sulle conseguenze che si potrebbero verificare in seguito ad eventi di piene eccezionali (con TR > 50 anni).

5 CONCLUSIONI

In relazione a quanto appreso sui corsi d'acqua ghiaiosi della Patagonia e considerando le loro caratteristiche idrologiche e geografiche, i fiumi si distinguono in due categorie: quelli appartenenti alla regione extra-andina, caratterizzati da un regime idrologico irregolare e con periodi di secca durante l'estate, e quelli presenti nella zona di influenza della Cordigliera, con un regime idrologico molto più regolare. Generalmente in tutti questi corsi d'acqua ghiaiosi è stata rilevata una significativa variabilità sedimentologica tra le forme fluviali che li caratterizzano (riffle e pool). In tutti i tratti analizzati si verifica il downstream fining, ma il grado di corazzamento risulta variabile a seconda del rifornimento solido. In genere i fiumi della Patagonia hanno un buon apporto di sedimento da monte, non essendoci opere antropiche che trattengano materiale nei bacini montani.

Per quanto riguarda il Brenta, sulla base dei risultati ottenuti è possibile individuare una direzione evolutiva del fiume nel tratto studiato. Negli ultimi 20 anni, grazie alla diminuzione delle escavazioni in alveo e alla disponibilità di nuove fonti di sedimento, il fiume ha ricominciato ad allargarsi per ricostituire la morfologia a canali intrecciati, specialmente nella parte iniziale e centrale del tratto, dove ci sono più possibilità di divagazione laterale. Attualmente, in concomitanza al fatto che il regime idrologico non è stato alterato, sta proseguendo in questa direzione. Tuttavia nello stesso tratto è ancora in atto una fase di incisione piuttosto importante. Questo denota che da un lato si sono verificate le condizioni per favorire l'evoluzione orizzontale del corso d'acqua, ma dall'altro queste non sono sufficienti per rendere più stabile anche la variazione verticale del letto. Nel tratto di valle invece, dove prevale l'aggradazione del sedimento, il processo di allargamento dell'alveo è limitato dalla progressiva circoscrizione del corso, dalla vegetazione molto densa e consolidata e dalla diminuzione dell'energia della corrente.

Dallo studio dei sedimenti è risultato che in tutto il tratto si verifica il downstream fining, segno che la corrente, specialmente durante piene maggiori

alla bankfull, è ancora strettamente selettiva. La presenza di barre corazzate rappresenta inoltre la principale fonte di sedimento nel tratto di monte, mentre a valle, dove l'aggradazione diviene il processo dominante, è possibile che l'erosione interessi maggiormente le sponde (anche se in quantità minore), dotate di sedimento più fine.

Si è dunque ben lontani da una situazione di equilibrio. Il Brenta ha manifestato i primi segni di un cambiamento di tendenza (l'allargamento dell'alveo), ma le variazioni verticali non possono dirsi connesse con quelle orizzontali, o almeno richiedono molto più tempo per potersi stabilizzare. Sebbene l'incisione sia per il momento un fenomeno più contenuto nel tratto di monte, ciò non significa che questo processo non continui a verificarsi anche negli anni a venire o a peggiorare. Anche se il regime idrologico del fiume non è stato alterato in modo significativo dall'azione antropica, l'apporto di sedimento è del tutto insufficiente a compensare la tendenza evolutiva del corso d'acqua. Sicuramente ci si può aspettare un'ulteriore divagazione laterale nel breve periodo (più che altro nel tratto di monte), ma questa sarà sempre fortemente limitata ed il fiume difficilmente potrà riconquistare la sua configurazione originaria, specie nel tratto di valle dove il confinamento dell'alveo costituisce un fattore fortemente limitante.

Sarebbe interessante proseguire sullo studio della variazione granulometrica dei sedimenti e svolgere dei rilievi a monte e a valle della chiusa di Carturo, per vedere se come ci si aspetta, a valle si è verificato un aumento della frazione grossolana.

Inoltre sarebbe opportuno creare un nuovo scenario di simulazione aggiungendo alla modellazione numerica le sezioni trasversali dei ponti, che in questo studio sono state omesse, e che costituiscono dei fattori importanti nel determinare il comportamento idraulico del fiume.

BIBLIOGRAFIA

- ARPAV. 2006. Considerazione sulla scala di deflusso del fiume Brenta a Barziza. U.O. Rete Idrografica Regionale. Relazione n° 04/06.
- Andrews E.D. & Parker G. 1987. The coarse surface layer as a response to gravel mobility. In: C.R.Thorne, J.C.Bathurst & R.D.Hey (eds). Sediment Transport in Gravel-bed Rivers. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, U.K. 269- 325.
- Ashida K., Takahashi T. e Sawada T. 1976. Sediment yield and transport in mountainous small watershed. Bull. DPRI, 26, 240. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University. Kyoto, Japan.
- Barry J. J., Buffington J. M. e King J. G. 2004. A general power equation for predicting bed loadtransport rates in gravel bed rivers. Water Resources Research, vol. 40, W10401.
- Billi P., 1995. Dinamica fluviale e antropizzazione. ACER 1, n. 5: 71-75.
- Borgarelli A. 2008. Analisi delle variazioni della morfologia d'alveo del fiume Piave nel tratto tra Soverzene e Cesena (BL) nel periodo 1997-2007. Relatore Lenzi M.A. Correlatore Picco L. Università degli studi di Padova, Facoltà di Agraria, Legnaro.
- Bunte K. e Abt S. R.. 2001. Sampling Surface and Subsurface Particle-Size Distribution in Wadable Gravel and Cobble-Bed Streams for Analysis in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring. U.S.D.A. United States Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. General Technical Report RMRS-GRT-74.
- Church M. 1992. Channel morphology and typology. The river handbook. vol. 1.
- Church M. 2002. Geomorphic thresholds in riverine landscapes. Freshwater. Biology. 47:541-557.

- Clifford N.J. 1993. Differentialbed sedimentology and the maintenance of riffle-pool sequences. Catena- Interdisciplinary Journal of Soil Sciences, Idrology, Geomorphology. Vol 20, cap. 5: 447-468.
- Comiti F., Da Canal M., Surian N., Mao L.,Picco L. e Lenzi M.A. Channel adjustments and vegetation cover dynamics in a large gravel bed river over the last 200 years. Geomorphology(2010), doi:10.1016/j.geomorph.2010.09.011
- Del Valle R., Tatur A. e Rinaldi C.A. 2007. Cambios en lagos y ciculacìon fluvial vinculados al calentamiento climàtico del Pleistoceno Tardio-Holoceno temprano en Patagonia e Isla 25 de Mayo, Islas Shetland del Sur, Antartida. Revista de la Asociacìon Geòlogica Argentina 62 (4): 618-626.
- Dietrich W. E., Kirchner J. F., Ikeda H. e Iseya F. 1989. Sediment supplì and the development of the coarse surface layer in gravel-bed rivers. Nature 340: 215-217.
- Frings R.M. 2008. Downstream fining in large sand-bed rivers. Earth-Science Reviews 87: 39-60.
- Galay V.J., Rood, K.M. e Miller S. 1998. Human interferences with braided gravel-bed rivers. In Gravel bed rivers in the environment. Edizione P.C. Klingeman.
- Giardini L. 2003.A come agronomia. Patron editore, Bologna
- Gray D. e Harding J.S. 2007. Braided river ecology, a literature review of physical habitats and acquatic invertebrate communities. Science for conservation 279. Science & Technical Publishing, Department of Conservation. Wellington, New Zealand.
- Griffiths G. A. 1980. Stochastic estimation of bed load yield in pool-and-riffle mountain stream. Water Resources Research, vol. 16.
- Hassan M.A., Egozi R. & Parker G. 2006. Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers. Water Resources Research, 42.

- Hey R.D., Asce M. e Thorne C. R. 1986. Stable channels with mobile gravel bed.
- Keller, E.A. 1971. Areal sorting of bed-load material: the hypothesis of velocity reversal. Geological Society of America Bulletin 82: 753–756.
- Krumbein W.G. 1937. Sediments and exponential curves. J. Geol.45, 577– 601.
- Lenzi M. A. 2008. Fluviomorfologia e riqualificazione fluviale. Appunti del corso.
- Lenzi M. A., D'Agostino D. e Sonda D. 2000. Ricostruzione morfologica e recupero ambientale dei torrenti. Editoriale Bios Cosenza.
- Leopold L. B., Wolman M. G. e Miller J. P. 1964. Fluvial processes in geomorphology. W. H. Freeman & C. San Francisco, California.
- Marchetti M. 2000. Geomorfologia fluviale. Pitagora Editrice Bologna.
- Mao L. 2004. Analisi comparativa del trasporto solido di corsi torrentizi in diversi ambiti geografici. Tesi di dottorato. Università di Padova.
- Milan D. J., Heritage G. L., Large A. R. G. e Charlton M. E. 2001. Stage dependent variability in tractive force distribution through a riffle–pool sequence. Catena 44: 85-109.
- Moussavi-Harami R., Mahboubi A. e Khanehbad M. 2004. Analysis of controls on downstream fining along three gravel-bed rivers in the Band-e-Golestan drainage basin NE Iran. Geomorphology 61: 143–153.
- Mozzi P., Ferrarese F., De Santi C. e Scotton S. 2006. Prelievi in alveo e siti dismessi lungo il Brenta. Ricerche e proposte sulle cave del Veneto. Ed. Fondazione Benetton Studi Ricerche. Treviso, 10 marzo-19 maggio 2006.
- Parker G., Klingeman P.C., McLean D.G. (1982) – Bed load and size distribution in paved gravel-bed streams. J. Hydraul. Div. ASCE, 108 (HY4), 544-571.
- Pellegrini L., Maraga F., Turitto O., Audisio C. e Duci G. 2008. Evoluzione morfologica di alvei fluviali mobili nel settore occidentale del bacino

padano. Il Quaternario. Italian journal of Quaternary Sciencies 21 (1B): 251-266.

- Peressi G. 2010. Previsione della dinamica e della stabilità di un corso d'acqua: dagli approcci concettuali e morfologici alle applicazioni modellistiche. Direttore della Scuola Boatto V. Supervisore D'Agostino V. Dipartimento Territorio e Sistemi Agro Forestali, Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria, Legnaro.
- Picco L. 2010. Long period morphological dynamics in regulated braided gravel-bed rivers: comparison between Piave River (Italy) and Waitaki River (New Zeland). Direttore della Scuola Boatto V. Supervisore Lenzi M. A. Co-supervisori Hicks M. D. e Comiti F. Dipartimento Territorio e Sistemi Agro Forestali, Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria, Legnaro.
- Reed C. W., Niederoba A. L. e Swift D. J. P. 1999. Modeling sediment entrainment and transport processes limited by bed armoring. Marine Geology 154: 143–154
- Rinaldi M., Surian N., Comiti F. e Bussettini M. 2010. Sistema di valutazione morfologica dei corsi d'acqua. Manuale tecnico-operativo per la valutazione ed il monitoraggio dello stato morfologico dei corsi d'acqua. Ed. ISPRA- Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale. 15-23.
- Robert A. 1993. Bed configuration and microscale processes in alluvial channels. Progress in Physical Geography, 17.
- Roncon S. 2008. Simulazione di scenari di gestione della vegetazione riparia del Bacino Scardovari (RO). Relatore Lenzi M. A. Correlatore Mao L. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria, Legnaro.
- Rusconi A. e Nicifero U. 2004. Le acque del Brenta tra risorsa e minaccia. In Il Brenta. 127- 147. Cierre edizioni.
- Surian N. 2002. Dowstream variation in grain size along an Alpin river: analysis of controls and processes. Geomorphology 43: 137-149.

- Surian N. & Rinaldi M., 2003. “Morphological response to river engineering and
- management in alluvial channels in Italy”. Geomorphology, 50 (4), 307-326.
- Surian N., Pellegrini G. B. e Scomazzon E. 2005. Variazioni Morfologiche dell’alveo del fiume Brenta indotte da interventi antropici. Geogr. Fis. Dinam. Quat supplemento VII: 339- 345.
- Surian N. e Cisotto A. 2007. Channel adjustments, bedload transport and sediment sources in a gravel-bed river, Brenta, Italy. Earth Surface Processes and Landforms 32: 1641-1656.
- Surian N., Rinaldi M., Pellegrini L. 2009. Morfologia di un alveo fluviale. In Linee guide per l’analisi geomorfologica degli alvei fluviali e delle loro tendenze evolutive. 15-19 Cleup sc.
- Turitto O., Audusio C. e Agangi A. 2008. Il ruolo svolto da piene straordinarie nel rimodellare la geometria di un alveo. Il Quaternario. Italian journal of Quaternary Sciencies 21 (1B): 303-316.
- Vericat D., Batalla R. J. E Garcia C. 2006. Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro. Geomorphology 76: 122– 136.
- Walling D.E. 2000. Investigate suspend sediment sources in river basin as a basis for developing sediment management strategies. Proceding of International Workshop on ecological sociological and economic implication of sediment management in reservoir. Paestum, Italy 8-10 April (2002) pp 56-90
- Zangheri P., Francescato V., Lodi G. e Paolucci P. 2002. La nostra Brenta. Gestire il fiume. Confederazione Italiana Agricoltori. Mazzanti e C. Editori S.n.c.

SITI WEB

www.ing.unitn.it informazioni sulle caratteristiche morfologiche dei corsi d'acqua.

www.wikipedia.org enciclopedia multimediale; informazioni sui fiumi argentini.

www.hidricosargentina.org.ar informazioni sui fiumi argentini

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio il prof. Lenzi per avermi dato l'opportunità di recarmi in Argentina, Gabriel Kaless per avermi ospitato ed aver organizzato i rilievi andini, Luca Mao per avermi seguito nella fase di stesura, Johnny Moretto, Emanuel Rigon ed Emil Vincenzi per l'aiuto fornito nei rilievi di campo.