

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Analisi delle variazioni morfologiche indotte
nell'alveo del Fiume Santerno dall'evento
alluvionale del 20/09/2014

Candidato:
Francesco Parma

Relatore:
Prof. Francesco Brardinoni

Sessione Marzo 2018
Anno Accademico 2016-2017

INDICE

RIASSUNTO.....	5
INTRODUZIONE.....	6
1 AREA DI STUDIO.....	8
1.1 Inquadramento geografico.....	8
1.2 Inquadramento geologico.....	9
1.2.1 Inquadramento geologico a scala regionale.....	9
1.2.2 Inquadramento geologico a scala di bacino.....	9
1.3 Inquadramento geomorfologico e idrografico.....	14
1.4 Segmento di studio.....	18
2 MATERIALI E METODI.....	20
2.1 Operazioni di mappatura in ambiente GIS.....	20
2.1.1 Materiale utilizzato.....	20
2.1.2 Suddivisione in tratti omogenei.....	22
2.1.3 Elementi mappati.....	23
2.2 Valutazione delle variazioni morfologiche.....	29
2.3 Caratterizzazione della forzante antropica.....	32
3 RISULTATI E DISCUSSIONE.....	33
3.1 Analisi delle incertezze.....	33
3.2 Variazioni morfologiche a scala di evento.....	39
3.2.1 Forzante idro-meteorologica associata all'evento estremo del Settembre 2014.....	39
3.2.2 Variazioni di larghezza media del canale attivo.....	43
3.2.3 Variazioni della copertura sedimentaria.....	48
3.3 Variazioni a lungo termine.....	54

3.3.1 Forzante antropica.....	54
3.3.2 Variazioni di larghezza media del canale attivo a lungo termine.....	57
4 CONSLUSIONI.....	63
BIBLIOGRAFIA.....	65

RIASSUNTO

Il presente studio si occupa dell'analisi delle dinamiche fluviali del Fiume Santerno a breve e lungo termine. L'obiettivo primario del lavoro consiste nella valutazione delle variazioni morfologiche indotte nell'alveo, lungo un segmento di 32,5 km, dall'evento alluvionale del giorno 20/09/2014. A questo scopo sono state mappate in ambiente GIS differenti categorie di elementi, relativi alla configurazione dell'alveo prima e dopo l'evento, in modo da poter quantificare i cambiamenti avvenuti sia in termini di larghezza media del canale attivo che in termini di dinamiche sedimentarie. Per stimare i margini di errore associati alla misura GIS della larghezza del canale attivo sono state effettuate sul campo delle misure dirette della stessa variabile, utilizzate successivamente come riferimento per il confronto con i valori ottenuti da remoto. L'analisi statistica dei residui mostra valori di incertezza mediamente compresi tra pochi decimetri e 3 m, nonostante localmente risultino errori maggiori, fino ad un massimo di quasi 9 m.

I risultati relativi all'analisi delle variazioni morfologiche indotte dall'evento mostrano significativi fenomeni di allargamento, e di danneggiamento della vegetazione arborea, che hanno interessato i settori confinato e semiconfinato del Fiume Santerno, mentre nel settore a confinamento nullo si riscontra un modesto restringimento. Per quanto riguarda le dinamiche sedimentarie associate all'evento, si è riscontrato un aumento della copertura di sedimento a spese dell'area in roccia nel settore confinato e in quello non confinato, mentre nel settore semiconfinato si osserva una situazione di equilibrio.

In secondo luogo è stata analizzata la tendenza evolutiva a lungo termine dello stesso segmento di studio, in termini di variazioni della larghezza del canale attivo avvenute dal 1954 al 2014. In questo caso i risultati mostrano un significativo restringimento, di entità progressivamente maggiore da monte verso valle.

INTRODUZIONE

Negli ultimi decenni molti fiumi italiani sono stati interessati da cambiamenti idrogeomorfologici di entità non trascurabile, mostrando nel tempo variazioni di larghezza e profondità degli alvei e variazioni in termini di portate solide. I fattori che hanno influito sulle dinamiche dei fiumi italiani nel XX secolo sono da ricercare principalmente nelle attività antropiche, che hanno interessato sia i territori dei bacini imbriferi (uso del suolo, interventi idraulici nei torrenti) sia le aste principali dei fiumi (realizzazione di opere idrauliche, interventi di canalizzazione, attività estrattive in alveo), sebbene in alcuni casi le tendenze evolutive più recenti siano particolarmente influenzate dalla ricorrenza di grandi eventi alluvionali, che possono apportare modifiche significative alla morfologia fluviale (Surian & Rinaldi, 2008; Surian et al., 2009a; Comiti et al., 2011).

I maggiori cambiamenti storici relativi alla seconda metà del XX secolo documentati in letteratura per i fiumi italiani consistono in significativi fenomeni di incisione e restringimento, in risposta ad impatti antropici per lo più riconducibili all'escavazione di sedimento negli alvei (Figura 1) (Surian & Rinaldi, 2003).

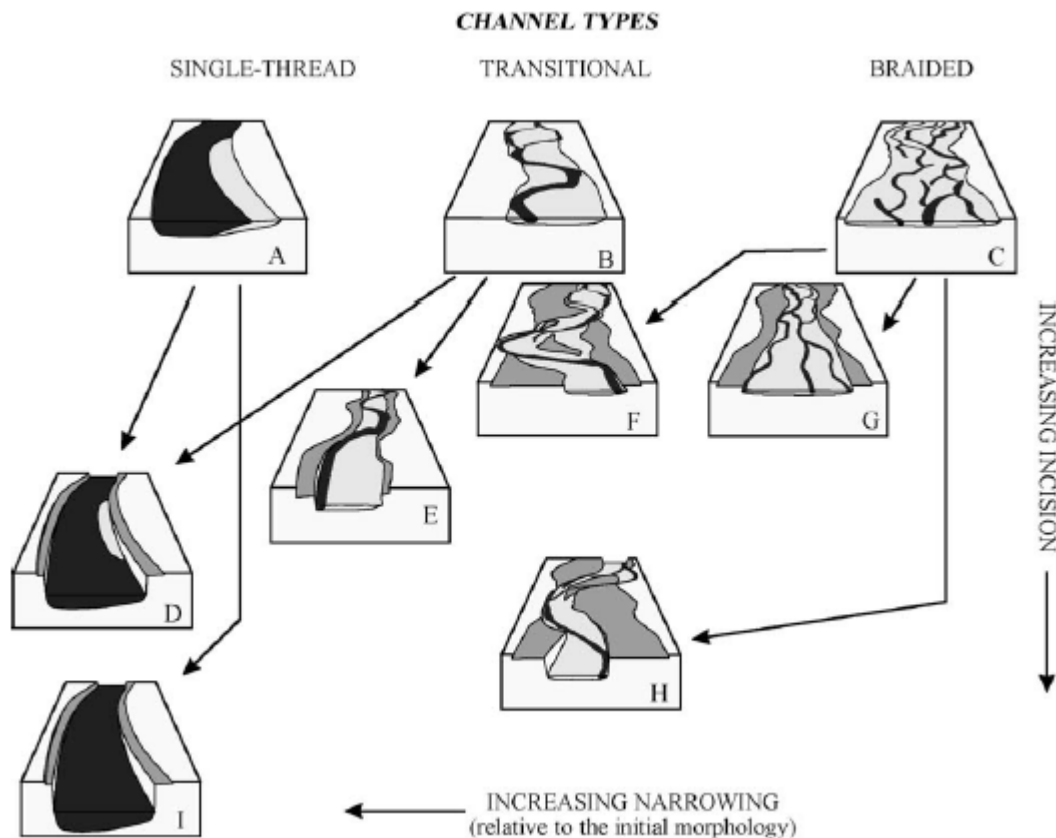


Figura 1. Modello concettuale dei principali cambiamenti che hanno interessato gli alvei dei fiumi italiani nel corso del XX secolo. Dalle tre configurazioni iniziali A (canale singolo), B (canale transizionale) e C (canali intrecciati) derivano differenti cambiamenti in funzione di diversi gradi di incisione e restringimento associati ad impatti antropici (da Surian & Rinaldi, 2003).

L'analisi delle tendenze evolutive fluviali, alle differenti scale temporali, è dunque di fondamentale importanza per diversi scopi, tra cui assume particolare rilevanza la gestione e pianificazione territoriale finalizzata alla mitigazione del rischio idrogeologico associato ad eventi estremi (Comiti et al., 2016). È dunque piuttosto utile investigare i rapporti causa-effetto relativi ai cambiamenti che interessano gli alvei fluviali, per comprenderne le dinamiche in modo sempre più dettagliato ed utilizzare le conoscenze acquisite nell'implementazione di modelli previsionali per le tendenze future. Per questi scopi si rende necessario l'impiego di dati telerilevati, come foto aeree e immagini satellitari, la cui analisi in ambiente GIS (*Geographical Information System*) consente uno studio multi-temporale dettagliato delle variazioni planimetriche idro-geomorfologiche. In particolare, tra le variabili che definiscono la geometria idraulica di un corso d'acqua, è importante lo studio della larghezza dell'alveo attivo. Quest'ultima infatti ha una sensibilità maggiore ai cambiamenti ambientali, di breve e lungo termine, rispetto ad altre variabili fondamentali come pendenza e profondità del canale, le quali sono associate generalmente a variazioni modeste difficilmente documentabili.

Il presente lavoro si pone come obiettivo primario l'analisi quantitativa degli effetti che ha avuto l'evento del giorno 20/09/2014 sulla morfologia dell'alveo del Fiume Santerno (appennino Toscano e Romagnolo, provincie di Firenze e Bologna), lungo un segmento di 32,5 km delimitato dalla confluenza con il Torrente Diaterna a monte e dalla grande traversa in località di Codrignano a valle.

In particolare si è posta l'attenzione sulle variazioni planimetriche indotte dall'evento, relative sia all'ampiezza dell'alveo attivo che alle dinamiche sedimentarie (processi di deposizione e abrasione di sedimento) nel letto del canale, e sulla variabilità spaziale di esse all'interno del segmento di studio.

La trattazione quantitativa dei dati acquisiti in ambiente GIS, inoltre, è stata affiancata da misure dirette dell'ampiezza del canale attivo effettuate sul campo, allo scopo di ottenere dati statistici che quantifichino l'incertezza associata alle operazioni di mappatura da remoto. La stima dei margini d'errore relativi ai dati telerilevati risulta di grande importanza per una loro corretta interpretazione, che tenga in considerazione l'effettiva significatività delle informazioni ottenute tramite procedure di telerilevamento.

In secondo luogo, ci si è posti l'obiettivo di analizzare le tendenze evolutive a lungo termine dello stesso segmento di studio, mediante l'impiego di un ulteriore set di foto aeree acquisite nell'anno 1954, che hanno permesso di valutare i cambiamenti storici relativi all'ampiezza del canale attivo verificatisi negli ultimi 60 anni.

1 AREA DI STUDIO

1.1 Inquadramento geografico

Il bacino imbrifero del Fiume Santerno, oggetto del presente lavoro, si colloca nel settore settentrionale della catena appenninica, ricoprendo un territorio che appartiene alla Regione Toscana nella porzione più prossimale e alla Regione Emilia-Romagna nella porzione mediana e distale.

Il Santerno è uno dei maggiori affluenti del fiume Reno, sia per lunghezza complessiva che per estensione del bacino idrografico. Esso ha origine in prossimità del passo della Futa (FI), e scorre sul versante adriatico dell'appennino in direzione SW-NE fino all'ingresso in pianura e alla successiva confluenza nel Reno (Figura 2).

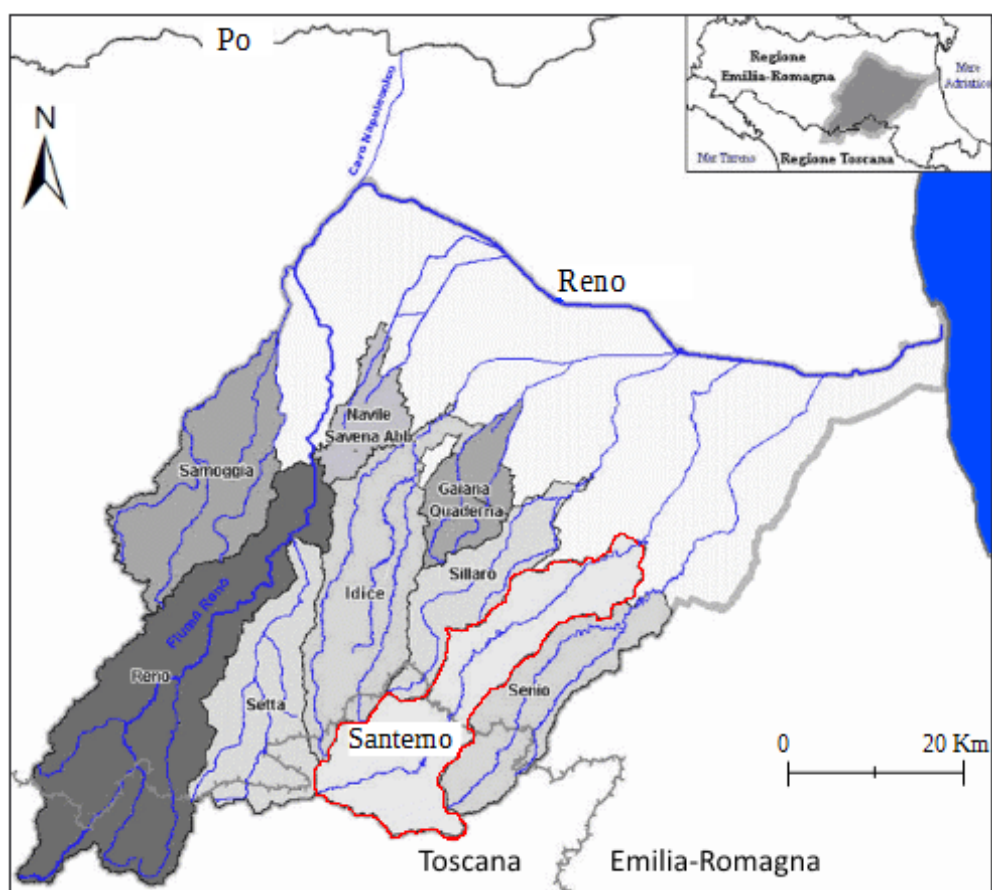


Figura 2. Bacini affluenti del Fiume Reno nel versante adriatico dell'Appennino settentrionale. Il bacino montano del fiume Santerno è evidenziato in colore rosso (fonte: sito web del Servizio Tecnico di Bacino Reno, Regione Emilia-Romagna).

Per il presente lavoro si è scelto di analizzare il tratto dell'asta del Fiume Santerno delimitato a monte dalla confluenza con il torrente Diaterna (ubicata circa 1 km a monte della frazione di Coniale, FI), e a valle dalla traversa di Codrignano, situata in corrispondenza dell'omonimo paese.

1.2 Inquadramento geologico

1.2.1 Inquadramento geologico a scala regionale

Il bacino montano del Santerno, secondo un inquadramento a scala regionale, si colloca nell'Appennino settentrionale, ovvero la porzione di catena appenninica compresa tra il lineamento tettonico di Sestri-Voltaggio (demarcante il confine, in direzione N-S, tra l'orogene appenninico e le Alpi Liguri) e il lineamento tettonico di Ancona-Lazio (interposto, in direzione NNE-SSW, tra l'Appennino settentrionale e l'Appennino centrale). L'Appennino settentrionale ha avuto origine tra l'Oligocene superiore ed il Pliocene, attraverso processi di impilamento di unità tettoniche ('falde') che definiscono lo stile strutturale dell'edificio orogenico. Le singole falde corrispondono ai domini paleo-geografici coinvolti nella formazione della catena appenninica.

L'Appennino settentrionale è costituito da litologie appartenenti principalmente a tre distinti domini paleo-geografici: il dominio ligure, il dominio toscano-umbromarchigiano ed il dominio padano-adriatico.

Il dominio ligure si compone di unità depositate dal Giurassico medio all'Eocene sui fondali dell'antico oceano Ligure-Piemontese, che si trovava tra il margine continentale Europeo e quello Adriatico-Africano, mentre le unità toscane e umbro-marchigiane comprendono depositi marini depositatisi dal Triassico al Miocene all'interno di bacini di pertinenza adriatica. Il dominio padano-adriatico, invece, si compone di litologie aventi origine plio-pleistocenica di ambiente deposizionale sia marino che continentale.

1.2.2 Inquadramento geologico a scala di bacino

Nel settore medio alto del bacino montano del Santerno si rinvengono litologie riconducibili ad unità ligure e toscano-umbre, seguite nella porzione più distale del bacino da unità di pertinenza padano-adriatica. Infine, nel tratto compreso tra il suo ingresso in pianura e la confluenza nel Reno, il Santerno scorre in depositi alluvionali di pianura a morfologia piatta. Di seguito si riporta una breve descrizione delle principali unità stratigrafiche presenti nel bacino di studio, nell'ordine con cui si susseguono da SW (parte alta del bacino) a NE (chiusura del bacino montano).

UNITÀ TOSCANE

Formazione del Torrente Carigiola (TCG)

La Formazione, insieme alla Fm. di Castiglione dei Pepoli, rappresenta all'interno del bacino di studio l'Unità tettonica di Monte Castel Guerrino, che costituisce il settore SW della parte alta del bacino, e ricopre una fascia che si estende per un'area di circa 40 km², e che comprende i primi km percorsi dal Santerno a partire dalla sua origine (Figura 3).

La Fm. Del Torrente Carigiola è formata da sequenze torbiditiche caratterizzate nel loro complesso da alternanze arenaceo-pelitiche, localmente variabili in termini di caratteri sedimentologici e stratigrafici. In funzione del rapporto arenaria/pelite si distinguono due membri, TCG1 (Membro a megastrati arenacei) e TCG2 (membro pelitico).

Nel bacino del Santerno affiora soltanto il membro inferiore (TCG1), caratterizzato da strati di spessore piuttosto variabile, in cui la componente pelitica generalmente predomina su quella arenitica. Una peculiarità di questo membro è la ricorrenza di megastrati arenitici a base grossolana o conglomeratica, il cui spessore varia tra i 5 e i 20 m (Benini et al., 2014).

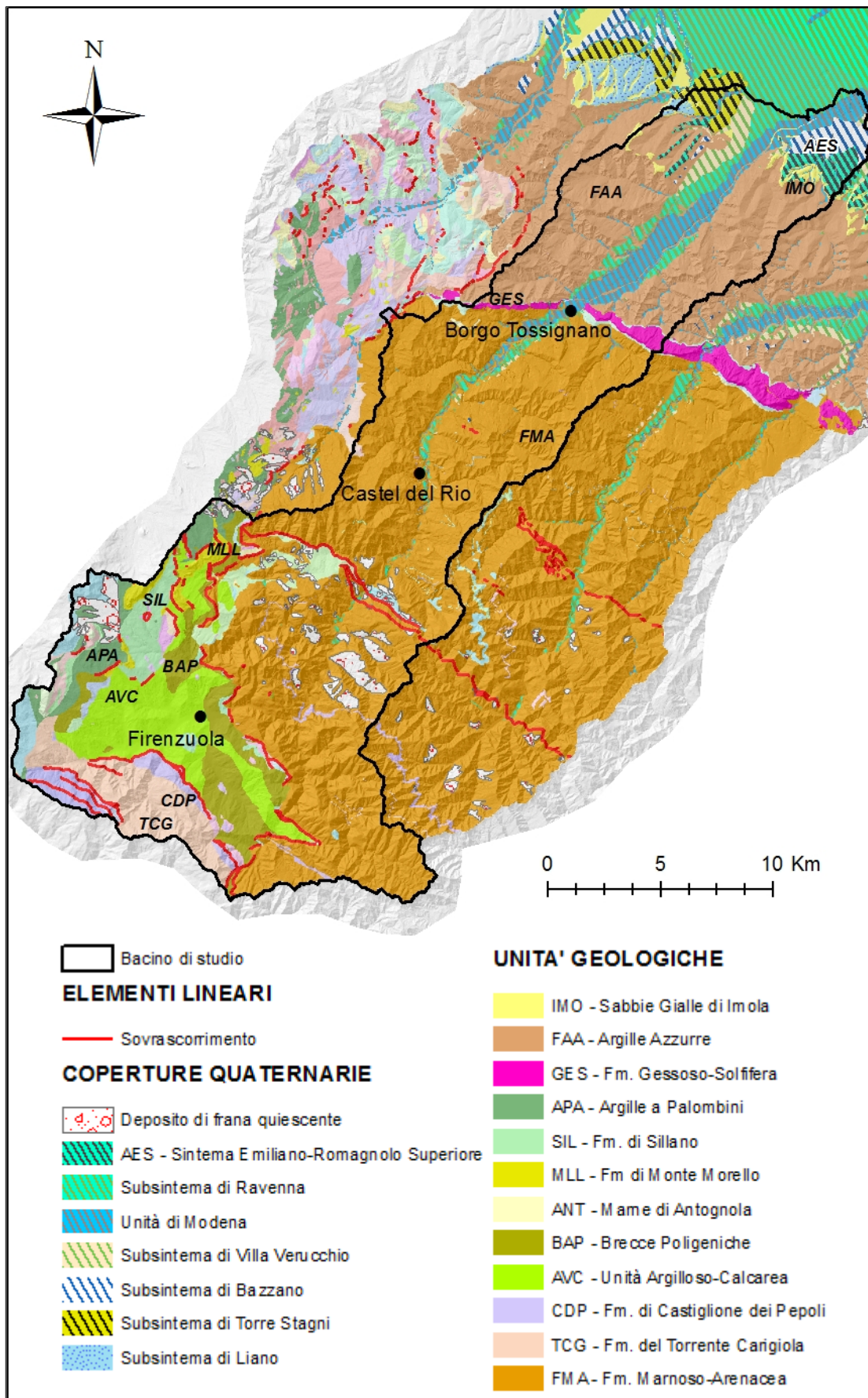


Figura 3. Carta geologica dell'area di studio, con la mappa del rilievo ombreggiato del terreno in trasparenza (fonte della base di dati geologici: Servizio Geologico della Regione Emilia-Romagna).

Formazione di Castiglione dei Pepoli (CDP)

L'areale di affioramento della Formazione nell'area di studio è di estensione piuttosto limitata, e si colloca tra le sequenze torbiditiche della Fm. Del Torrente Carigiola e i litotipi argillitico-marnosi appartenenti all'Unità Argilloso Calcarea (AVC) e alle Breccie Poligeniche (BAP).

L'unità è costituita da depositi di torbida, ed è suddivisa in più membri in funzione del rapporto arenaria/pelite.

Gli affioramenti presenti nel bacino del Santerno sono riconducibili solamente al membro CDP2, contraddistinto da alternanze arenaceo-pelitiche in strati generalmente spessi. Gli intervalli arenitici, ben cementati e di composizione lito-feldspatica, prevalgono in termini di potenza su quelli pelitici, che si presentano di colore grigio e di durezza moderata (Benini et al., 2014).

Unità Argilloso-Calcarea (AVC)

L'Unità Argilloso-Calcarea, insieme alle Breccie Poligeniche e alle Marne di Antognola, rappresenta l'Unità tettonica di Sestola Vidiciatico nell'alto bacino del Santerno.

Dal punto di vista strutturale, l'unità di Sestola Vidiciatico si colloca in un contesto piuttosto complesso, sovrascorrendo la Formazione Marnoso-Arenacea lungo una serie di fagliazioni che attraversano il paese di Firenzuola (FI), ed essendo a sua volta ricoperta dalle unità liguri e dall'Unità tettonica di Monte Castel Guerrino (Figura 3).

AVC è costituita da litotipi prevalentemente argillitici, localmente marnosi, contraddistinti da frequenti bande verdi e grigio-nerastre, con intercalazioni calcilutitiche, siltitiche e arenitiche (Benini et al., 2014).

Nei livelli marnosi prevale ovunque la componente argillosa su quella calcarea, secondo valori del rapporto argilla/calcare che variano da maggiori a molto maggiori dell'unità.

Dal punto di vista strutturale, l'unità Argilloso-Calcarea si presenta fortemente deformata, con struttura foliata della componente argillosa e complessiva perdita dell'originaria stratificazione alla scala dell'affioramento (Benini et al., 2014).

Breccie Poligeniche (BAP)

L'unità si compone di corpi ad assetto caotico, riconducibili a breccie sedimentarie, in cui si rinviene una matrice argillosa che ingloba clasti argillitici di dimensioni millimetriche e clasti calcarei da centimetrici a decimetrici.

La struttura appare fortemente tettonizzata, ed è caratterizzata da una totale trasposizione dell'originaria configurazione stratigrafica (Benini et al., 2014).

Marne di Antognola (ANT)

Le litologie facenti parte della Formazione sono prevalentemente marne argillose e siltose, caratterizzate da stratificazione scarsamente evidente e sporadici livelli di arenarie vulcanoclastiche (Benini et al., 2014).

Localmente si rinvengono arenarie torbiditiche di composizione quarzoso-feldspatica, in strati di spessore variabile che si presentano talora amalgamati. Le arenarie hanno granulometria variabile da fine a grossolana e valori del rapporto arenaria/pelite sempre maggiori di 1.

UNITÀ LIGURI

Le Unità appartenenti al Dominio ligure che sono presenti nel bacino di studio costituiscono la parte alta del versante in sinistra idrografica del Santerno, trovandosi in posizione strutturale sovrascorrente rispetto all'unità di Sestola-Vidiciatico.

Dal punto di vista tettonico, si distinguono due Unità di pertinenza ligure nell'area di interesse: l'Unità tettonica di Leo, rappresentata dalla formazione delle Argille a Palombini (APA), e l'Unità tettonica di Monte Morello, rappresentata dall'omonima Formazione (MLL) e dalla Formazione di Sillano (SIL).

Argille a Palombini (APA)

Le Argille a Palombini sono costituite da argilliti di colore grigio scuro, alternate a livelli calcilutitici di vario spessore spesso silicizzati, e a livelli di siltiti e areniti torbiditiche a granulometria fine.

L'aspetto di tale Formazione in affioramento è quasi sempre caotico, contraddistinto da una matrice argillosa a struttura scagliosa inglobante blocchi lapidei competenti, generalmente di composizione calcilutitica (Benini et al., 2014). Una simile configurazione strutturale e tessiturale è dovuta all'intensa tettonizzazione subita durante l'orogenesi appenninica, che ha determinato la completa trasposizione dell'originaria stratificazione.

Nell'area di studio la Formazione affiora in aree ristrette e limitate alla parte alta del sottobacino del T. Diaterna, affluente principale del Santerno.

Formazione di Sillano (SIL)

La formazione di Sillano è rappresentata da argilliti, talvolta marnose, in cui sono presenti localmente sottili livelli calcilutitici, arenitici e siltitici.

Negli intervalli marnosi la componente argillosa prevale nettamente su quella calcarea, secondo valori del rapporto argilla/calcare maggiori di 1.

L'assetto strutturale si presenta fortemente influenzato dalle fasi di intensa deformazione subita, con foliazione pervasiva nelle argilliti e totale o quasi totale scompaginazione delle originarie caratteristiche stratigrafiche. I livelli più competenti arenitico-calcilutitici si presentano spesso sottoforma di *boudins* e di cerniere sradicate (Benini et al., 2014).

Le aree di affioramento della Formazione si trovano nella parte alta del bacino del T. Diaterna, analogamente ad APA.

Formazione di Monte Morello (MLL)

L'Unità affiora piuttosto marginalmente nel bacino di studio, limitatamente ad aree poco estese e distribuite in modo frammentario (Figura 3).

I litotipi appartenenti alla Formazione consistono in alternanze calcarea-marnose in strati piuttosto competenti, di spessore generalmente elevato, che localmente formano veri e propri banchi. Localmente sono presenti intercalazioni selcifere (Benini et al., 2014).

SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLA

Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (FMA)

La Fm. Marnoso-Arenacea Romagnola costituisce la maggior parte del territorio che rientra nel bacino del Fiume Santerno, essendo presente in un ampio areale che si estende dal crinale tosco-romagnolo fino al paese di Borgo Tossignano (Figura 3).

L'unità si compone di sequenze torbiditiche, che presentano alternanze arenite-pelite in strati di spessore variabile. Le areniti, che costituiscono la base dei singoli strati, si presentano gradate e di granulometria generalmente da media a molto fine, grossolana solamente alla base degli strati di spessore maggiore. I livelli pelitici, che si trovano al tetto delle areniti, sono caratterizzate da colore grigio e laminazione evidente. Localmente, dove il rapporto arenite-pelite assume bassi valori, non è rara la presenza di emipelagiti costituite da marne siltose compatte, individuabili al tetto dei livelli pelitici (Benini et al., 2014).

Il rapporto arenite-pelite varia in un range piuttosto ampio nel bacino di studio, in cui affiorano molti dei 14 membri in cui si suddivide la formazione.

La parte alta del bacino è costituita in buona parte dal Membro di Nespoli (FMA8), prevalentemente arenaceo, con valori del rapporto A/P generalmente >1 , che arrivano fino a 20 nei pressi del paese di Firenzuola (Benini et al., 2014) (Figura 3).

Nel settore del bacino compreso tra Firenzuola e Castel del Rio affiorano i termini della formazione prevalentemente pelitici, seppure localmente si rinvengano banchi arenitici di spessore considerevole, che talvolta costituiscono orizzonti guida.

Nel tratto compreso tra Castel del Rio e Fontanelice, il versante di destra idrografica (e la parte bassa del versante di sinistra idrografica) sono formati da membri ad elevato rapporto arenite-pelite (Membro di Dovadola – FMA10; Membro di Castel del Rio – FMA12), che assume valori generalmente maggiori di 1 e localmente arriva fino a 10.

Infine, in una fascia diretta WNW-ESE collocata tra Fontanelice e Borgo Tossignano, affiorano il Membro di Borgo Tossignano (FMA14), formato prevalentemente da marne argillose siltoso-arenacee, e il Membro di Fontanelice (FMA13), rappresentato da corpi sedimentari lenticolari arenitico-conglomeratici con subordinati livelli pelitici (Benini et al., 2009a).

Formazione Gessoso-Solfifera (GES)

La Formazione, che nel bacino di studio affiora in associazione alle litologie marnoso-argillose delle Formazioni dei Ghioli di Letto e delle Arenarie a Colombacci, è rappresentata da gesso selenitico, gessoareniti-gessoruditi e da subordinati livelli di pelite bituminosa (Benini et al., 2009a).

I litotipi gessosi si organizzano in banchi, di spessore maggiore alla base della Formazione e minore al tetto, e sono di natura evaporitica, riconducibile alle fasi di isolamento del bacino mediterraneo nel corso del Messiniano.

In un contesto di questo tipo, i livelli pelitici rappresentano fasi di sedimentazione marina in ambiente lagunare (Benini et al., 2009a).

SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO

Formazione delle Argille Azzurre (FAA)

Nel bacino del Santerno l'areale in cui è presente tale Formazione si estende da Borgo Tossignano alla chiusura del bacino montano, in corrispondenza di Imola (Figura 3).

L'Unità è costituita da litotipi argilloso-marnosi, aventi una tipica colorazione da grigia a grigio-azzurra, ai quali si intercalano rari livelli arenacei di spessore ridotto.

Alla base della Formazione si rinvencono localmente marne biancastre per uno spessore di 10 metri o inferiore (Benini et al., 2009a).

Nell'area di studio sono piuttosto frequenti ed estese le zone in cui affiora la litofacies di Terra del Sole (FAA_T), caratterizzata da peliti siltoso-sabbiose in strati da millimetrici a decimetrici, con frequenti lenti di argille massive e corpi di arenarie stratificate (Benini et al., 2009a; Benini et al., 2009b).

Sabbie Gialle di Imola (IMO)

L'Unità, che costituisce ampi settori del margine appenninico, nell'ambito del bacino di studio si trova in corrispondenza degli ultimi rilievi collinari antistanti Imola, presso l'ingresso del fiume in pianura (Figura 3).

Le Sabbie Gialle di Imola sono formate da sabbie ed arenarie di colore giallo scarsamente cementate, riconducibili ad ambiente deposizionale di spiaggia e di delta-conoide, e da peliti grigio-azzurre di piana alluvionale e piana deltizia (Benini et al., 2009b).

Sintema Emiliano-Romagnolo superiore (AES)

Il Sintema Emiliano Romagnolo Superiore rappresenta la porzione più recente, affiorante, del Supersintema Emiliano Romagnolo, costituito da depositi continentali di conoide e di piana alluvionale, da limoso-sabbiosi ad argilloso-limosi (Benini et al., 2009b).

Nel bacino del Fiume Santerno, oltre ad essere presenti in corrispondenza del margine appenninico, i depositi di AES si rinvencono nella porzione intravalliva, sottoforma di superfici terrazzate.

L'estensione areale delle zone di affioramento lungo la valle del Santerno diminuisce progressivamente da valle verso monte, fino a divenire pressochè assenti nel tratto compreso tra Castel del Rio e la testata del bacino (Figura 3).

1.3 Inquadramento geomorfologico e idrografico

Il bacino montano del Fiume Santerno è delimitato a monte dallo spartiacque Tirreno-Adriatico, e si colloca tra i bacini limitrofi dei fiumi Sillaro, Idice, Setta e Senio.

L'area di studio è caratterizzata da quote piuttosto variabili, che rientrano in un range che va da circa 50 m.s.l.m., presso Imola, a più di 1000 m.s.l.m. in corrispondenza delle vette appenniniche che definiscono la testata del bacino.

Le morfologie osservabili sui pendii sono fortemente influenzate dalla distribuzione areale delle differenti litologie, in funzione della diversa erodibilità e franosità che le contraddistinguono.

Nella parte alta del bacino si individua un chiaro contrasto di pendenza tra i versanti costituiti da litotipi arenaceo-pelatici (unità CDP, TCG, FMA), caratterizzati da elevata acclività, e i versanti costituiti da litotipi argillosi intensamente tettonizzati (unità BAP,

AVC, ANT, APA, MLL, SIL), che mostrano basse pendenze e morfologie calanchive (Figura 4).

Allo stesso modo, presso Borgo Tossignano, si osserva il passaggio tra le forme aspre dei rilievi formati dalla Formazione Marnoso-Arenacea e le morfologie calanchive, con evidenti fenomeni di erosione accelerata, tipiche della Formazione delle Argille Azzurre (Figura 4).

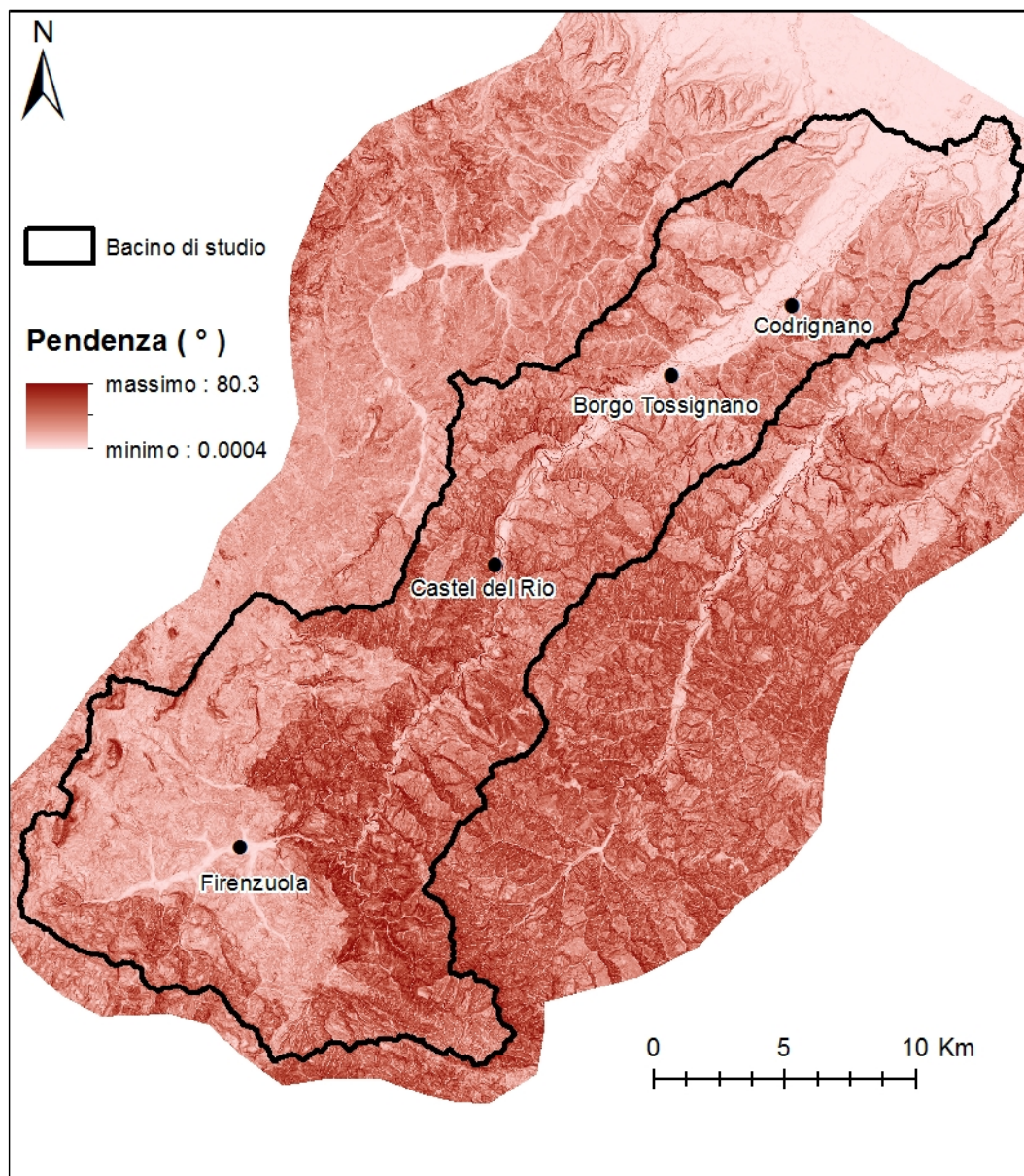


Figura 4. Variabilità spaziale delle pendenze nel bacino di studio.

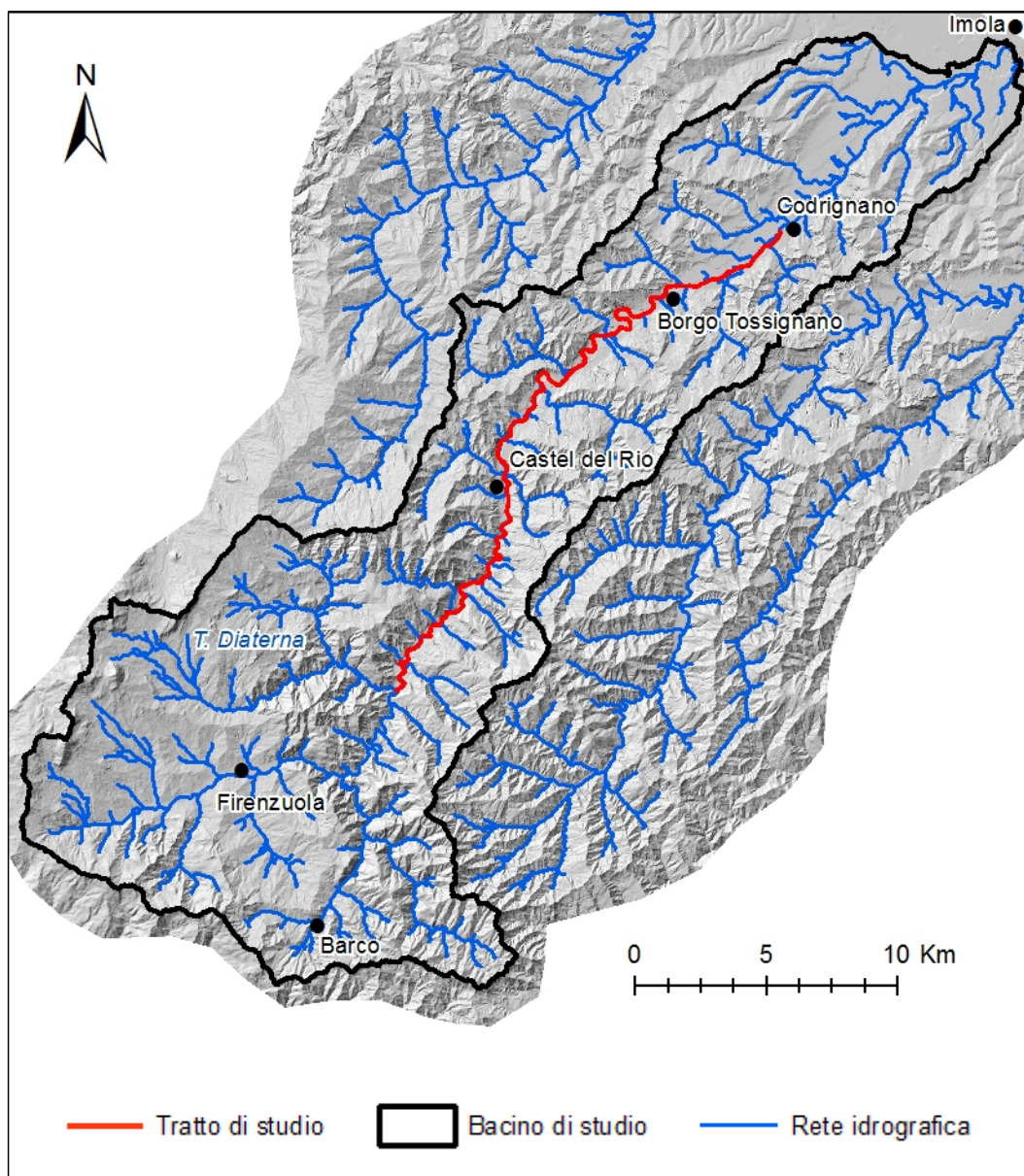


Figura 5. Rete idrografica nel bacino di studio (base della mappa: rilievo ombreggiato).

Un ulteriore fattore di controllo sulla morfologia dei pendii, nel settore medio-alto del bacino, è rappresentato dalla franosità delle formazioni affioranti, la quale contribuisce ad addolcire le forme dei versanti. A tale proposito è possibile constatare come l'area complessiva occupata da depositi franosi, attivi e inattivi, sia decisamente minore nelle zone occupate da unità costituite da depositi torbiditici rispetto alle aree di affioramento delle più instabili unità caotiche, di pertinenza sia ligure che toscana.

Dal punto di vista idrografico, quello del Santerno costituisce uno dei maggiori sottobacini del più vasto bacino del fiume Reno, ricoprendo un'area che nella sola porzione appenninica è di circa 423 km².

Il Santerno scorre in direzione W-E dalla sua origine a S. Pellegrino, per poi seguire un'orientazione SW-NE fino alla chiusura del bacino (Figura 5). Per i primi 10 km circa il fiume scorre in una vallata aperta, caratterizzata da versanti a bassa pendenza, che si restringe dopo il paese di Firenzuola, il quale sancisce l'inizio del tratto incassato a morfologia meandriforme (Figura 5).

A partire dall'abitato di Castel del Rio iniziano ad essere presenti i primi consistenti depositi di terrazzo fluviale, che aumentano progressivamente verso quote minori, determinando un aumento significativo dell'ampiezza del fondovalle nel tratto più distale compreso tra Borgo Tossignano e Imola (Figura 5).

Tra gli affluenti del Santerno, riveste particolare importanza il T. Diaterna, la cui confluenza è ubicata in sinistra idrografica nei pressi della frazione di Camaggiore. Il torrente, avente un bacino di drenaggio piuttosto ampio (74 km²) e differenziato in tre sottobacini, conferisce al Santerno circa un quarto della portata complessiva.

Tra gli altri affluenti, i più significativi sono il Rio Rovigo (destra idrografica), il Rio di Filetto (sinistra idrografica) e il Rio di Gaggio (destra idrografica).

1.4 Segmento di studio

Il presente lavoro riguarda il segmento del Fiume Santerno compreso tra la confluenza con il T. Diaterna (300 m.s.l.m.) e la traversa di pianura in località Codrignano (90 m.s.l.m.) (Figura 7).

In questo settore, è possibile distinguere un tratto confinato, compreso tra l'estremità di monte e il paese di Castel del Rio, seguito da un tratto semiconfinato che si estende fino a Borgo Tossignano, quindi da uno non confinato, che termina presso la traversa di Codrignano sancendo l'ingresso del fiume in pianura.

Secondo le terminologie largamente accettate in letteratura (Surian et al., 2009b), il fiume risulta avere un alveo prevalentemente meandriforme, incassato nelle formazioni rocciose attraversate, fino all'abitato di Borgo Tossignano, mentre nel tratto terminale non confinato assume un percorso che può essere definito sinuoso (Figura 6).

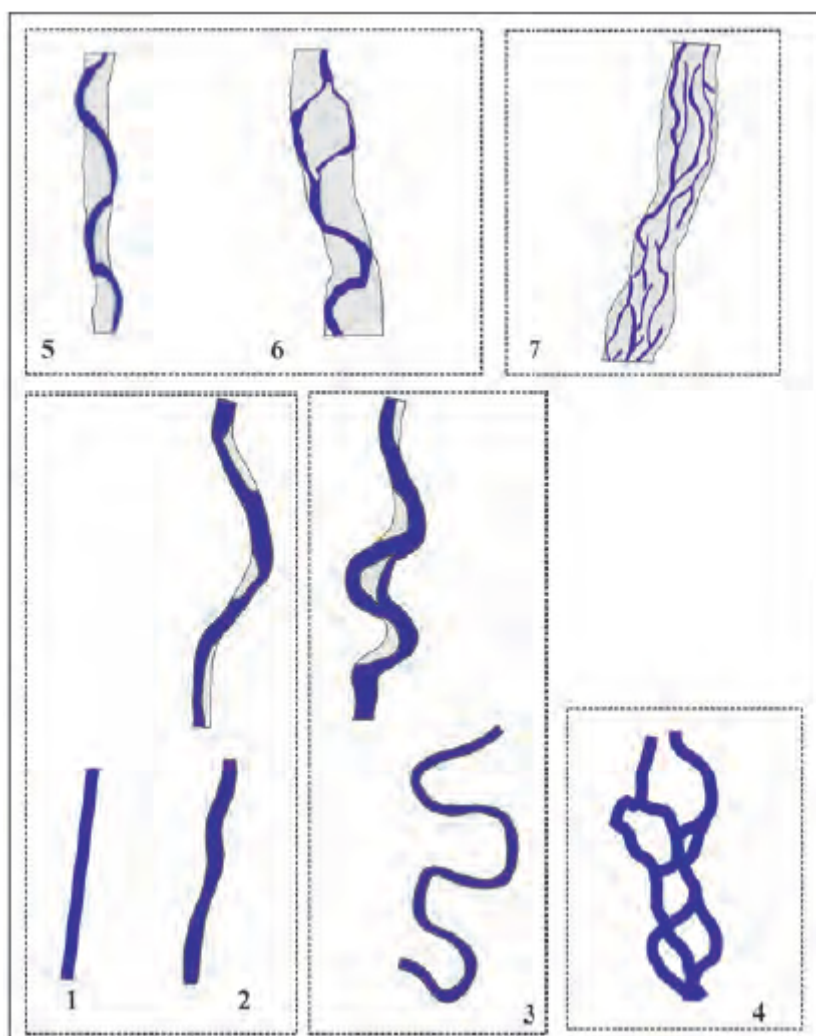


Figura 6. Classificazione delle configurazioni planimetriche fluviali (da Rinaldi, 2003).

- 1: alveo rettilineo; 2: sinuoso; 3: meandriforme;
- 4: anastomizzato; 5: sinuoso a barre alternate;
- 6: *wandering*; 7: a canali intrecciati.

Nel letto fluviale il materiale sedimentario lascia spazio a frequenti aree di esposizione del substrato roccioso, che localmente arriva ad occupare la maggior parte dell'alveo attivo, in particolare nella porzione più prossimale del tratto iniziale confinato.

Il materiale di fondo è costituito prevalentemente da massi con ciottoli, e in misura minore ghiaie, nel settore a monte dell'abitato di Fontanelice, e da ghiaie e ciottoli con sabbie nel tratto successivo esteso fino a Codrignano.

Sono piuttosto frequenti, in tutto il tratto confinato, fenomeni di crollo che interessano le sponde rocciose sottoposte ad erosione fluviale al piede. Processi di questo tipo contribuiscono a determinare una ricarica, più o meno costante, del carico di fondo dell'alveo, essendo responsabili della presenza di frequenti accumuli di grandi massi fino a Castel del Rio.

Le opere idrauliche che insistono sull'alveo del Fiume Santerno, nel segmento analizzato, sono per lo più di tipo trasversale e risultano concentrate per lo più nel tratto non confinato che ha inizio presso Borgo Tossignano. Qui, infatti, in passato si sono verificati intensi fenomeni di escavazione di fondo dovuti alle prolungate operazioni di estrazione di inerti all'interno dell'alveo, rendendo necessari interventi atti a favorire un certo grado di ripascimento del letto fluviale.

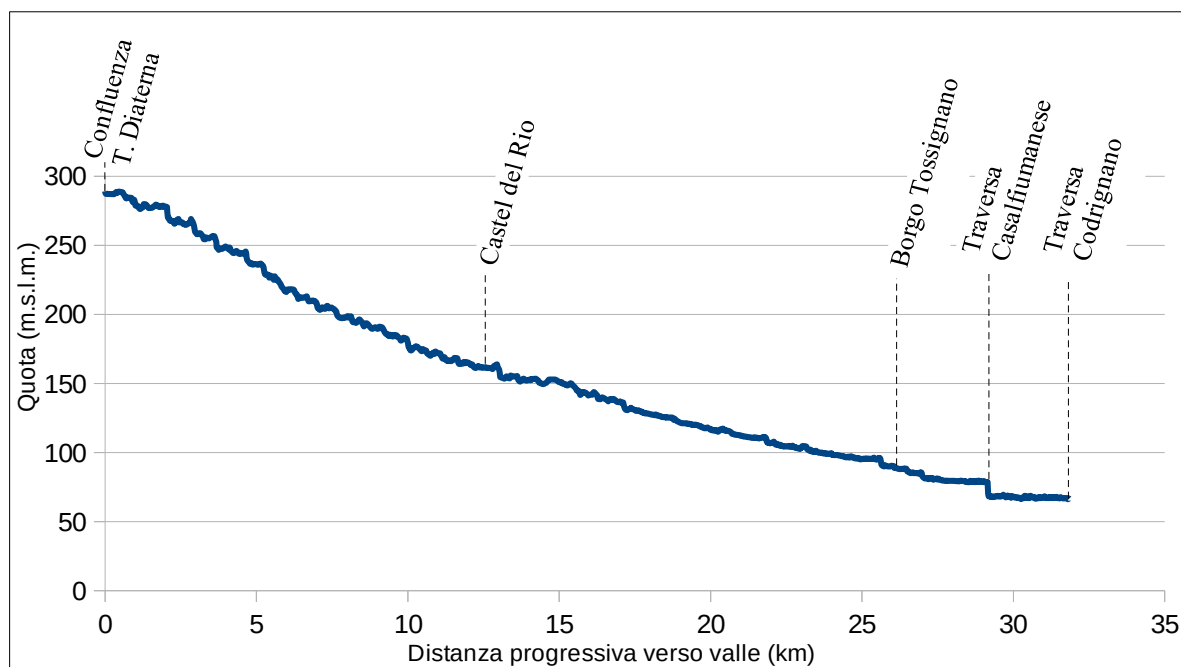


Figura 7. Profilo altimetrico longitudinale del tratto di studio. La base topografica da cui è stato estratto il profilo consiste nel file DTM a risoluzione 5 m per il settore medio alto, e nel file DTM LiDAR a risoluzione 1 m per la parte più distale. L'estensione areale della copertura LiDAR viene riportata nel capitolo successivo. Il dato topografico di base del DTM a 5 m è stato rilevato nel 1979, mentre il rilievo LiDAR risale al 2008.

2 MATERIALI E METODI

2.1 Operazioni di mappatura in ambiente GIS

Le variazioni morfologiche di breve e lungo termine, collegate rispettivamente all'evento alluvionale del 20 settembre 2014 e ai cambiamenti ambientali intercorsi tra il 1954 e il 2014, sono state esaminate per un segmento di 32,5 km mediante interpretazione di foto aeree e immagini satellitari in ambiente GIS integrata a misure dirette di campo. Per l'analisi delle variazioni a lungo termine è stato analizzato il cambiamento di larghezza del canale attivo, mentre per la valutazione degli effetti dell'evento del 2014 sono state prese in esame due ulteriori variabili, consistenti rispettivamente nella copertura in sedimento e nella superficie di substrato esposto.

Nel presente lavoro sono state digitalizzate diverse categorie di elementi reali, per ognuna delle quali è stato creato un file vettoriale (*shapefile*), ovvero un dato costituito da elementi geometrici puntiformi, lineari o poligonali codificati mediante le coordinate spaziali dei loro vertici. Ad ogni file di tipo vettoriale viene associata una tabella in cui, per ognuno degli elementi contenuti nel file stesso, sono memorizzate le varie informazioni che ne descrivono gli attributi.

Come base per la mappatura sono stati utilizzati file di tipo raster, come le foto aeree e il modello digitale del terreno (DTM) relativi al bacino di studio. I file raster rappresentano in modo discreto la distribuzione areale di variabili continue, mediante una griglia di celle (*pixels*) ad ognuna delle quali è associato un valore del parametro rappresentato.

Nel caso delle foto aeree ad ogni cella è attribuita una tonalità di colore, mentre nel caso del modello digitale del terreno il parametro rappresentato consiste nella quota della superficie topografica.

La dimensione delle singole celle risulta dunque inversamente proporzionale alla risoluzione del file raster, ovvero all'accuratezza con cui viene rappresentata la variabilità continua che il parametro ha nel mondo reale.

2.1.1 Materiale utilizzato

Per l'analisi degli effetti indotti dall'evento estremo del 20/09/2014 sulla morfologia fluviale del segmento analizzato sono state utilizzate foto aeree pre-evento, la cui acquisizione risale al periodo 05/2014 - 08/2014, ed immagini satellitari di Google Earth relative alle condizioni post-evento, ovvero acquisite nel mese di settembre 2016 (Tabella 2).

Per contestualizzare gli effetti dell'alluvione del 2014 con i trend evolutivi di lungo termine sono state confrontate ortofoto aeree riprese nel 1954 con altre riprese nel 2014. All'impiego delle ortofoto del 1954, nelle operazioni di mappatura e di successiva analisi, sono associati dei limiti, rappresentati dalla bassa risoluzione geometrica (Tabella 2) e dalla mancante copertura dei primi 2,5 km di monte del segmento analizzato. Nonostante queste limitazioni, l'utilizzo di tali foto aeree è stato fondamentale per la quantificazione dei processi che hanno determinato le dinamiche fluviali del Santerno negli ultimi 60 anni.

Inoltre è stato utilizzato, in fase di mappatura del canale attivo, il modello digitale del terreno (DTM). Quest'ultimo è composto da un DTM fotogrammetrico con risoluzione geometrica di 5 m, integrato a un DTM LiDAR con risoluzione di 1 m ed estensione limitata al settore distale del fondovalle (Tabella 1; Figura 8).

A partire dal modello digitale del terreno è stata ottenuta la mappa del rilievo ombreggiato (*hillshade*), di fondamentale importanza per avere una migliore percezione della tridimensionalità del territorio, ed evitare dunque di incorrere in errori grossolani durante le fasi di mappatura del canale attivo.

La mappa di hillshade si è resa particolarmente utile nella distinzione tra le aree occupate dal canale attivo e le aree di versante in zone caratterizzate dall'assenza di vegetazione ripariale. Infatti, in situazioni di questo tipo, le tonalità di colore della porzione di alveo prossima alle sponde e degli adiacenti versanti sono spesso molto simili e dunque non distinguibili, in particolar modo nel caso delle foto aeree in bianco e nero del 1954.

Tabella 1. Principali caratteristiche dei DTM utilizzati.

	Anno di acquisizione	Risoluzione geometrica (m)
DTM fotogrammetrico (costruito a partire da isoipse CTR)	1979	5
DTM LiDAR	2008	1

Tabella 2. Principali caratteristiche delle foto aeree utilizzate.

	Data di acquisizione	Risoluzione geometrica (m)	Intervallo spettrale
Ortofoto storiche	Anno 1954	1	Bianco e nero
Foto aeree pre-evento	05/2014 - 08/2014	0,5	Pancromatico
Foto aeree post-evento	09/2016	0,3	Pancromatico

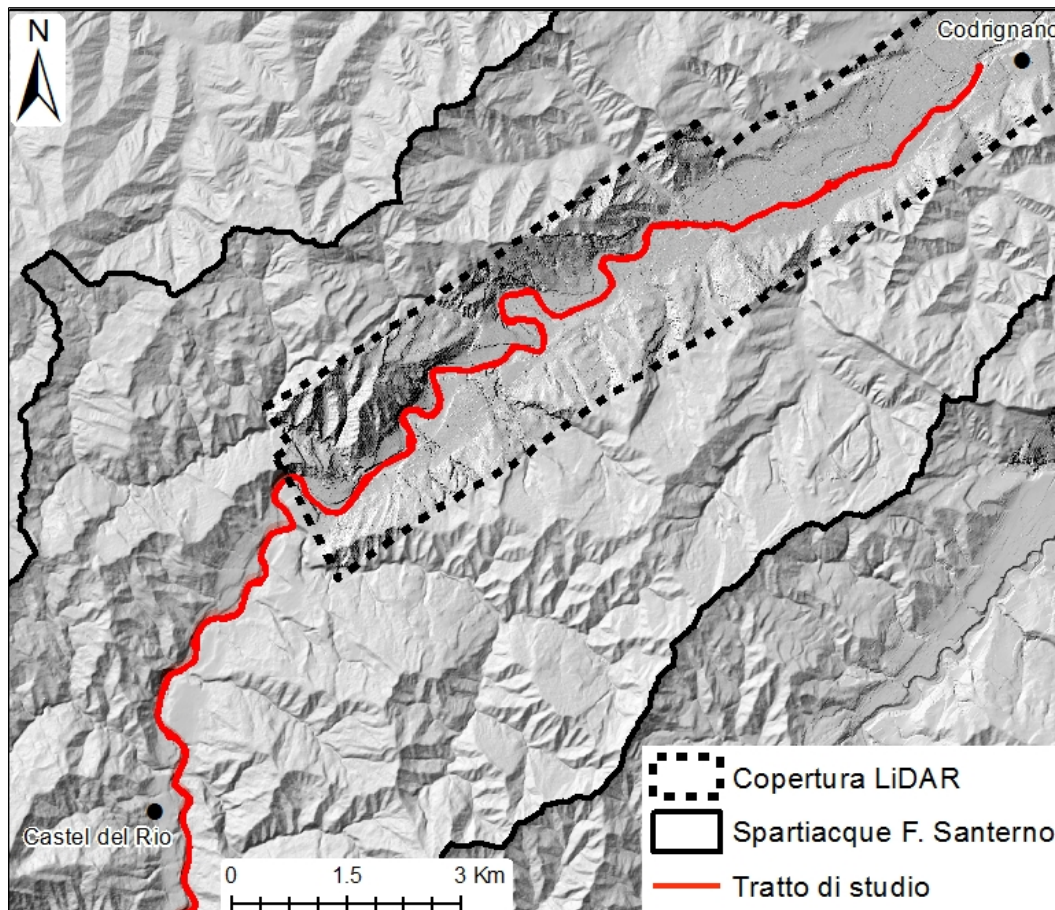


Figura 8. Estensione dell'area con copertura LiDAR.

2.1.2 Suddivisione in tratti omogenei

Precedentemente alle fasi di mappatura, l'alveo è stato suddiviso in tratti a morfologia omogenea, della lunghezza minima pari a 20 volte la larghezza locale del canale attivo (Montgomery & Buffington, 1997; Brardinoni & Hassan, 2007), al fine di minimizzare la variabilità interna di tratto (rumore) in favore della variabilità tra tratti (Brardinoni & Hassan, 2007). Il segmento di studio è stato suddiviso in 44 tratti di lunghezza compresa tra 400 m e 1300 m.

L'omogeneità dei tratti (riferita all'anno 2014 che si è scelto come base topologica comune) è stata definita sulla base del grado di confinamento, la sinuosità, la presenza di confluenze e la numerosità di opere trasversali (Figura 9).

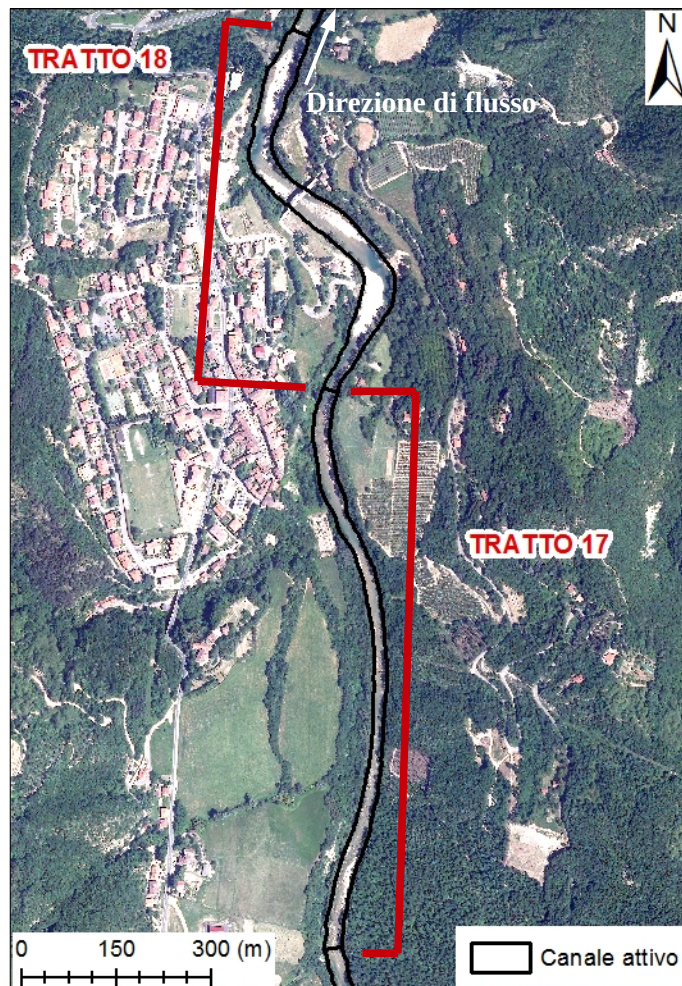


Figura 9. Esempio di suddivisione in tratti omogenei. I due tratti riportati in figura, ubicati nel settore medio-alto del bacino di studio, mostrano caratteristiche morfologiche differenti: nel tratto 18 l'alveo ha larghezza, sinuosità ed estensione areale delle barre maggiori rispetto al tratto 17.

2.1.3 Elementi mappati

Le fasi di mappatura in ambiente GIS sono state precedute dalla riproiezione di tutte le mappe di base nel sistema di riferimento comune 'Monte Mario Italy 1'.

L'analisi dei cambiamenti morfologici indotti dall'evento alluvionale del 2014 parte dalla mappatura delle variazioni in termini di canale attivo, copertura di sedimento in alveo, roccia affiorante in alveo e depositi a massi (Tabella 3).

Le variazioni di larghezza del canale attivo sono state quantificate tramite mappatura di poligoni a scala di tratto in immagini acquisite nel 2014 e nel 2016 (Tabella 2).

Nel presente lavoro si intende canale attivo l'area delimitata presso le sponde dalle prime evidenze di vegetazione perenne, comprensiva dei singoli canali a basso flusso, delle barre parzialmente vegetate e delle barre con vegetazione assente (Surian et al., 2009a).

Sono state inoltre digitalizzate ulteriori categorie di elementi che si sono ritenuti utili a fini interpretativi, nonché potenzialmente influenti sulle variazioni morfologiche planimetriche che sono state investigate. In particolare, risulta di primaria importanza la digitalizzazione delle opere idrauliche in alveo, dei punti in cui si trovano le confluenze principali, e dei fenomeni di crollo che interagiscono con il canale (Tabella 3). Infatti, questi elementi rappresentano potenziali fattori di controllo sulle dinamiche fluviali alla scala temporale del singolo evento.

Le opere idrauliche mappate sono state classificate in base agli standard riportati nei manuali di geomorfologia fluviale (Rinaldi et al., 2015).

Nella mappatura dei fenomeni di crollo, si è fatta distinzione tra i casi caratterizzati da evidenze di rilascio di sedimento durante l'evento e quelli invariati. A tale proposito si è dimostrata utile la mappatura multi-temporale dei depositi a grossi massi presenti nel canale attivo, i quali spesso risultano associati ai fenomeni di crollo (Figure 10 e 11).

L'analisi della tendenza evolutiva a lungo termine è stata effettuata tramite mappatura comparativa dell'alveo attivo su ortofoto riprese nel 1954 e nel 2014, allo scopo di verificare le variazioni di larghezza che hanno interessato il tratto di studio nel corso dei 60 anni considerati (Figura 12).

Tabella 3. Categorie di elementi digitalizzati in ambiente GIS utilizzando i set di foto aeree a disposizione.

Elementi mappati	Anno fotografico	Breve descrizione
Canale attivo	1954, 2014, 2016	Area compresa tra le prime evidenze di vegetazione perenne sulle sponde, comprensiva di barre ed isole non vegetate o parzialmente vegetate
Alveo in roccia	2014, 2016	Porzioni dell'alveo con substrato roccioso affiorante
Sedimento	2014, 2016	Porzioni dell'alveo occupate da sedimento alluvionale sciolto (barre, isole, ecc.)
Depositati a massi	2014, 2016	Porzioni dell'alveo occupate da depositi a massi
Pozze (<i>Pools</i>)	2014, 2016	Unità morfologica caratterizzata dalla depressione topografica del letto fluviale
Crollo in roccia	2014, 2016	Apporti di sedimento dovuti a crolli in roccia
Pareti rocciose	2014, 2016	Pareti rocciose esposte a fenomeni di erosione fluviale alla base
Opere idrauliche	1954, 2014, 2016	Manufatti antropici (traverse, muri di sostegno) insistenti sull'alveo o sulle sponde
Confluenze	2016	Punti di confluenza dei principali affluenti
Vegetazione abbattuta	2016	Aree di piana inondabile con chiare evidenze di danneggiamento della vegetazione arborea

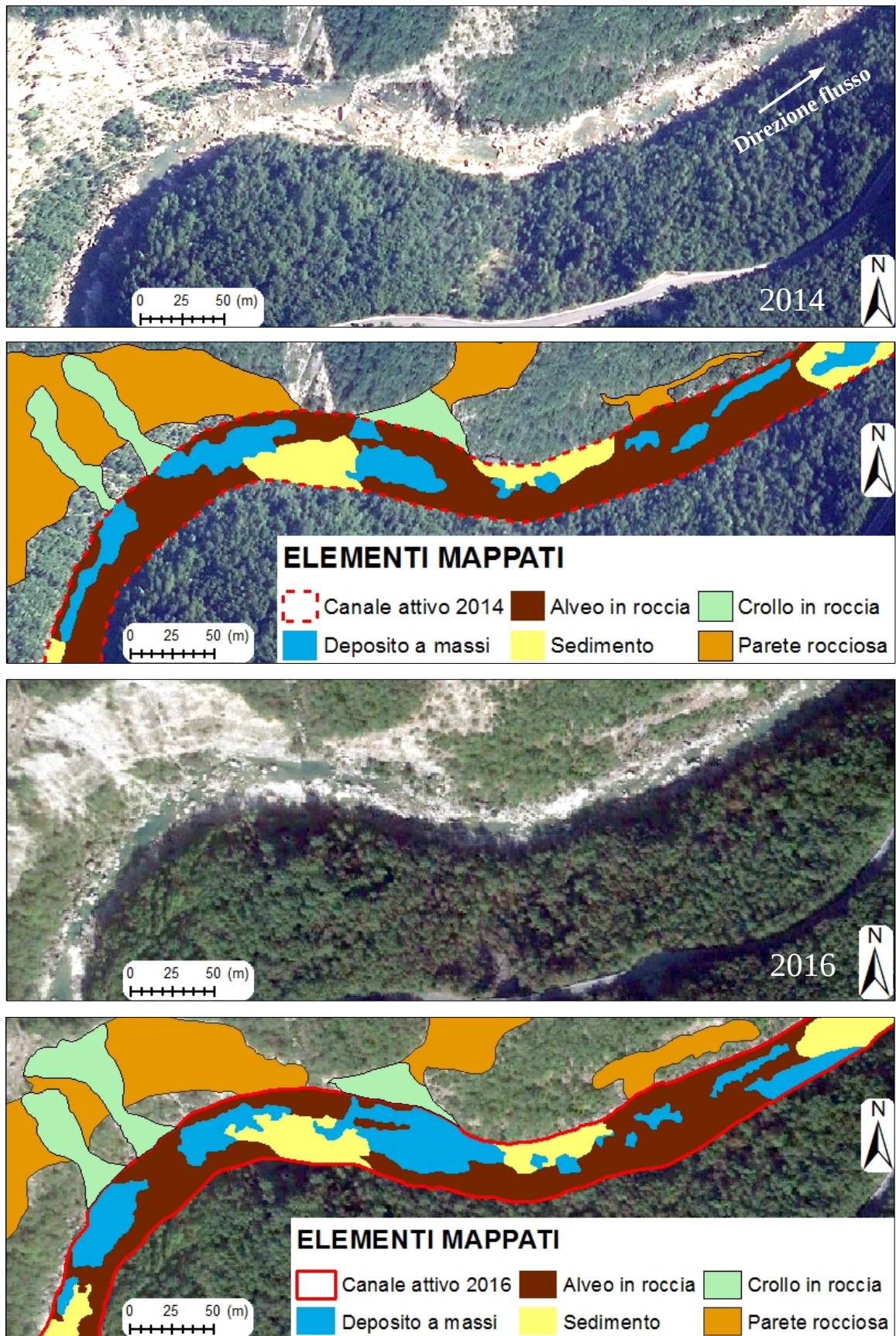


Figura 10. Esempio di mappatura di alcune categorie di elementi. Il tratto raffigurato si trova nell'alta valle del Santerno, dove il fiume scorre in una condizione di completo confinamento laterale.

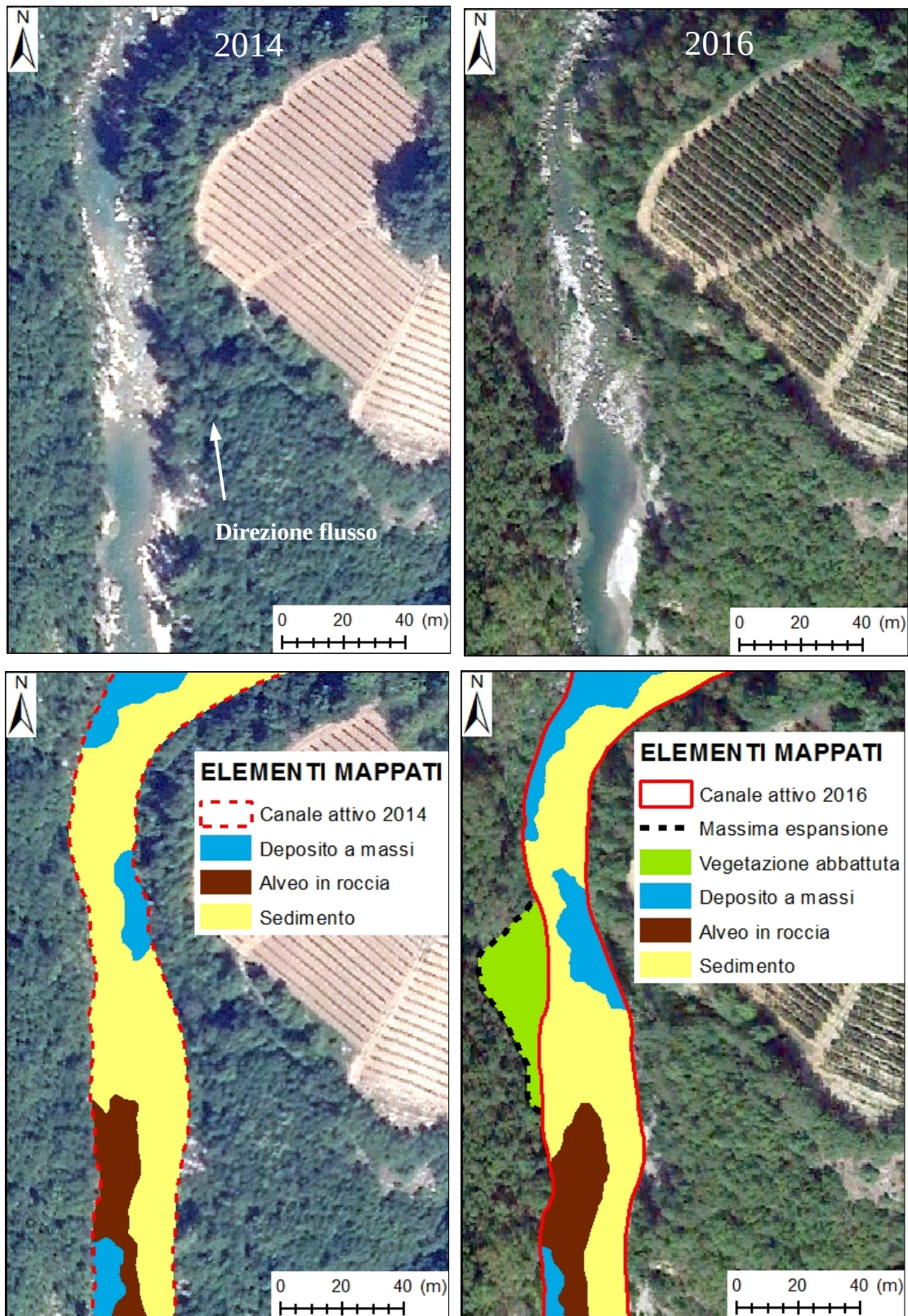


Figura 11. Esempio di mappatura di alcune categorie di elementi nelle condizioni precedenti e successive all'evento di piena. Nel tratto raffigurato è possibile osservare il danneggiamento di una porzione di vegetazione arborea limitrofa al corso d'acqua.

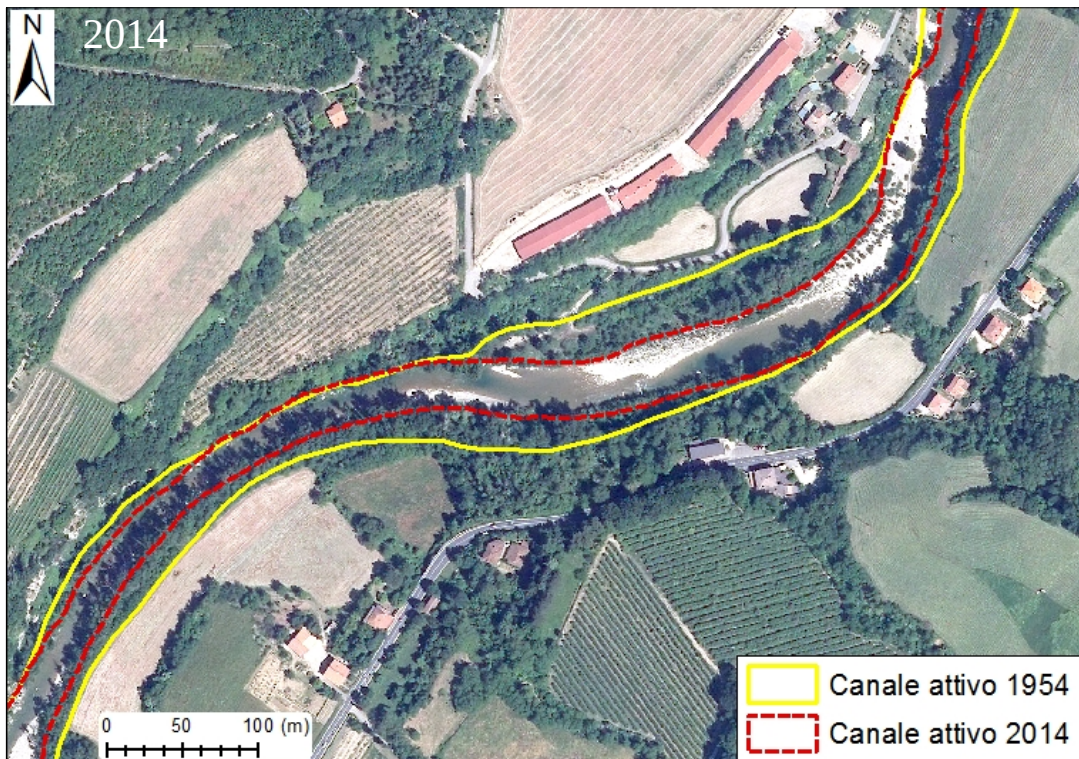
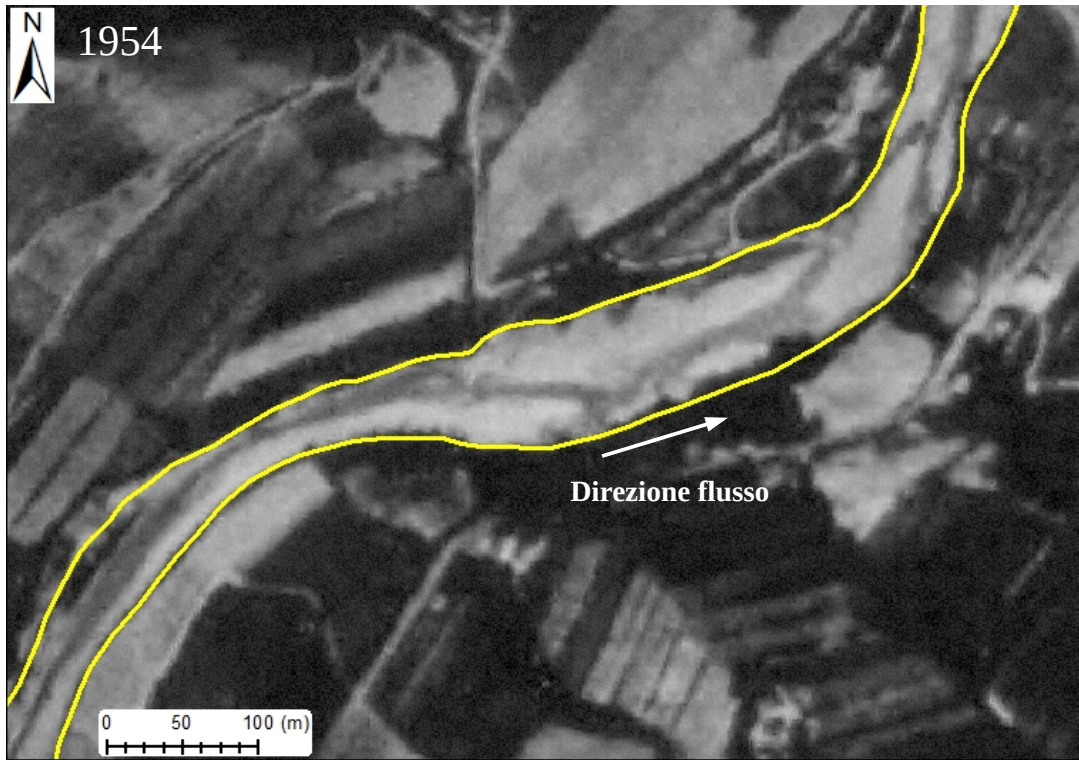


Figura 12. Esempio di mappatura del canale attivo negli anni 1954 e 2014. Nel tratto raffigurato si osserva un fenomeno di restringimento che ha interessato il canale attivo. Inoltre in questo esempio è possibile apprezzare la differente risoluzione geometrica delle ortofoto 1954 e 2014.

Per l'analisi dell'incertezza associata alle misure su base GIS di ampiezza del canale attivo sono stati presi in considerazione due tratti dell'alveo del Fiume Santerno (Figura 13). La scelta dei tratti è stata dettata dalla presenza, nelle immagini satellitari GE dell'anno 2016, di porzioni di sponda coperte da vegetazione arborea e/o in ombra, in modo da poter isolare l'incertezza della mappatura del canale attivo in corrispondenza di zone con e senza ombra.

In ognuno dei due tratti sono state effettuate sul campo 30 misure dirette della larghezza dell'alveo attivo, lungo sezioni trasversali ortogonali alla direzione della corrente, al fine di ottenere un set di dati empirici da poter assumere successivamente come riferimento per la stima dell'errore relativo alla mappatura su GIS. L'interdistanza tra i transesti di misura, di circa 10 m, è stata mantenuta costante, allo scopo di non introdurre alcun grado di soggettività nella scelta dell'ubicazione dei transesti stessi. Come estremi delle distanze misurate, sono stati considerati i limiti del canale attivo intesi come punti in cui iniziano ad essere visibili le prime evidenze di vegetazione perenne, in accordo con la definizione di alveo attivo specificata precedentemente.

Tali misure sono state eseguite tramite un distanziometro elettrico a raggio laser, strumento che permette di misurare distanze con precisione millimetrica fino a 200 m.

Durante l'acquisizione dei dati sul campo, inoltre, si è reso necessario l'impiego di uno strumento GPS che permettesse una corretta ubicazione cartografica delle sezioni di misura.

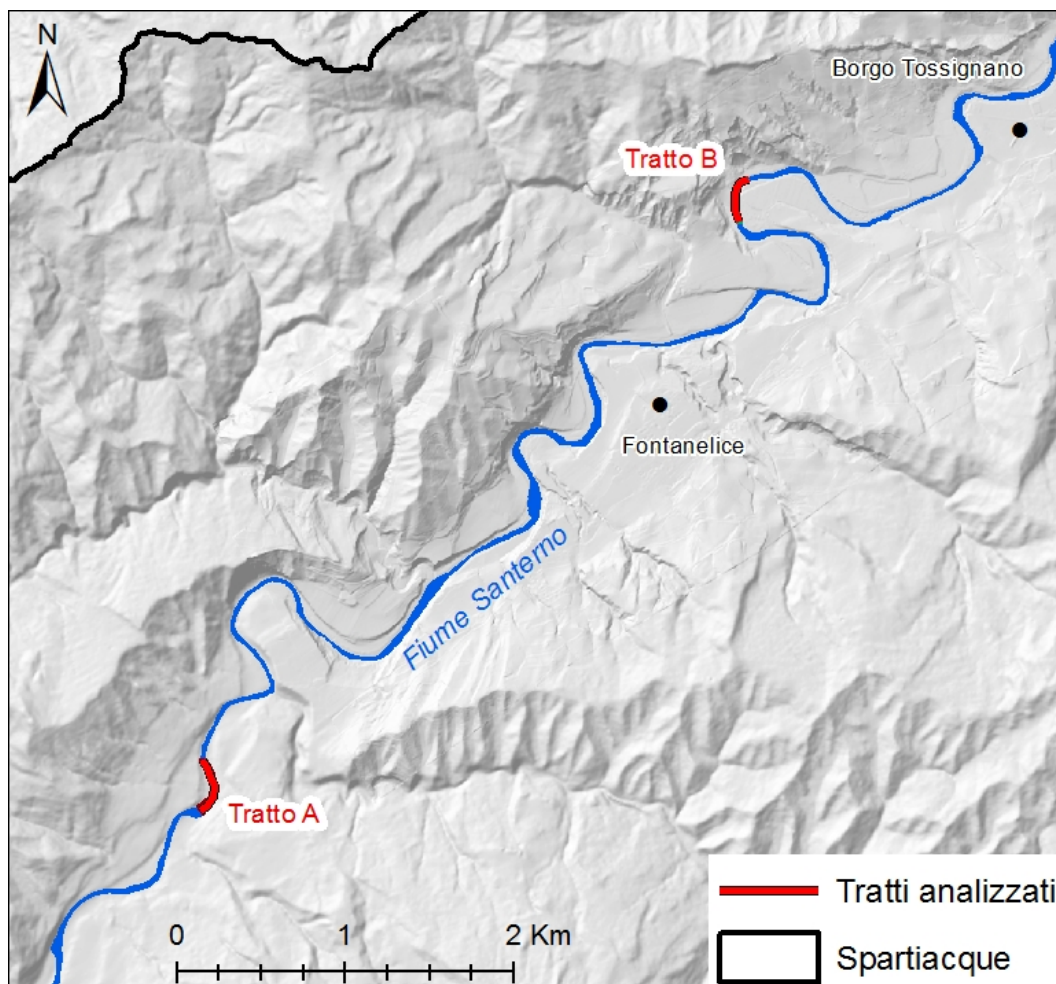


Figura 13. Ubicazione dei due tratti di misure di campo.

2.2 Valutazione delle variazioni morfologiche

Successivamente alla digitalizzazione dei poligoni relativi alle varie categorie considerate, questi ultimi sono stati utilizzati per ottenere dati quantitativi riferiti alle variazioni morfologiche osservate alle differenti scale temporali.

La larghezza media dell'alveo attivo a scala di tratto (W) è stata calcolata mediante equazione (1):

$$W_i = L_i / A_i \quad (1)$$

in cui per un tratto i , L è la lunghezza della linea mediana dell'alveo ed A è l'area del poligono comprendente l'alveo attivo (Figura 14).

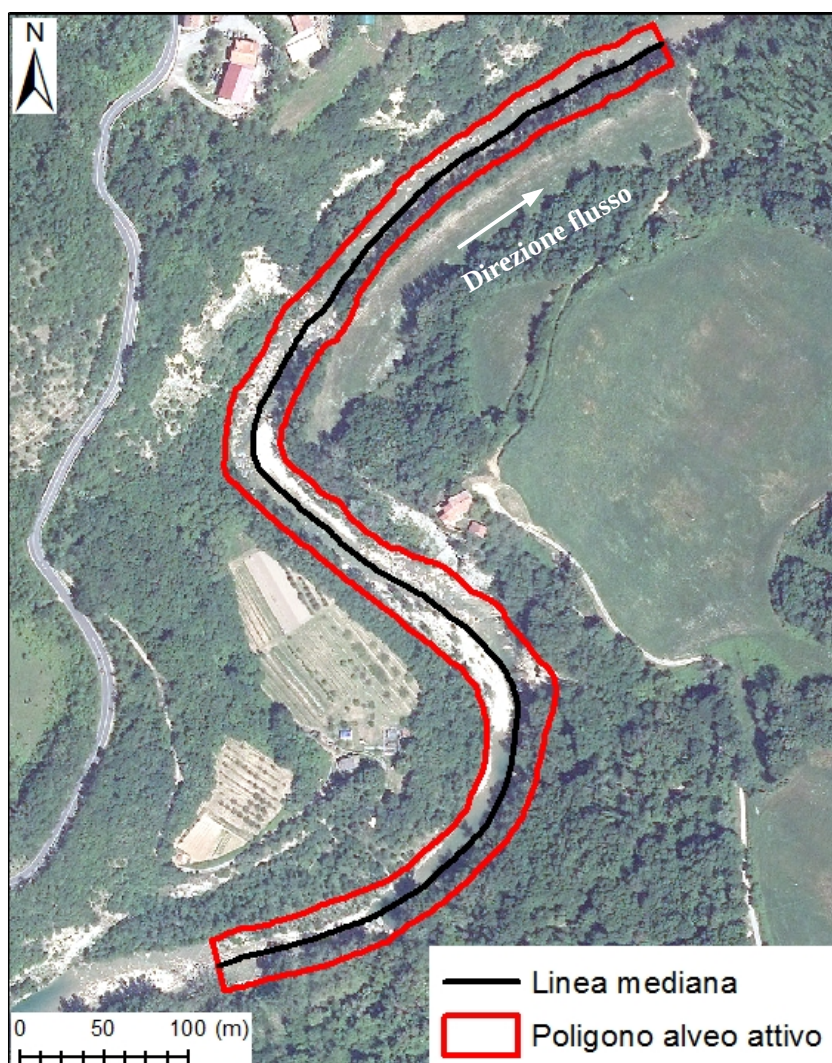


Figura 14. Esempio di mappatura degli elementi necessari al calcolo della larghezza media del canale attivo a scala di tratto.

La linea mediana dell'alveo è stata digitalizzata per tutti gli estremi temporali presi in considerazione, in quanto eventuali variazioni (positive o negative) della lunghezza dei singoli tratti (dovute al cambiamento della configurazione planimetrica locale del corso d'acqua) devono essere tenute in considerazione.

L'impiego di un simile metodo consente di ottenere una stima piuttosto accurata della larghezza media del canale attivo all'interno di ogni tratto, mentre la perdita di informazioni sulla variabilità longitudinale della larghezza stessa viene minimizzata dalla scelta di tratti con la massima omogeneità interna possibile.

Per quanto riguarda l'analisi dei processi di deposizione e denudamento dell'alveo indotti dall'evento estremo del 20/09/2014, anche in questo caso sono state utilizzate le funzioni dei software GIS, al fine di ricavare il dato relativo all'area occupata dai poligoni appartenenti alle differenti categorie di elementi all'interno dei vari tratti.

Questa operazione è stata eseguita per i poligoni relativi alle aree di alveo in roccia, alle aree con copertura sedimentaria, e alle aree costituite da depositi a massi (Figura 15).

Quindi si è calcolata, per ogni tratto, la superficie complessiva occupata dalle tre categorie, sommando i valori relativi ai singoli poligoni di ognuna.

Eseguendo questa procedura sia per la configurazione pre-evento sia per quella successiva all'evento, è stato possibile quantificare i processi di deposizione e mobilizzazione di sedimento in alveo con delle semplici operazioni di differenza tra aree.

Inoltre, sono stati reperiti dal sito ufficiale dell'Arpa tutti i dati idrologici necessari alla caratterizzazione dell'evento estremo del 20/09/2014, in termini di precipitazione cumulata oraria e di livelli idrometrici registrati in più stazioni di misura.

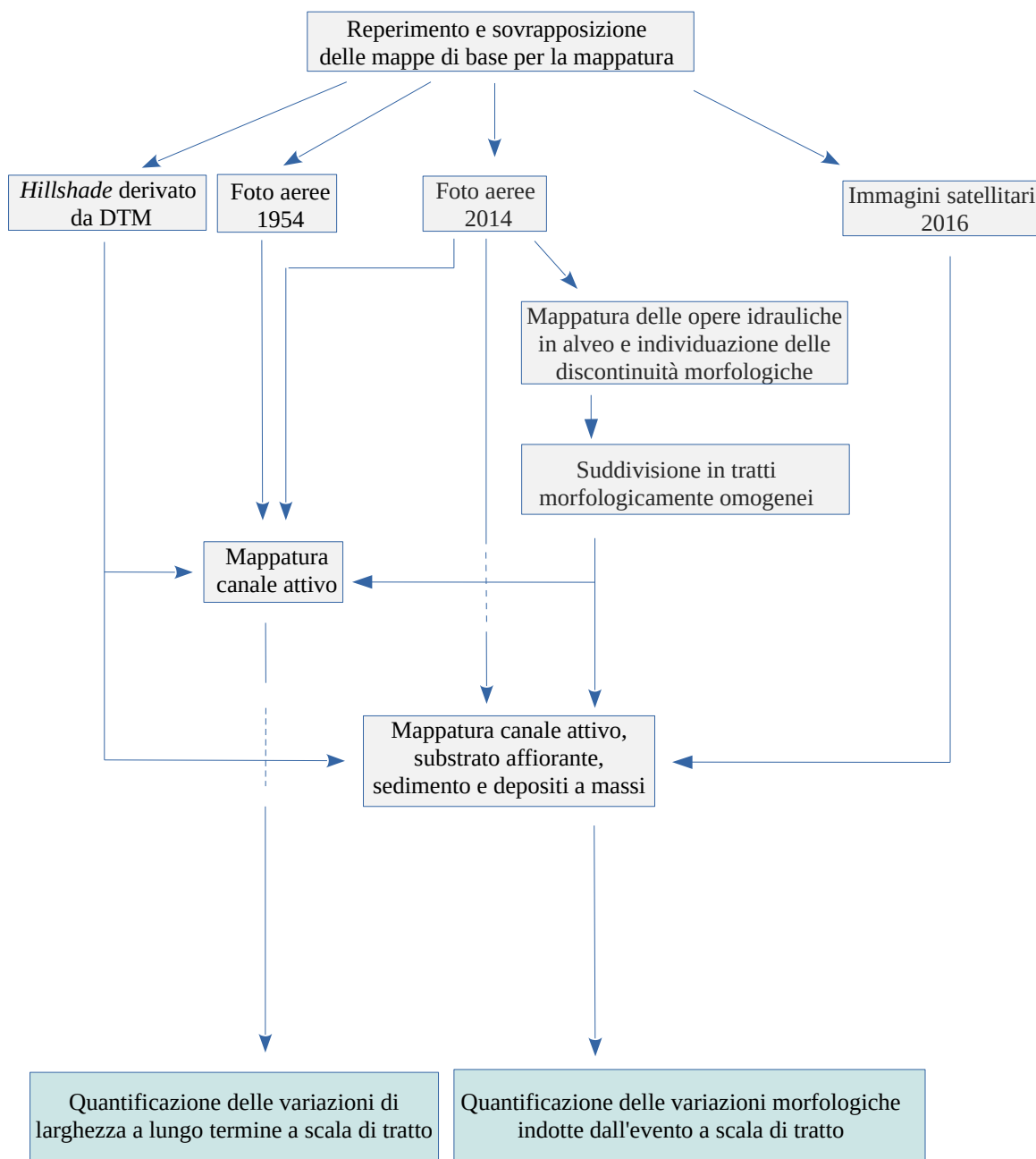


Figura 15. Diagramma di flusso delle principali fasi di lavoro svolte per analizzare le variazioni morfologiche alle scale temporali considerate.

2.3 Caratterizzazione della forzante antropica

La caratterizzazione della forzante antropica, che è rappresentata sia dalla realizzazione di opere idrauliche che dalle attività estrattive in alveo, è importante per investigare i rapporti causa-effetto che la legano alle variazioni morfologiche storiche.

Allo scopo di definire gli intervalli temporali in cui sono state realizzate le singole opere idrauliche in alveo, sono stati utilizzati set di foto aeree acquisite negli anni 1954, 1969, 1976, 1996, 2008 e 2011.

Inoltre sono stati reperiti e consultati, dal fondo storico del Genio Civile, i fascicoli relativi ai progetti di realizzazione e ripristino di opere idrauliche sull'asta del fiume, in modo da completare per quanto possibile il quadro conoscitivo. Infatti, il periodo di costruzione delle opere in alveo è un tipo di informazione critica, in quanto consente di valutare variazioni morfologiche storiche in relazione ad impatti antropici diretti.

Inoltre si sono consultati, dal report IDROSER (1983) sul trasporto solido, i dati relativi ai volumi di materiale sedimentario estratto dall'alveo tra il 1955 e il 1979. Nella raccolta dei dati è stata fatta distinzione tra i volumi concessi dal Genio Civile e le stime dei volumi realmente estratti su base annuale.

3 RISULTATI E DISCUSSIONE

3.1 Analisi delle incertezze

Le variazioni di larghezza del canale attivo indotte dall'evento alluvionale del 2014 nel settore montano del Fiume Santerno, sono state valutate mediante analisi multi-temporale di foto aeree e immagini satellitari.

Pertanto è di grande importanza la quantificazione degli inevitabili margini di incertezza associati ai dati numerici ottenuti dalle successive fasi di digitalizzazione.

Di seguito vengono riportati i risultati derivanti dalla trattazione statistica del confronto tra le misure di larghezza del canale attivo effettuate direttamente sul campo nei due sotto-tratti A e B (Figura 16), dato diretto assunto come valore reale, e misure omologhe effettuate su immagini in ambiente GIS.

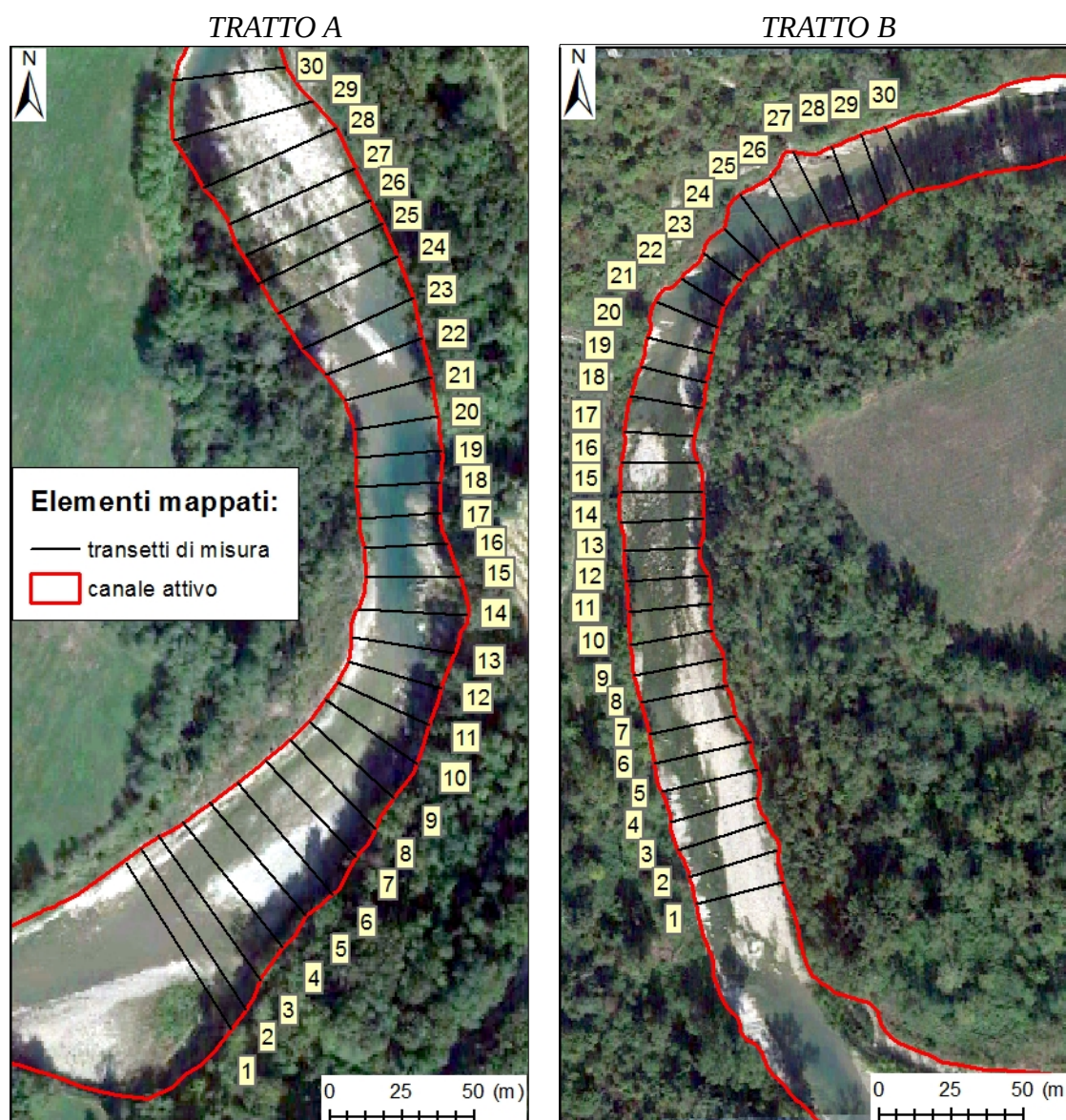


Figura 16. Sotto-tratti in cui sono state effettuate le misure di campo della larghezza del canale attivo per stimare l'incertezza associata alla mappatura dello stesso. I trasetti di misura sono identificati con numerazione progressiva.

Dalla differenza tra le misure dirette di campagna e le misure indirette, effettuate in corrispondenza delle medesime sezioni trasversali, si sono ricavati per ognuno dei due sotto-tratti 30 valori di residuo.

Mettendo in relazione i valori di larghezza misurata sul campo con i rispettivi valori di residuo, si osserva l'assenza di autocorrelazione dei residui stessi, sia nel tratto-A che nel tratto-B, ovvero non si riscontra un aumento del delta di incertezza con l'ampiezza del canale (Figure 17a e 17b). Il verificarsi di tale condizione permette dunque di effettuare un'analisi di regressione lineare sui due set di dati (Figure 18a e 18b).

Per entrambi i tratti si ottengono delle rette di regressione lineare pressochè parallele alla retta che rappresenta il rapporto 1:1, secondo dei coefficienti angolari prossimi all'unità (rispettivamente di 1,05 e di 0,94). Nel tratto-A si osserva inoltre una costante sovrastima della variabile misurata da remoto, con la quasi totalità dei punti ricadenti al di sopra della retta 1:1 (28 su 30), mentre nel tratto-B si nota un maggiore equilibrio tra misure sovrastimate e sottostimate, ed una nuvola di punti leggermente più rumorosa ($R^2 = 0.88$, rispetto all' $R^2 = 0.97$ del tratto-A) (Figure 18a e 18b).

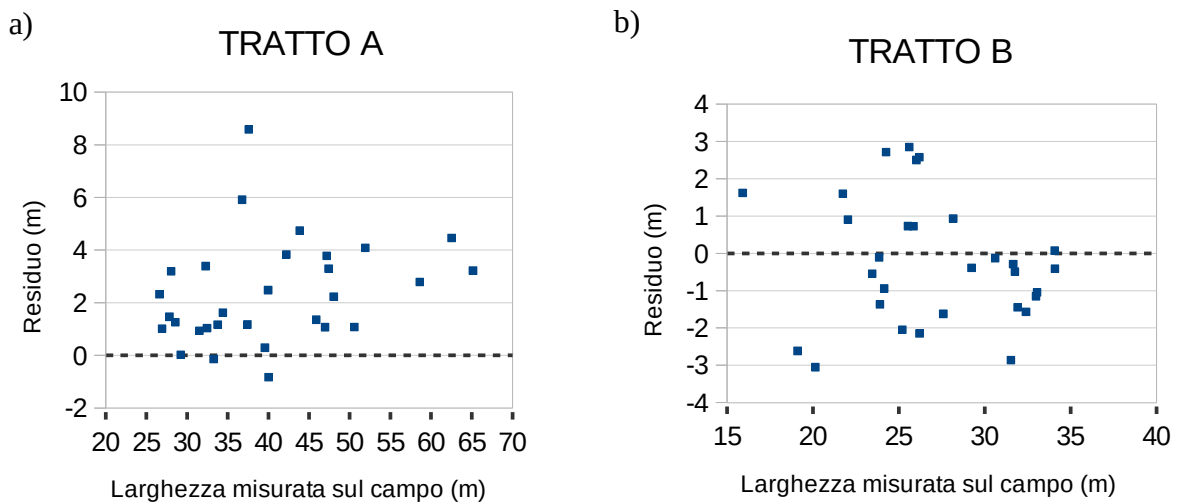
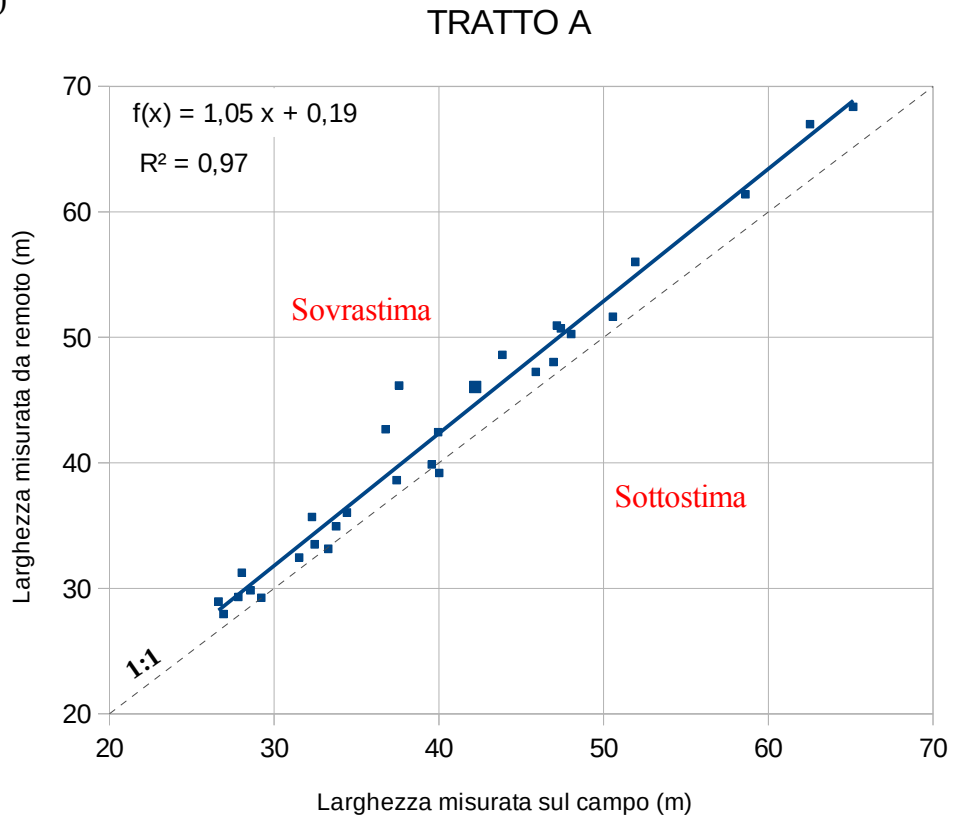


Figura 17. Valori di larghezza misurata sul campo in funzione dei corrispettivi valori di residuo (a) nel tratto A e (b) nel tratto B. Si osserva in entrambi i casi assenza di autocorrelazione dei residui.

a)



b)

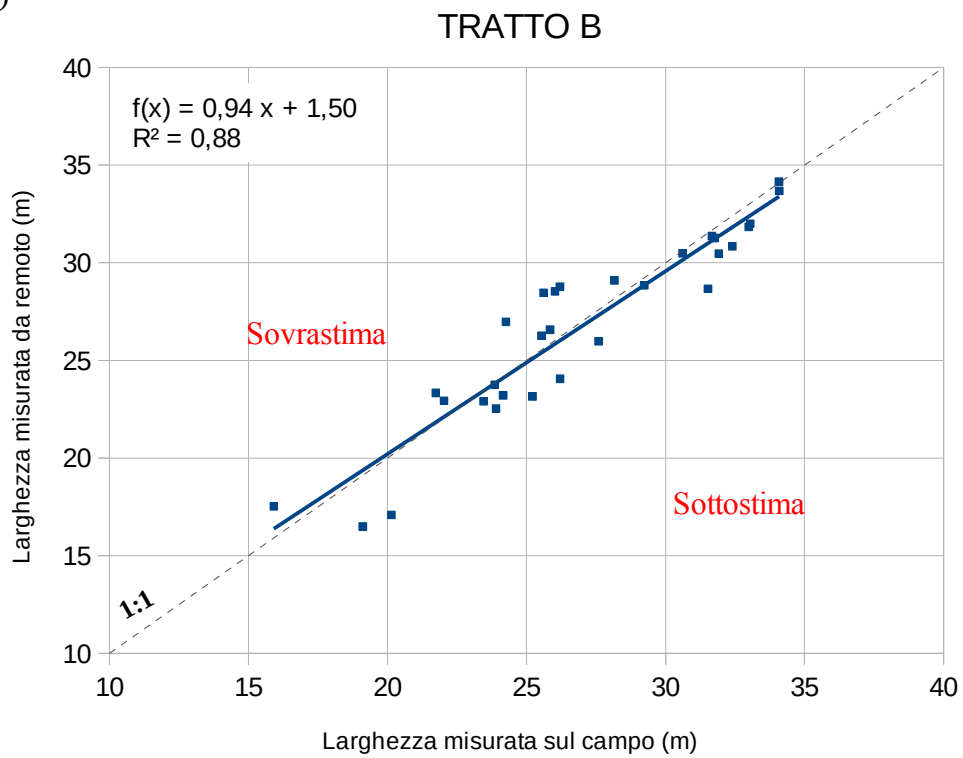


Figura 18. Valori di larghezza del canale attivo misurata sul campo in funzione di corrispettivi misurati in ambiente GIS, (a) nel tratto A e (b) nel tratto B.

Infine, per investigare l'effettiva influenza della presenza di zone d'ombra nelle foto aeree sull'errore associato alla mappatura del canale attivo, sono stati ricavati per entrambi i tratti i principali parametri statistici, isolando le popolazioni di residui relativi ai transetti in ombra e non in ombra (Figure 19 e 20; Tabelle 4 e 5).

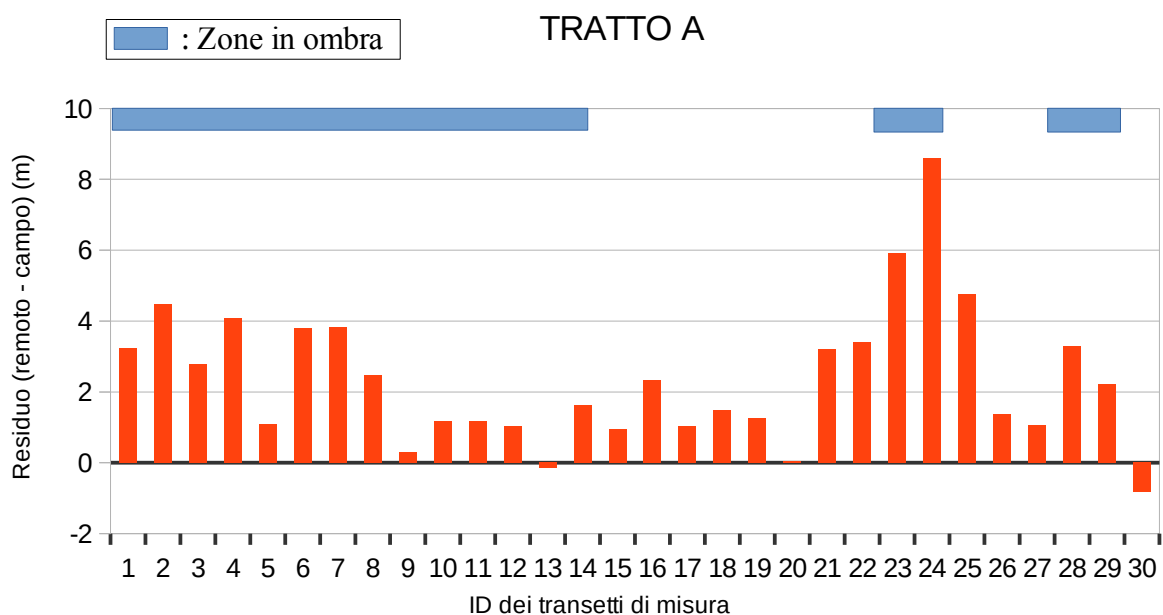


Figura 19. Valori di residuo relativi ai transetti di misura nel tratto A.

Tabella 4. Statistica descrittiva dei valori residui del tratto A relativi rispettivamente alle zone in ombra e non in ombra.

	Zone in ombra	Zone senza ombra
Media	2,83 m	1,66 m
Errore standard	0,51 m	0,44 m
Mediana	2,63 m	1,31 m
Deviazione standard	2,14 m	1,53 m
Minimo	-0,14 m	-0,83 m
Massimo	8,58 m	4,74 m
Conteggio	18	12

TRATTO B

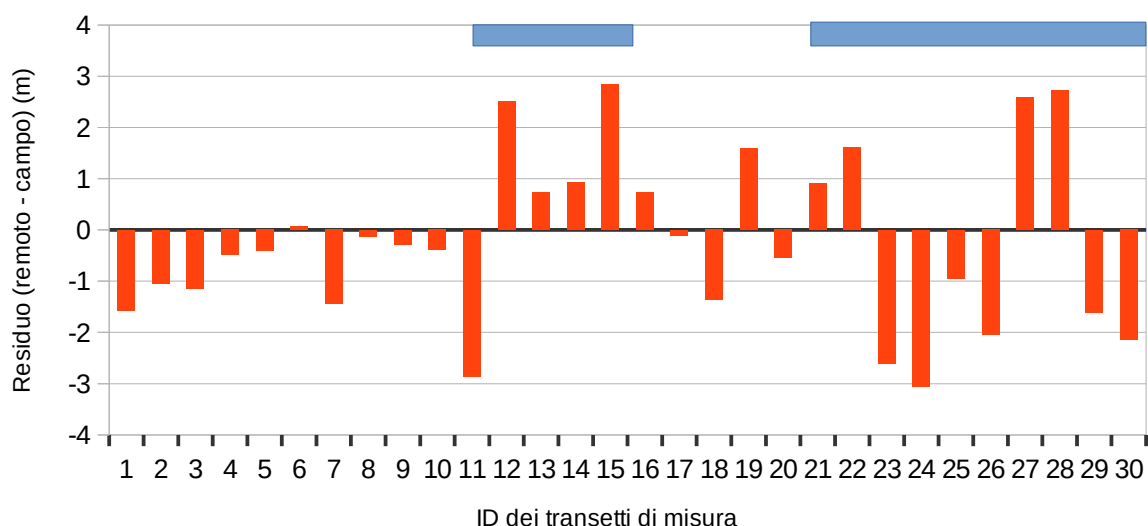


Figura 20. Valori di residuo relativi ai transetti di misura nel tratto B.

Tabella 5. Statistica descrittiva dei valori residui del tratto B relativi rispettivamente alle zone in ombra e non in ombra.

	Zone in ombra	Zone senza ombra
Media	-0,03 m	-0,44 m
Errore standard	0,58 m	0,22 m
Mediana	0,73 m	-0,41 m
Deviazione standard	2,23 m	0,85 m
Minimo	-3,05 m	-1,57 m
Massimo	2,85 m	1,60 m
Conteggio	15	15

Per quanto riguarda il tratto-A è possibile affermare, da un'analisi di questo tipo, che l'errore medio relativo alle zone in ombra (2,83 m) è significativamente maggiore rispetto all'errore medio delle zone non raggiunte dall'ombra (1,66 m) (Tabella 4). Infatti, considerando i due valori dell'errore standard associati alle medie, non risulta un'intersezione tra gli intervalli di variabilità dei residui delle due popolazioni.

Nel caso del tratto-B, invece, non è possibile giungere ad una conclusione simile, in quanto i valori dei residui si distribuiscono in modo randomico tra positivi e negativi (Figura 20), facendo perdere di significato il confronto tra i due valori medi relativi a zone rispettivamente in ombra e non in ombra. Tuttavia, in figura 20 si osserva come i residui del tratto-B aventi i moduli maggiori ricadano in zone interessate dalla presenza di ombra.

Dall'analisi degli errori associati alla mappatura in ambiente GIS risultano dei valori (Tabelle 4 e 5) leggermente inferiori a quelli riportati in letteratura da lavori precedenti, nei quali vengono stimate incertezze dell'ordine di 5-6 m per misure effettuate su foto aeree (Mount et al., 2003; Mount & Louis, 2005; Hughes et al., 2006; Scorpio et al., 2015). Tuttavia, è importante sottolineare che in essi l'incertezza viene stimata esclusivamente utilizzando formule analitiche, con cui calcolare l'errore indirettamente sulla base di alcune variabili (come la dimensione dei pixels delle foto aeree o il numero dei punti di controllo utilizzati per la georeferenziazione), mentre nel presente studio si è utilizzato un approccio di tipo diretto, basato su misure empiriche della variabile di interesse effettuate sul campo. Inoltre, per l'interpretazione dei risultati riportati di seguito, è necessario tenere in considerazione che i margini di errore sono stati stimati per la sola mappatura del canale attivo sulle recenti immagini satellitari ad alta risoluzione di Google Earth, e dunque la loro validità non può essere estesa anche alla digitalizzazione dell'alveo attivo sulle foto aeree del 1954. Queste ultime, infatti, che sono state acquisite in bianco e nero e con una risoluzione geometrica nettamente inferiore, comportano errori certamente maggiori.

3.2 Variazioni morfologiche a scala di evento

3.2.1 Forzante idro-meteorologica associata all'evento estremo del Settembre 2014

Il bacino del Fiume Santerno è stato interessato, durante le prime ore del giorno 20/09/2014, da precipitazioni temporalesche di intensità piuttosto elevata, in seguito alla formazione di un vasto sistema convettivo in seno a correnti sud-occidentali calde e umide in quota.

I maggiori valori di intensità di precipitazione si sono verificati nella parte alta del bacino, a quote comprese tra 400 ed 800 m.s.l.m., mentre nel settore medio-basso sono stati registrati valori di precipitazione molto inferiori (Figura 21). Le stazioni di misura pluviometrica di Barco (720 m.s.l.m.) e Firenzuola (476 m.s.l.m.) hanno registrato i valori più elevati di pioggia cumulata complessiva, rispettivamente di 129,2 mm e 178,4 mm, raggiunti in un intervallo temporale di circa 6 ore (Figura 22a, 22b, e 22c).

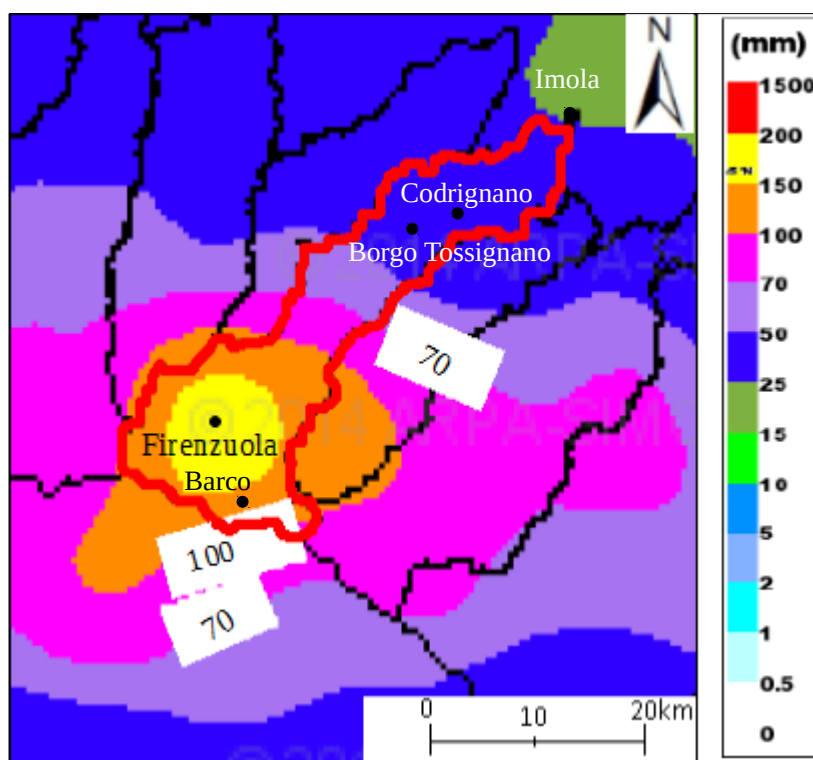


Figura 21. Immagine radar dei valori di precipitazione cumulata giornaliera tra le ore 12:00 del 19/09/2014 e le ore 12:00 del 20/09/2014. I limiti del bacino montano del fiume Santerno sono rappresentati in colore rosso.
Fonte: Rapporto di Arpa Emilia-Romagna (Servizio Idro Meteo Clima) sull'evento del 20/09/2014.

Dal confronto tra i massimi valori di intensità registrati nelle due stazioni e i massimi valori delle serie storiche disponibili, l'evento in esame risulta il primo caso critico dal 1928 nella stazione di Firenzuola, e dal 1990 in quella di Barco.

Dall'osservazione dello ietogramma relativo alla stazione di Borgo Tossignano (102 m.s.l.m.), situata in corrispondenza dell'ingresso del Fiume Santerno in pianura, si può notare invece come l'evento meteorologico abbia interessato soltanto in minima parte il settore medio-basso del bacino, secondo valori di precipitazione nettamente inferiori a quelli registrati nelle stazioni situate a quote maggiori (Figura 22c).

Osservando gli idrogrammi relativi alle sezioni di misura di Borgo Tossignano, di Codrignano e di Imola, è possibile apprezzare il carattere particolarmente impulsivo del passaggio dell'onda di piena in tutti e tre i casi, con un rapido incremento del livello idrometrico seguito da una altrettanto rapida diminuzione dello stesso (Figura 23a, 23b e 23c).

Nell'idrogramma di Borgo Tossignano si nota un'interruzione del dato registrato, in prossimità del livello corrispondente al colmo di piena, dovuta al raggiungimento del campo di "non-lettura" strumentale del sensore ad ultrasuoni utilizzato (Figura 23a). In questo caso specifico, dunque, il livello idrometrico relativo al colmo di piena osservabile nell'idrogramma (2,53 m) rappresenta una sottostima del massimo livello realmente raggiunto durante l'evento.

L'idrogramma relativo alla sezione di Codrignano, situato più a valle, mostra il raggiungimento di un livello idrometrico di 1,79 m (Figura 23b), piuttosto simile ai livelli che hanno interessato la stessa sezione durante i grandi eventi alluvionali del 1966 e del 1893.

Presso la sezione di Imola, ubicata ulteriormente a valle, il livello idrometrico ha superato il valore che è stato identificato da ARPA Emilia-Romagna come soglia di allarme, raggiungendo un massimo di 4,35 m (Figura 23c).

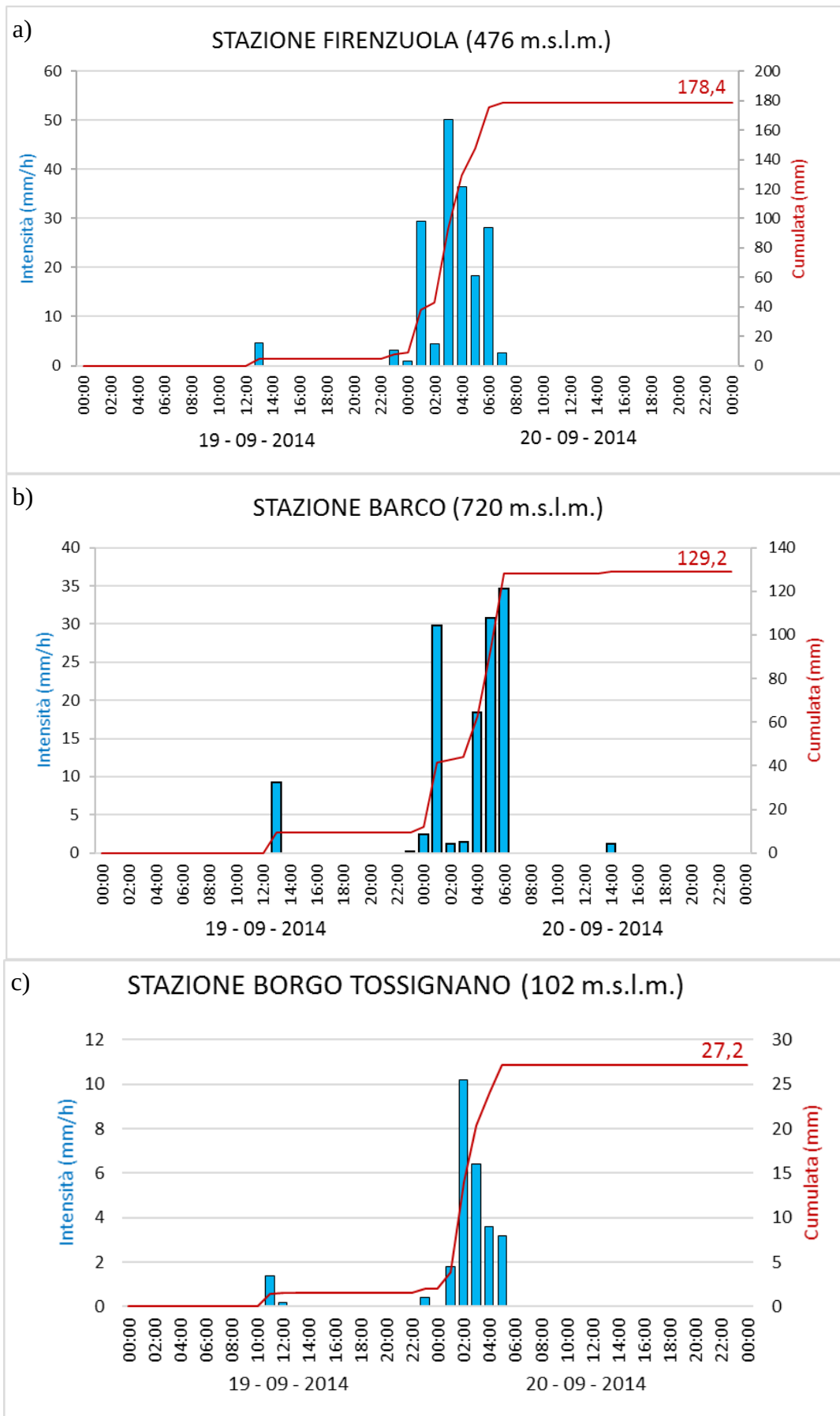


Figura 22. Ietogrammi di precipitazione cumulata oraria (i.e. intensità di pioggia) e cumulata complessiva relativi alle stazioni pluviometriche di (a) Firenzezuola, (b) Barco e (c) Borgo Tossignano. Per l'ubicazione geografica delle stazioni si rimanda a Figura 21. Fonte: dati ufficiali Arpa E-R.

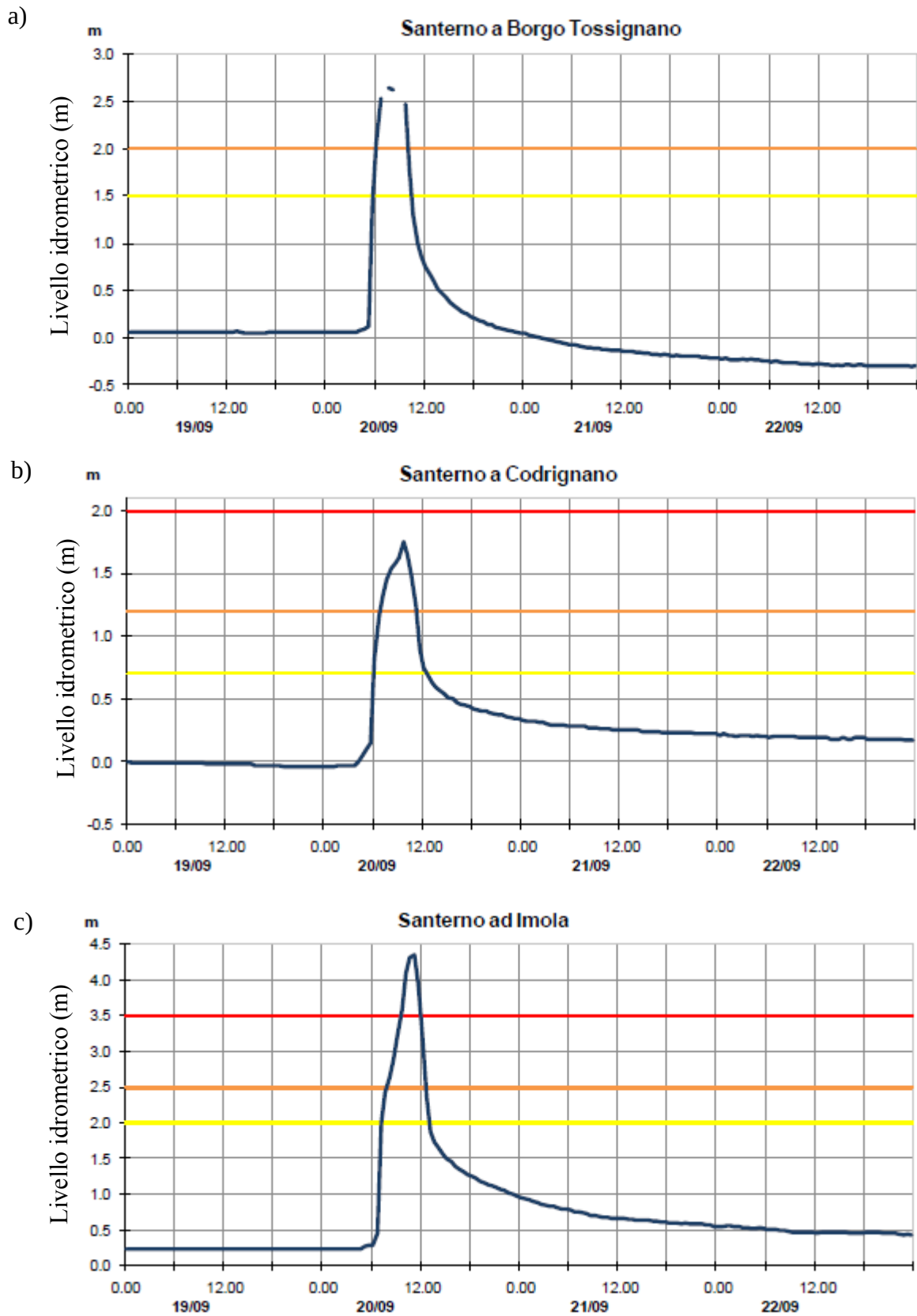


Figura 23. Idrogrammi relativi alla piena del 20/09/2014 registrati nelle stazioni di (a) Borgo Tossignano, (b) Codrignano e (c) Imola. Per l'ubicazione geografica delle stazioni si rimanda a Figura 21. (Fonte: Rapporto Arpa Emilia-Romagna (Servizio Idro Meteo Clima) sull'evento del 20/09/2014).

3.2.2 Variazioni di larghezza media del canale attivo

In figura 24 si riporta, per ogni sottotratto, il confronto tra la larghezza media del canale attivo precedente l'evento e la larghezza media dello stesso in condizioni successive all'evento (2016). Inoltre, in figura 25, si riporta l'andamento da monte verso valle del valore di variazione della larghezza media dei singoli tratti.

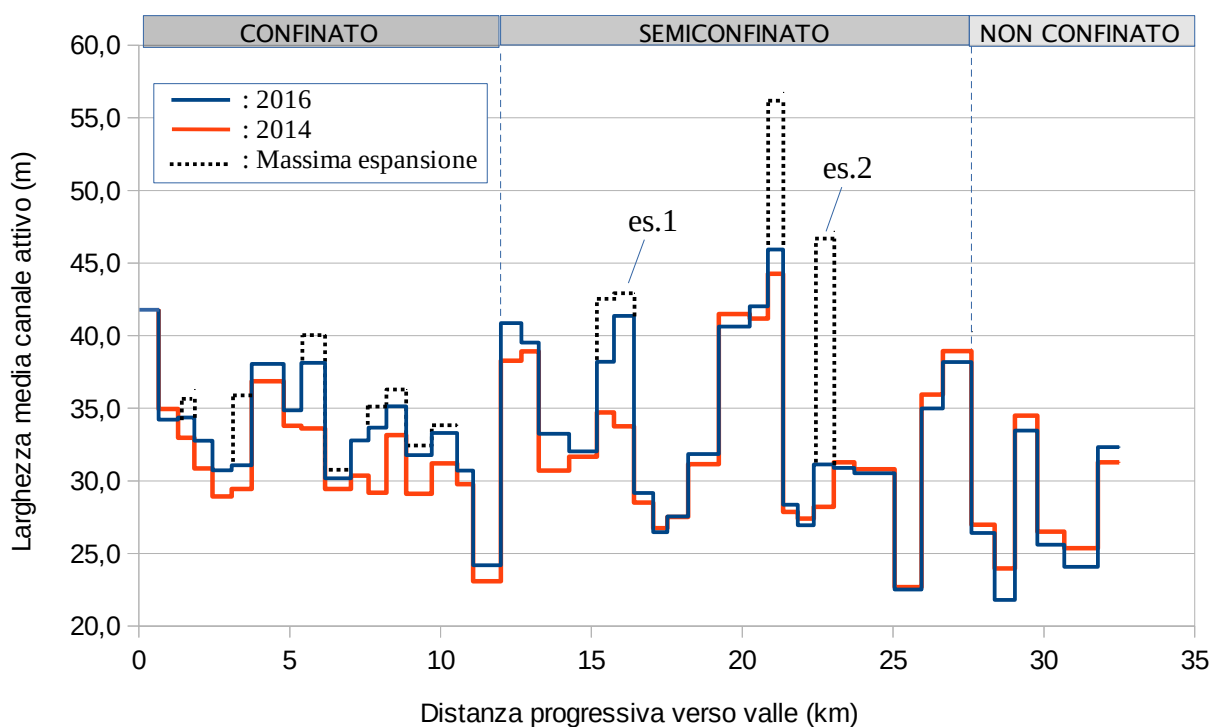


Figura 24. Confronto tra la larghezza media del canale attivo pre-evento (2014) e post-evento (2016) alla scala dei singoli tratti in cui è stato suddiviso il segmento di studio. Nel grafico viene riportata, dove presente, la “massima espansione” raggiunta durante l’evento, individuata dalle foto aeree mediante il riconoscimento delle aree di vegetazione arborea significativamente danneggiata.

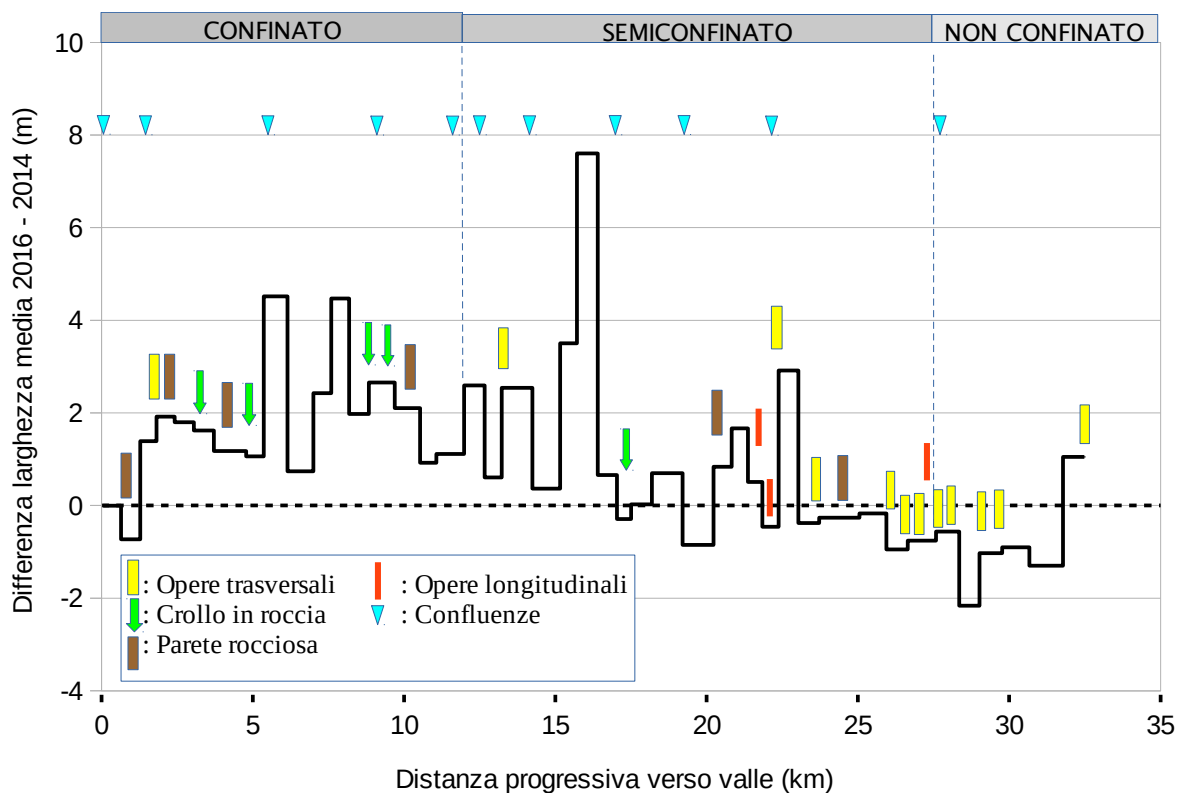


Figura 25. Variazioni 2016-2014 della larghezza media del canale attivo lungo il segmento di studio. Valori positivi indicano dinamiche di allargamento, valori negativi restringimento.

In tutto il settore confinato e nei primi 16 tratti semiconfinati si osserva una netta prevalenza delle dinamiche di allargamento (Figura 25). I maggiori valori di allargamento medio si sono verificati ai km 6, 8 e 16, e sono rispettivamente di 4,5, 4,4 e 7,6 m (Figura 25). Tuttavia, a tale proposito è necessario tenere in considerazione che i valori medi di allargamento possono essere inferiori alle variazioni di larghezza massime che si raggiungono localmente.

Nella porzione medio-bassa del segmento analizzato si osserva una prevalenza di dinamiche di restringimento, con tendenza all'allargamento limitata ad alcuni tratti (Figura 25). Il restringimento in questa zona è piuttosto modesto, generalmente inferiore al metro e solo in un caso superiore ai 2 m (Figura 25).

Inoltre, nonostante la presenza di picchi isolati di fenomeni di allargamento che si discostano dal trend generale, in quest'ultimo è possibile notare una progressiva diminuzione dei valori di variazione della larghezza media del canale attivo da monte verso valle (Figura 25).

Questa tendenza risulta affiancata da una ricorrenza sempre minore, passando da zone prossimali a zone più distali, di pareti rocciose connesse all'alveo fluviale e di fenomeni di crollo che insistono sull'alveo stesso, fino alla loro totale assenza nel tratto a confinamento nullo. A tale proposito, è interessante notare che tutti i casi in cui si è verificato un allargamento significativamente grande dell'alveo attivo coincidono con tratti in cui non sono presenti pareti rocciose adiacenti al canale stesso (Figura 25). Questa osservazione permette di mettere in luce l'importanza che riveste il confinamento laterale nel determinare localmente la sensibilità del corso d'acqua all'allargamento del canale attivo. Dal punto di vista morfologico, le zone interessate dai maggiori allargamenti dell'alveo e da fenomeni di danneggiamento alla vegetazione arborea risultano situate immediatamente a valle di pozze (*pools*), il cui fondo è costituito dal substrato roccioso, collocate nei punti di gomito dei raggi di curvatura dell'alveo. La localizzazione delle pozze, che risultano spesso stabili ed invariate con l'evento, corrispondono probabilmente a zone in cui il flusso durante la piena assume localmente un elevato potere erosivo, il quale si traduce negli allargamenti del canale attivo e danneggiamenti alla vegetazione arborea verificatisi immediatamente a valle delle pozze stesse (Figura 27). L'assenza di fenomeni di allargamento nel settore più distale del segmento di studio può essere spiegata con l'elevata antropizzazione associata a numerose opere idrauliche (Figura 25).

ESEMPIO 1

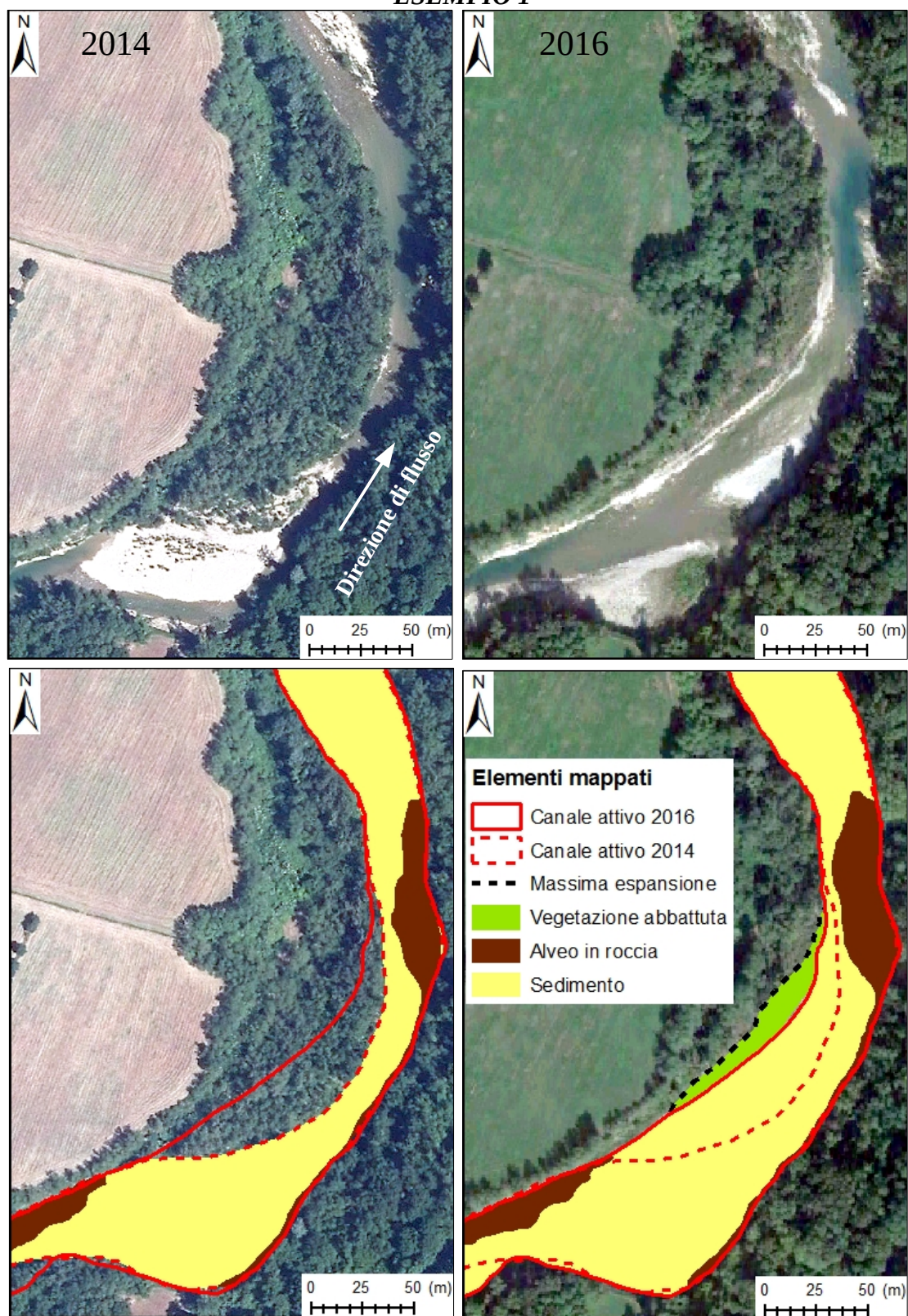


Figura 26. Esempio di variazione morfologica indotta dall'evento del 20/09/2014. In Figura 24 viene riportata l'ubicazione del tratto raffigurato lungo la distanza progressiva verso valle.

ESEMPIO 2

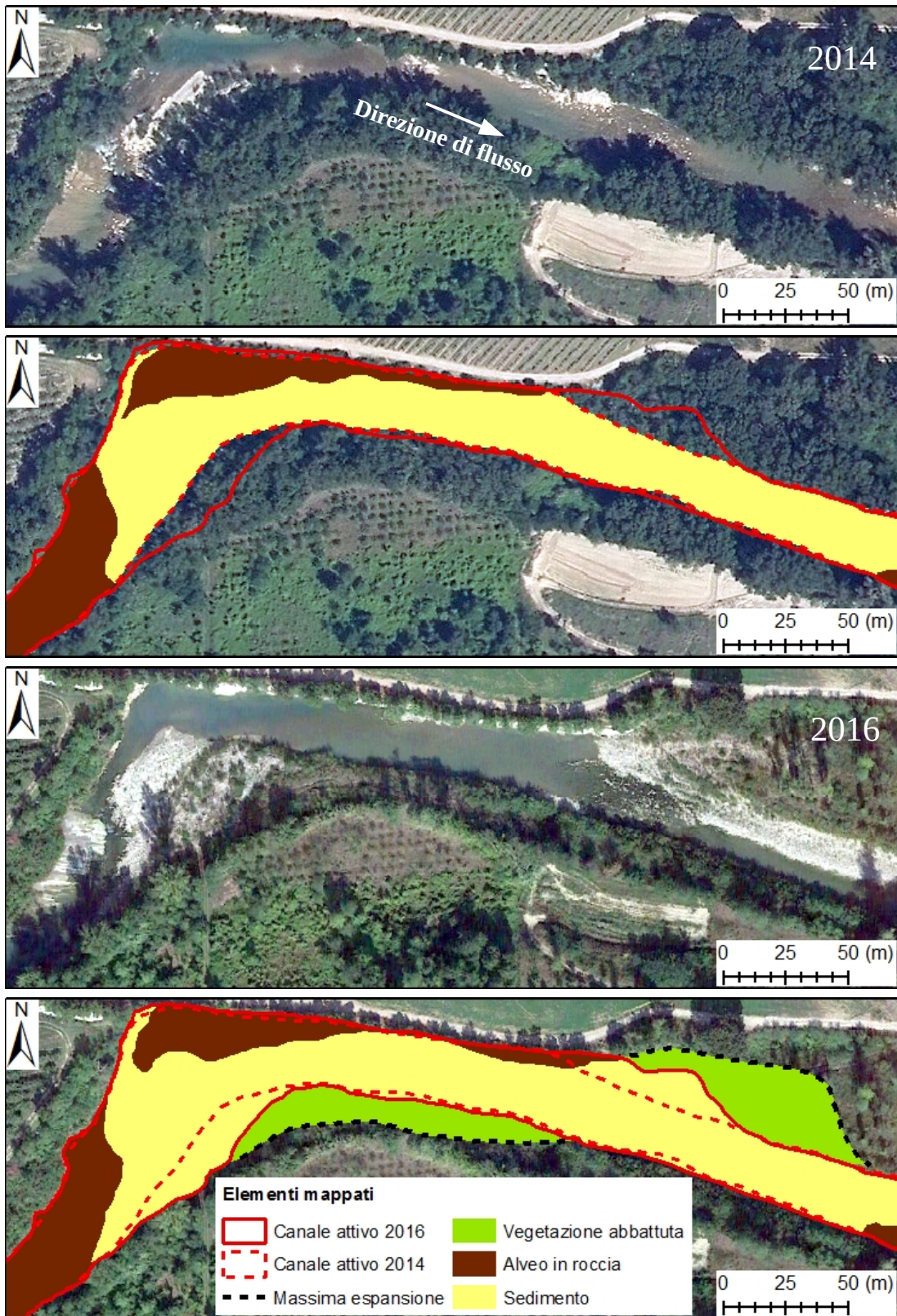


Figura 27. Esempio di variazione morfologica indotta dall'evento del 20/09/2014. in Figura 24 viene riportata l'ubicazione del tratto raffigurato lungo la distanza progressiva verso valle.

3.2.3 Variazioni della copertura sedimentaria

Una seconda fase di mappatura, con la quale sono state digitalizzate le aree interne al canale attivo occupate rispettivamente da roccia esposta, sedimento e depositi a massi, ha reso possibile un'analisi delle variazioni morfologiche indotte dalla piena del 20/09/2014 in termini di variazioni della copertura sedimentaria in alveo.

Di seguito si riportano le rappresentazioni grafiche delle variazioni dell'area occupata dalle tre categorie in alveo alla scala dei singoli tratti (Figure 28 e 29). L'osservazione degli andamenti delle variazioni della superficie di alveo in roccia e in sedimento (Figura 29a, 29b), mette in luce la loro tendenza ad essere speculari rispetto all'asse orizzontale di variazione nulla, indicando processi deposizionali (aumento della copertura sedimentaria in aree precedentemente costituite da roccia esposta) o di denudamento dell'alveo (asportazione di sedimento e conseguente esposizione del substrato roccioso) che hanno interessato i singoli tratti. In alcuni casi, corrispondenti a tratti in cui l'evento ha determinato variazioni di larghezza del canale attivo, si osserva una mancata corrispondenza tra variazioni positive di alveo in roccia e variazioni negative di area occupata da copertura sedimentaria. Un esempio di questo tipo si individua al km 16, dove si è verificato un notevole allargamento associato a deposizione di sedimento nell'area di espansione del canale (Figura 26).

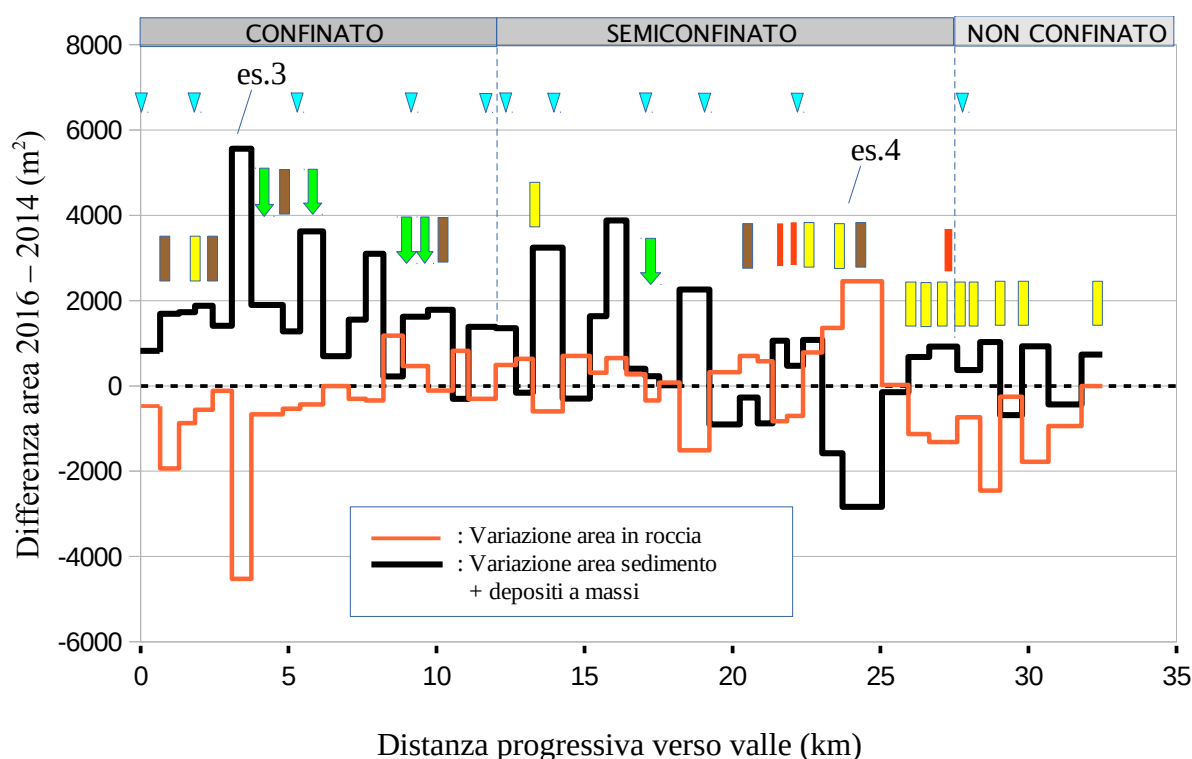


Figura 28. Variazioni 2016-2014 dell'area in roccia e in sedimento (comprensivo di depositi a massi) lungo il segmento di studio. Valori positivi indicano aumento dell'estensione areale della categoria, valori negativi una diminuzione della stessa. Per la legenda dei simboli utilizzati si rimanda a figura 29.

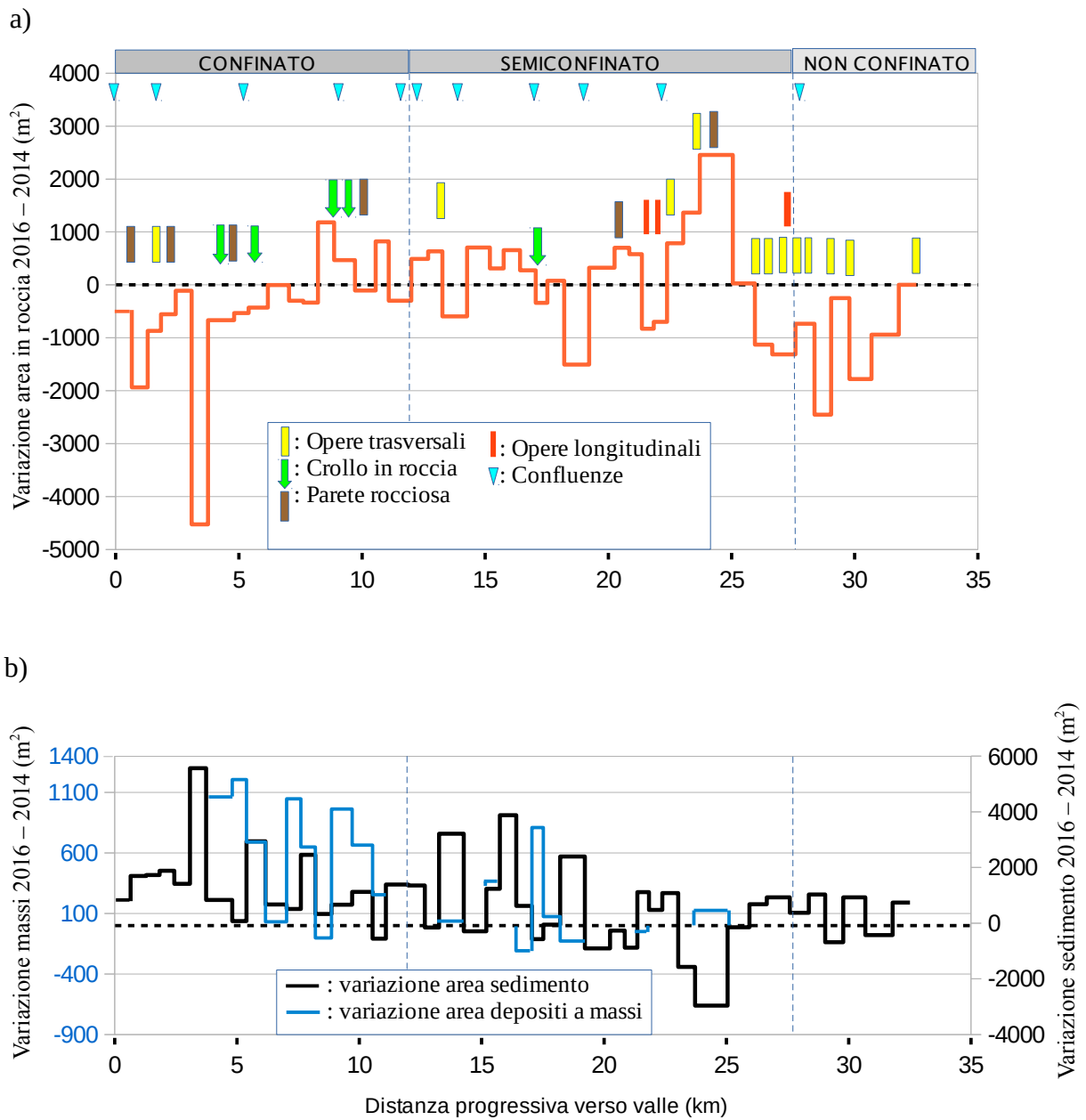


Figura 29. Variazioni 2016-2014 dell'area (a) in roccia, (b) in sedimento e depositi a massi, lungo il segmento di studio. Valori positivi indicano un aumento dell'estensione areale della categoria, valori negativi una diminuzione della stessa.

È possibile distinguere nel segmento di studio una zona di monte, corrispondente ai primi 8 km circa, in cui si è verificata deposizione di sedimento in tutti i tratti a spese della superficie di alveo in roccia. Una situazione simile si distingue anche negli ultimi 7.5 km di valle, nei quali si osserva una diminuzione di area occupata da substrato roccioso in tutti i tratti, ed una variazione positiva di area in sedimento in 6 su 9 di essi (Figura 29a, 29b).

I processi deposizionali riscontrati nel settore prossimale possono trovare spiegazione nell'apporto di carico sedimentario proveniente dai corsi d'acqua tributari, i quali nella zona di monte dell'area di studio sono caratterizzati da bacini che hanno risentito delle intense precipitazioni.

Per quanto riguarda l'aumento della copertura sedimentaria nel settore vallivo, invece, è interessante notare la coincidenza del trend deposizionale con la massima concentrazione di opere idrauliche trasversali presenti in alveo. Queste ultime, realizzate prevalentemente nella seconda metà del XX secolo per salvaguardare l'alveo dai processi di esondazione, hanno determinato alla scala temporale del singolo evento una locale prevalenza dei processi di deposizione in alveo.

Se viene preso in considerazione l'intero segmento di fiume analizzato, si osserva una variazione negativa dell'area di alveo in roccia (incremento della copertura sedimentaria) in corrispondenza di 10 opere trasversali su 12, mentre è avvenuto denudamento del letto fluviale a valle di 2 traverse, situate ai km 22.5 e 23.5 (Figure 28 e 29). In questi due casi l'asportazione di sedimento, che ha interessato il settore immediatamente a valle delle opere stesse, può trovare spiegazione nell'aumentata capacità erosiva del flusso, privato di gran parte del carico solido depositatosi a monte delle traverse stesse. Questo effetto viene probabilmente risentito meno più a valle, dove le traverse che insistono sull'alveo sono molto ravvicinate tra di loro (Figura 28).

Per quanto riguarda le variazioni dell'area occupata dai depositi a massi presenti all'interno del canale attivo, in figura 29b si osserva una netta prevalenza delle variazioni positive rispetto a quelle negative. Inoltre, risulta una perfetta corrispondenza tra le zone in cui si collocano i crolli in roccia riattivati durante l'evento e le zone in cui si è verificato un aumento dell'area occupata dai depositi a massi, ad indicare l'importanza che rivestono i fenomeni di crollo nel determinare apporti di materiale grossolano in alveo durante eventi di precipitazione particolarmente intensi.

Di seguito si riporta una sintesi delle variazioni indotte dall'evento alluvionale sulla configurazione morfologica dell'alveo, sia considerando le variazioni complessive dell'intero segmento di studio che considerando separatamente i settori confinato, semiconfinato e non confinato (Figura 30a, 30b, 30c e 30d).

Complessivamente, nel segmento di studio si osserva un aumento della percentuale di alveo occupata da materiale sedimentario (+1,2 %, i.e. +23476 m²) e da depositi a massi (+0,6 %, i.e. +6471 m²), e una diminuzione della percentuale di alveo in roccia (-1,9 %, i.e. -8673 m²). Se vengono presi in esame singolarmente i tre macro-tratti, si osserva come i cambiamenti maggiori si siano verificati nel settore confinato e in quello non confinato, mentre nell'intervallo semiconfinato le variazioni in termini percentuali sono state minime (Figura 30b, 30c, 30d).

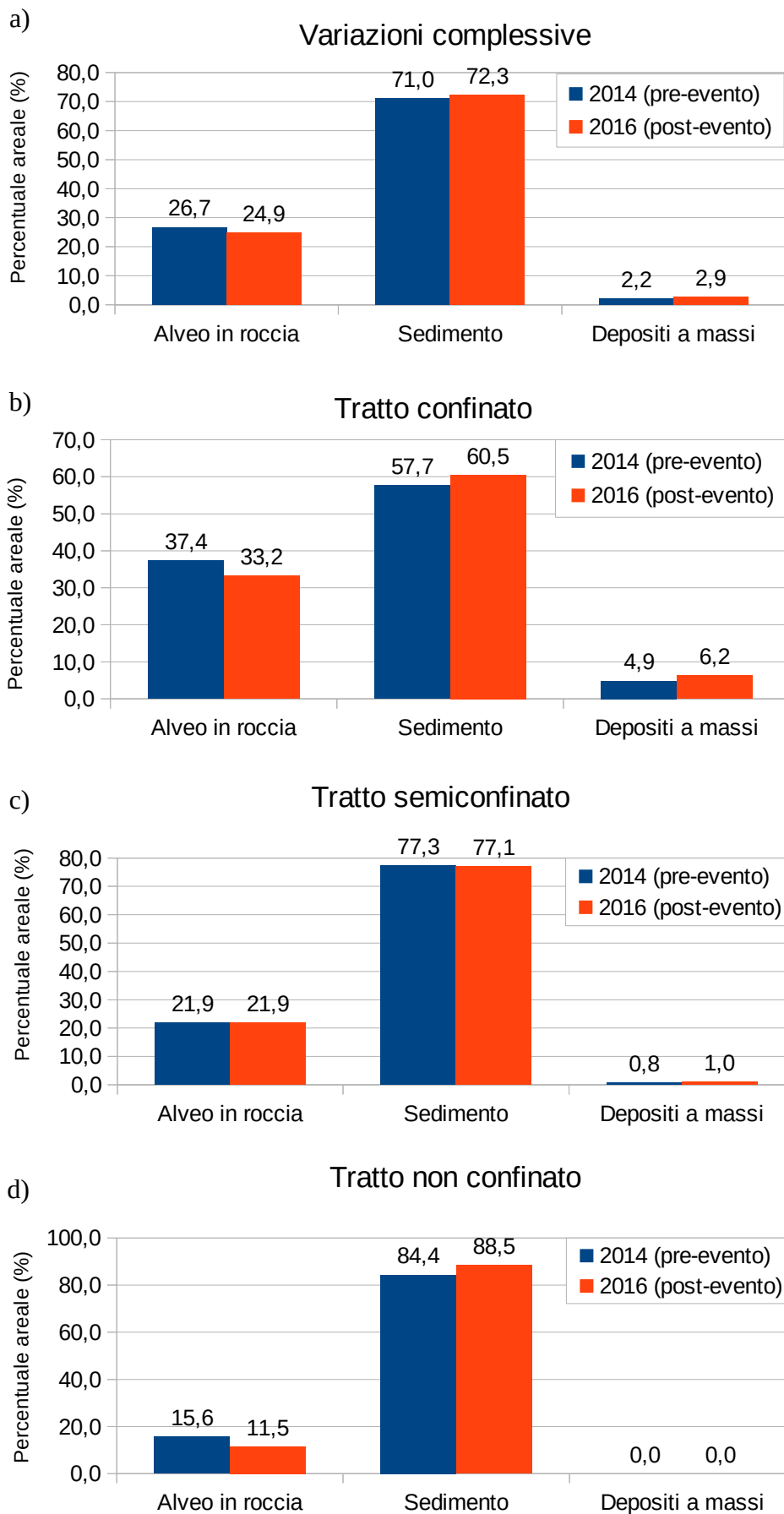


Figura 30. Areali percentuali di copertura del fondo dell'alveo attivo in riferimento all'evento estremo del 20/09/2014. a) Variazioni complessive; b) Lungo il tratto confinato; c) Lungo il tratto semiconfinato; d) Lungo il tratto non confinato.

ESEMPIO 3

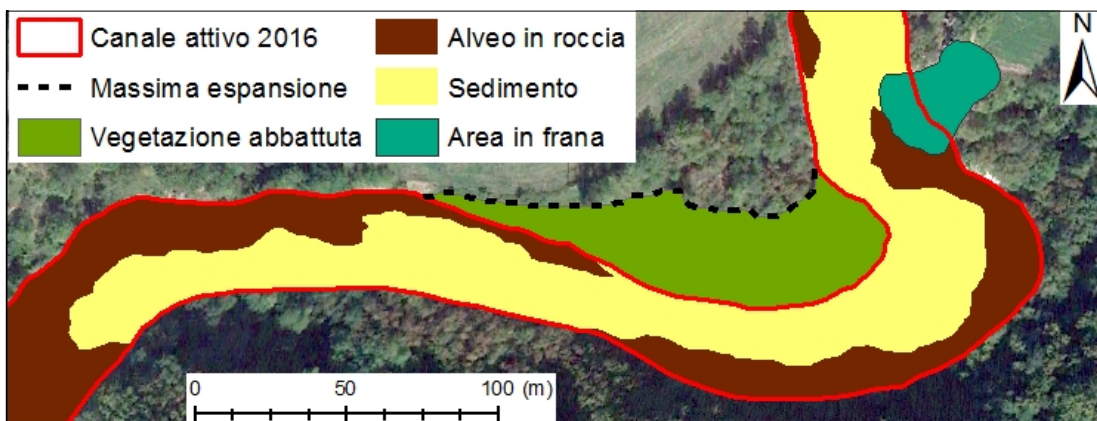
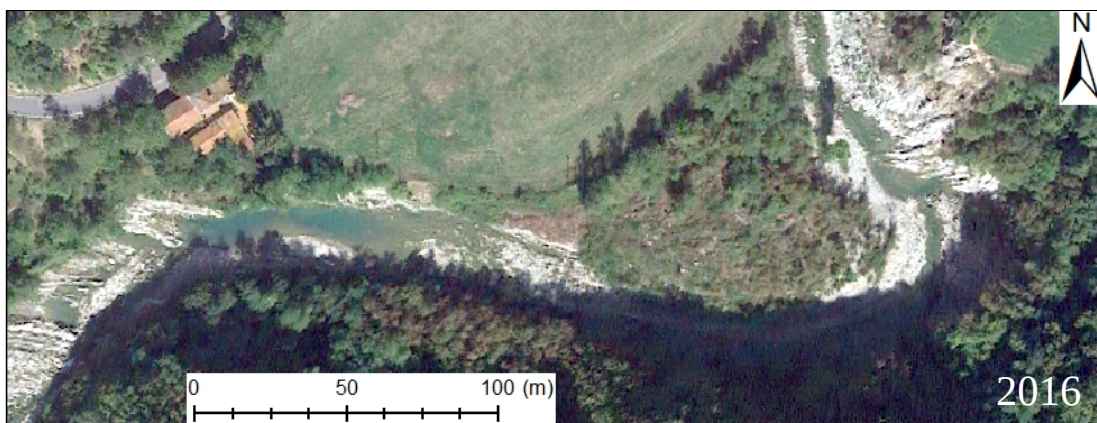
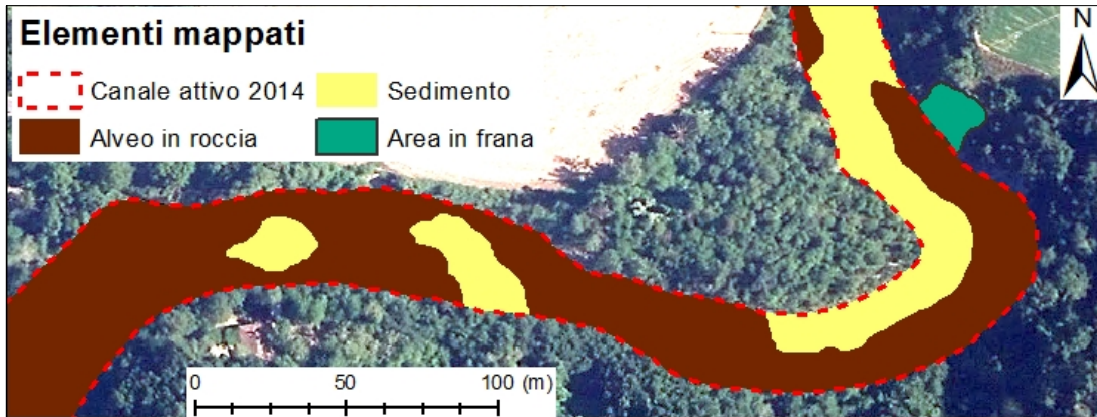
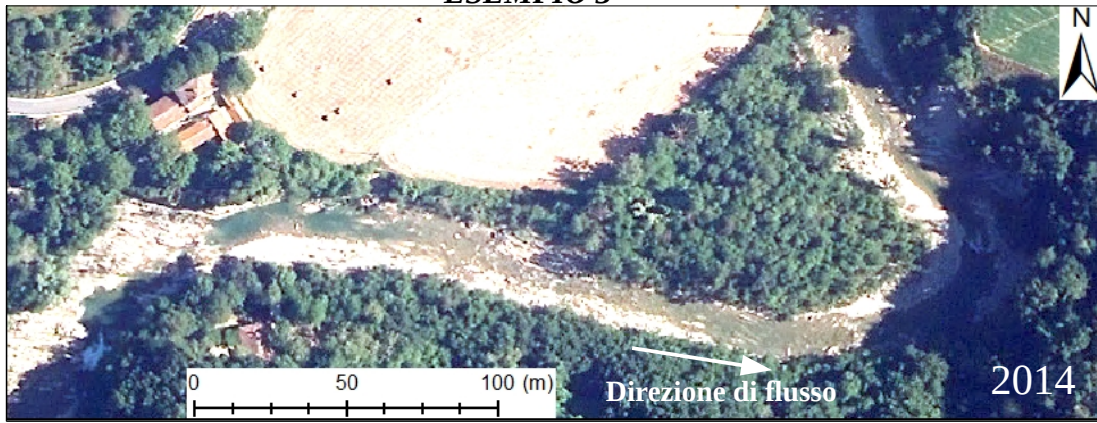


Figura 31. Esempio di variazioni morfologiche indotte dall'evento del 20/09/2014. In Figura 28 viene riportata l'ubicazione del tratto raffigurato lungo la distanza progressiva verso valle.

ESEMPIO 4

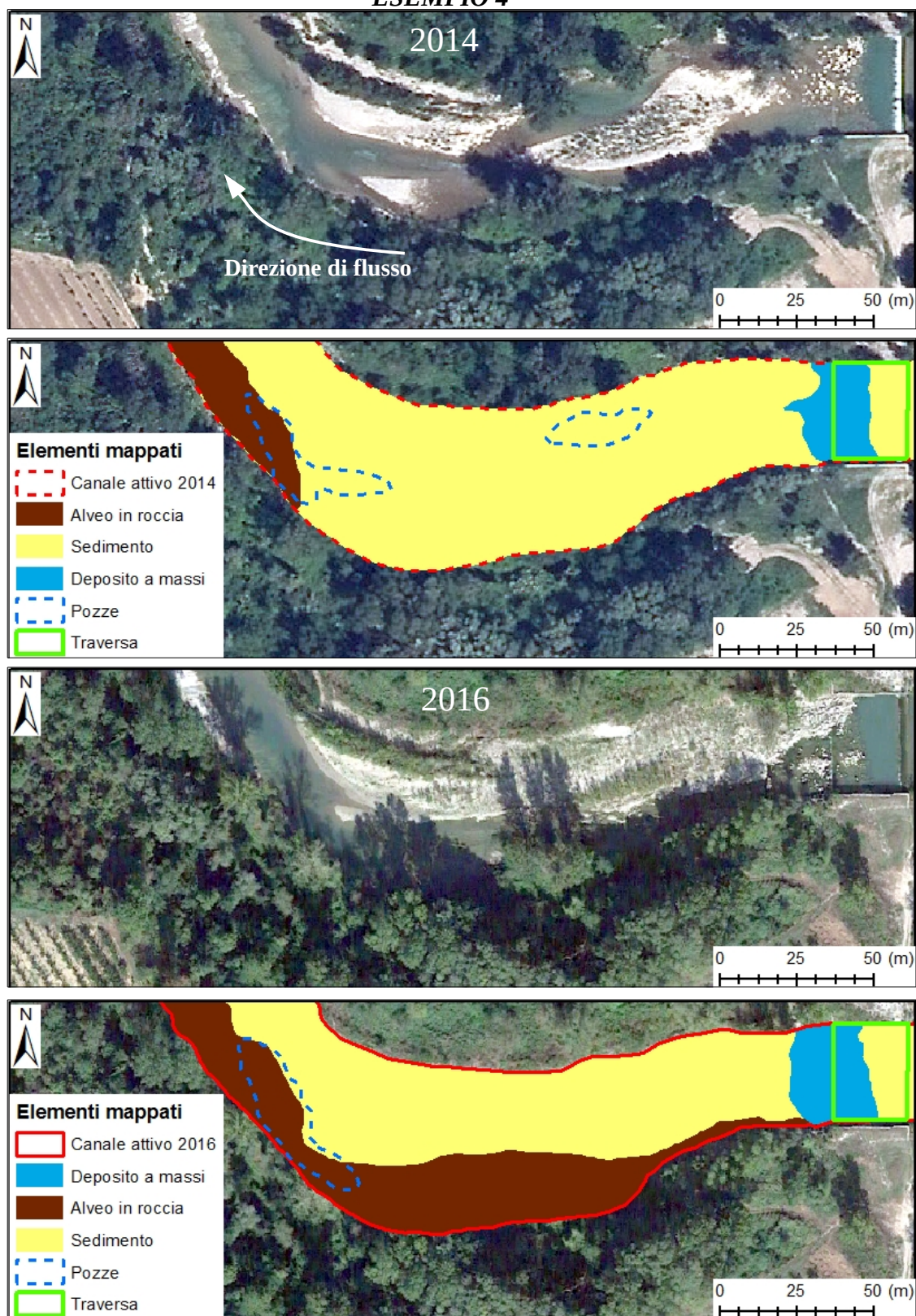


Figura 32. Esempio di variazioni morfologiche indotte dall'evento del 20/09/2014. In Figura 28 viene riportata l'ubicazione del tratto raffigurato lungo la distanza progressiva verso valle.

3.3 Variazioni a lungo termine

3.3.1 Forzante antropica

La forzante antropica che influenza le variazioni di larghezza del canale attivo a lungo termine è rappresentata da due potenziali fattori di controllo, che consistono rispettivamente nella realizzazione di opere idrauliche in alveo e nell'estrazione di inerti dal letto fluviale.

Nel segmento di studio la maggiore concentrazione di opere idrauliche risiede nel settore distale, in un tratto compreso tra i paesi di Fontanelice e Codrignano (Figura 33). La maggior parte di esse è stata realizzata dopo il 1954 (Tabella 6), ad eccezione di una briglia in prossimità di Castel del Rio e delle due grandi traverse di pianura situate vicino a Codrignano (Figura 33; Tabella 6).

Tabella 6. Inventario delle opere idrauliche, classificate secondo i criteri riportati nel manuale di geomorfologia fluviale SUM (Rinaldi et al., 2015), presenti in alveo nel segmento di studio.

ID	Tipologia di opera	Periodo di realizzazione	Codice SUM
1	Traversa in abito di pianura	Precedente al 1954	AC
2	Traversa in abito di pianura	Precedente al 1954	AC
3	Soglia di fondo	1969 – 1976	AJ
4	Soglia di fondo	1976 – 1996	AJ
5	Briglia in ambito montano	1976 – 1996	AB
6	Briglia in ambito montano	1976 – 1996	AB
7	Opera di difesa spondale	1954 – 1969	AL
8	Soglia di fondo	1954 – 1969	AJ
9	Briglia in ambito montano	1954 – 1969	AB
10	Briglia in ambito montano	1996 – 2008	AB
11	Briglia in ambito montano	1969 – 1976	AB
12	Opera di difesa spondale	1996 – 2008	AL
13	Opera di difesa spondale	1954 – 1969	AL
14	Briglia in ambito montano	Precedente al 1954	AB
15	Diversivo	1976 – 1996	AE

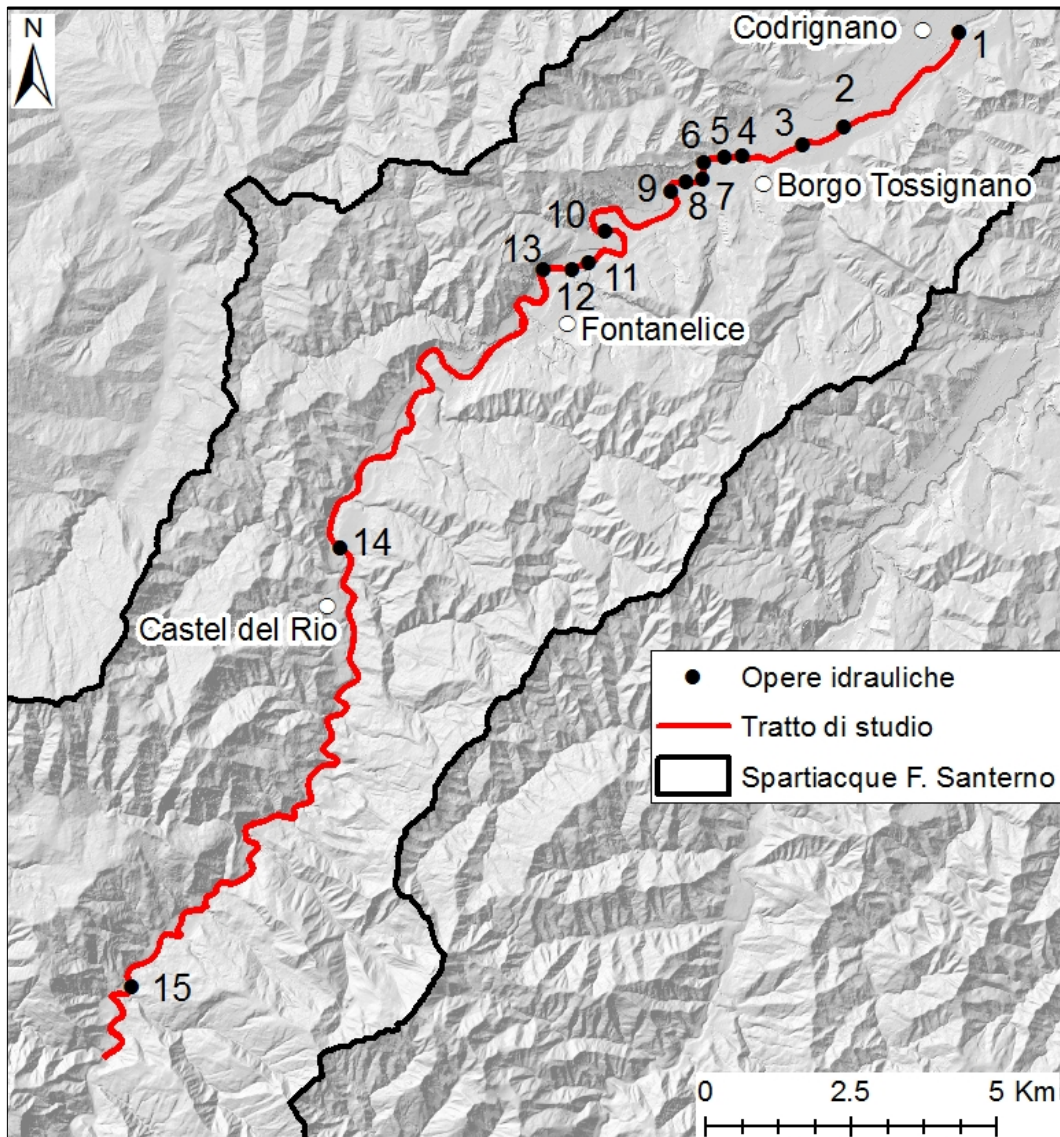


Figura 33. Ubicazione delle opere idrauliche in alveo nel segmento di studio. I numeri progressivi corrispondono ai codici ID riportati per le stesse opere in Tabella 6.

Nel Fiume Santerno i prelievi di ghiaia dall'alveo, e la conseguente degradazione geomorfologica dello stesso, sono iniziati nei primi anni '50 (Nowak, 1977-78; Vai, 1986), e sono proseguiti fino al 1982, anno in cui la Regione Emilia-Romagna ha interdetto qualsiasi attività l'escavazione di inerti in alveo con la Deliberazione della Giunta Regionale n. 1300. Tale disposizione è stata messa in atto per ottenere un incremento del trasporto solido fluviale, drasticamente ridotto tra il 1950 e il 1980 nella maggior parte dei fiumi emiliano-romagnoli tributari dell'Adriatico, con il fine ultimo di favorire un certo grado di ripascimento dei litorali.

In figura 34 si osserva come le concessioni del Genio Civile, in termini di volumi di materiale da prelevare in alveo, siano state eccedute in modo significativo per il Fiume Santerno nel periodo compreso tra il 1970 e il 1979, in modo analogo ad altri fiumi Emiliano-Romagnoli affluenti del Reno (IDROSER, 1983).

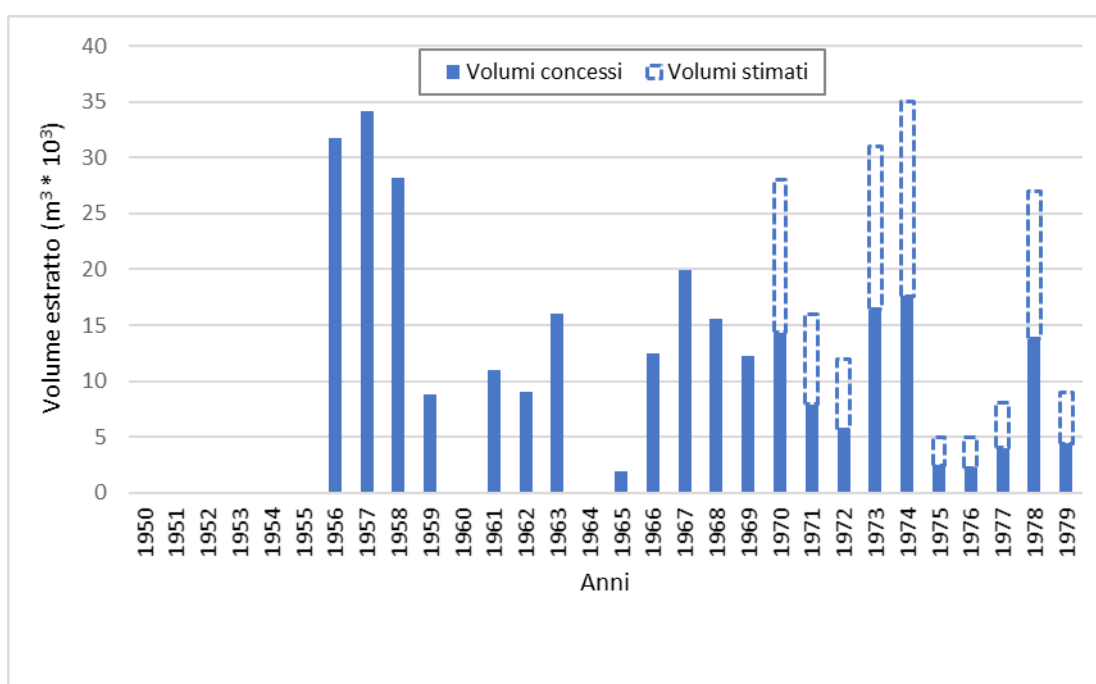


Figura 34. Volume di materiale sedimentario estratto dall'alveo del fiume Santerno dal 1955 al 1979. In figura viene fatta distinzione tra i volumi concessi annualmente dal Genio Civile e i volumi realmente estratti, stimati mediante indagini di tipo diretto (Fonte: rapporto IDROSER (1983) sul trasporto solido fluviale nei bacini tributari dell'Adriatico).

3.3.2 Variazioni di larghezza media del canale attivo a lungo termine

Per l'analisi delle tendenze evolutive di lungo termine che caratterizzano il Santerno è stato utilizzato un set di foto aeree riprese nell'anno 1954 come base per la mappatura dell'area occupata dal canale attivo.

Anche in questo caso si riporta, in figura 35, il confronto tra la larghezza media dei singoli tratti nel 1954 e la stessa variabile relativa all'anno 2014, mentre in figura 36 viene rappresentato l'andamento da monte verso valle della differenza tra le due.

Innanzitutto si osserva la differente variabilità longitudinale della larghezza media del canale negli anni 1954 e 2014. Nel primo caso il fiume è caratterizzato da una larghezza media dell'alveo attivo progressivamente maggiore da monte verso valle, mentre nel 2014 si riscontra una larghezza mediamente costante lungo tutto il segmento di studio (Figura 35). Questa constatazione permette di sottolineare come attualmente il Santerno, nel suo tratto montano, abbia una possibilità di divagazione laterale molto minore rispetto al 1954. Tale condizione comporta determinate conseguenze associate ad eventi estremi, come il danneggiamento della vegetazione arborea osservato in relazione all'evento del 20/09/2014 discusso precedentemente.

In tutti i tratti analizzati si è verificato, nell'arco temporale di 60 anni che è stato considerato, un processo di restringimento dell'alveo attivo, ad eccezione del tratto situato al km 5, in cui si osserva un allargamento piuttosto modesto (Figura 36).

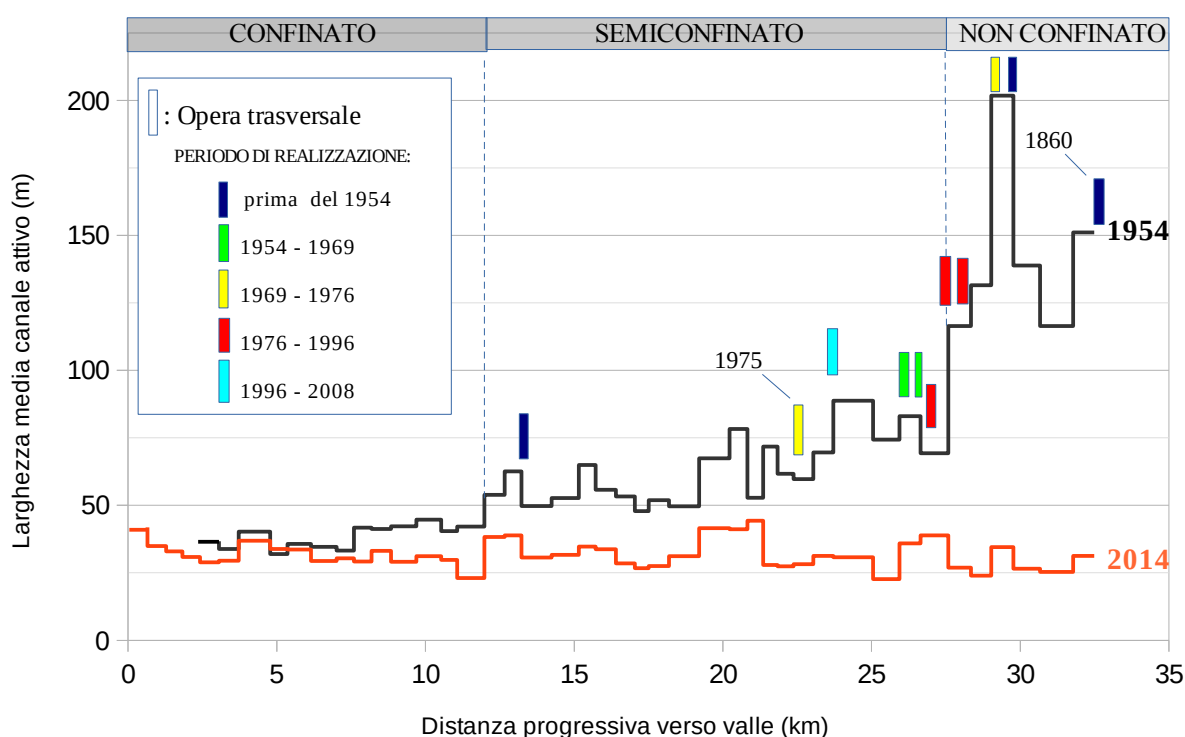


Figura 35. Confronto tra la larghezza media del canale attivo nel 1954 e nel 2014, alla scala dei singoli tratti in cui è stato suddiviso il segmento di studio. Nel grafico è riportata l'ubicazione delle opere idrauliche in alveo, classificate in base al periodo di realizzazione.

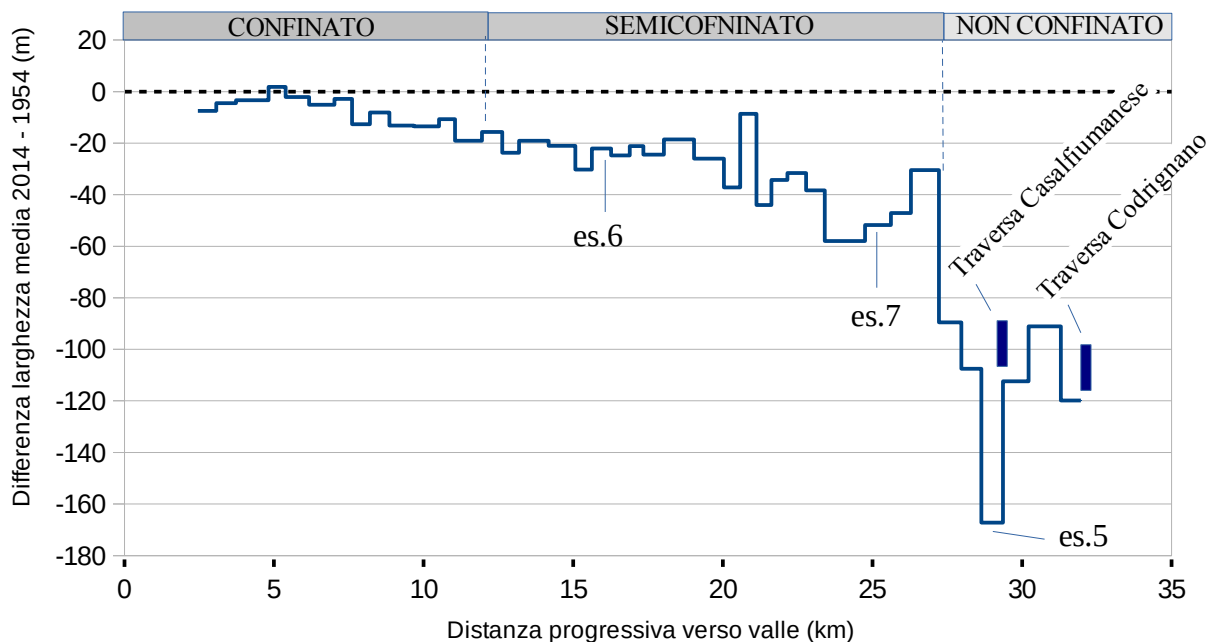


Figura 36. Variazioni 2014-1954 della larghezza media del canale attivo lungo il segmento di studio. Valori positivi indicano dinamiche di allargamento, valori negativi restringimento.

L'entità del restringimento aumenta progressivamente da monte verso valle, passando da valori di pochi metri nei primi chilometri del tratto confinato ad un massimo di -167 m nel tratto finale a confinamento nullo (Figura 36), secondo un range di variabilità estremamente ampio. Si nota una netta distinzione tra l'entità del restringimento osservabile a monte e a valle del limite che separa il tratto semiconfinato dal tratto non confinato (Figura 36). Infatti, a monte di tale limite si hanno restringimenti che raggiungono un massimo di -57 m, mentre a valle di esso si registrano variazioni comprese tra un minimo di -89 m e un massimo di -167 m.

L'incremento progressivo da monte verso valle dell'entità del restringimento osservato può trovare spiegazione nella variazione del grado di confinamento che caratterizza il fiume lungo il suo percorso. Infatti, nel settore in cui il corso d'acqua è incassato nelle formazioni rocciose che costituiscono i versanti, questi ultimi rappresentano un vincolo alle variazioni morfologiche planimetriche, condizione che non si verifica nel settore a confinamento nullo.

I due picchi maggiori di restringimento corrispondono ai due tratti situati immediatamente a monte delle due grandi traverse di pianura ubicate nelle località di Casalfiumanese e di Codrignano, rispettivamente ai km 29 e 32.5 (Figura 36). Nei 5 km più distali, inoltre, si osserva un cambiamento radicale della configurazione morfologica stessa dell'alveo, che si presenta a rami intrecciati nel 1954 e a canale singolo nel 2014 (Figura 37).

ESEMPIO 5

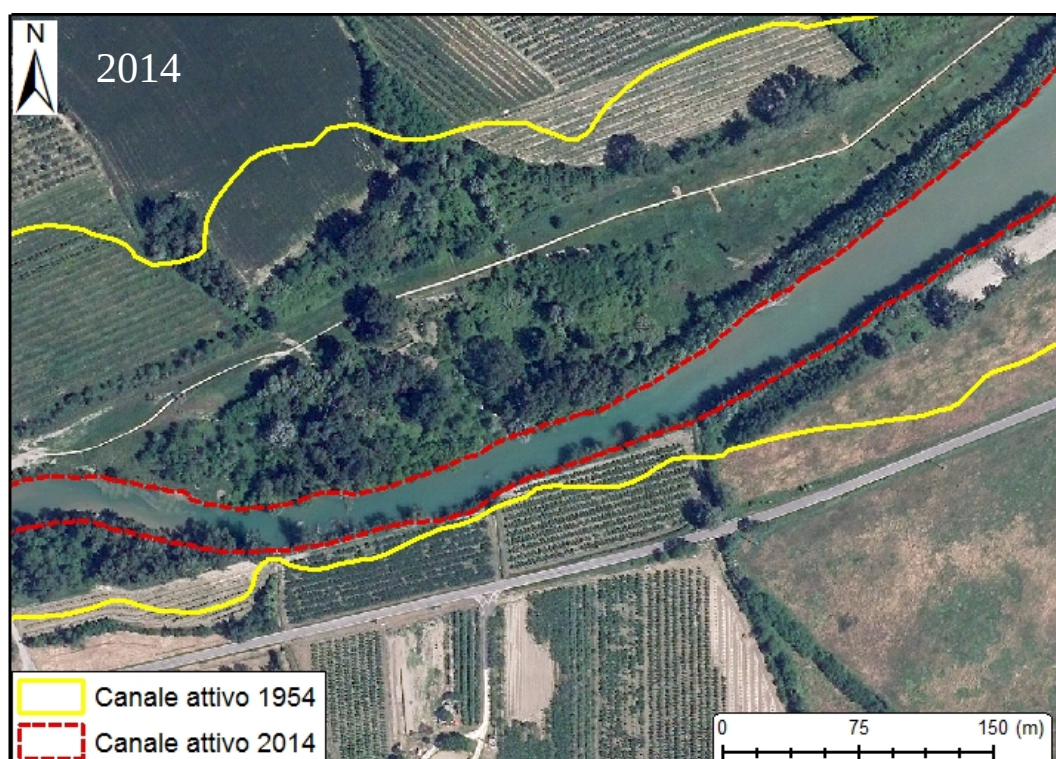
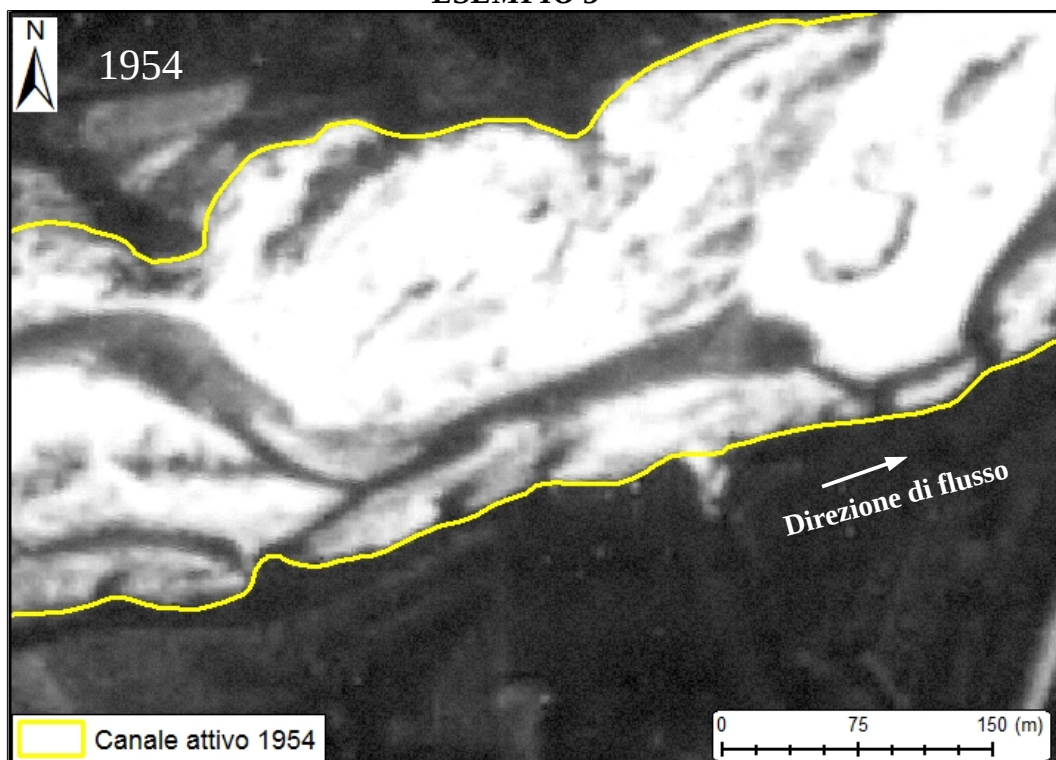


Figura 37. Esempio di restringimento del canale attivo avvenuto dal 1954 al 2014. Il tratto raffigurato si trova a monte della grande traversa di Casalfiumanese, in un contesto di confinamento laterale nullo (l'ubicazione è riportata in figura 36).

ESEMPIO 6

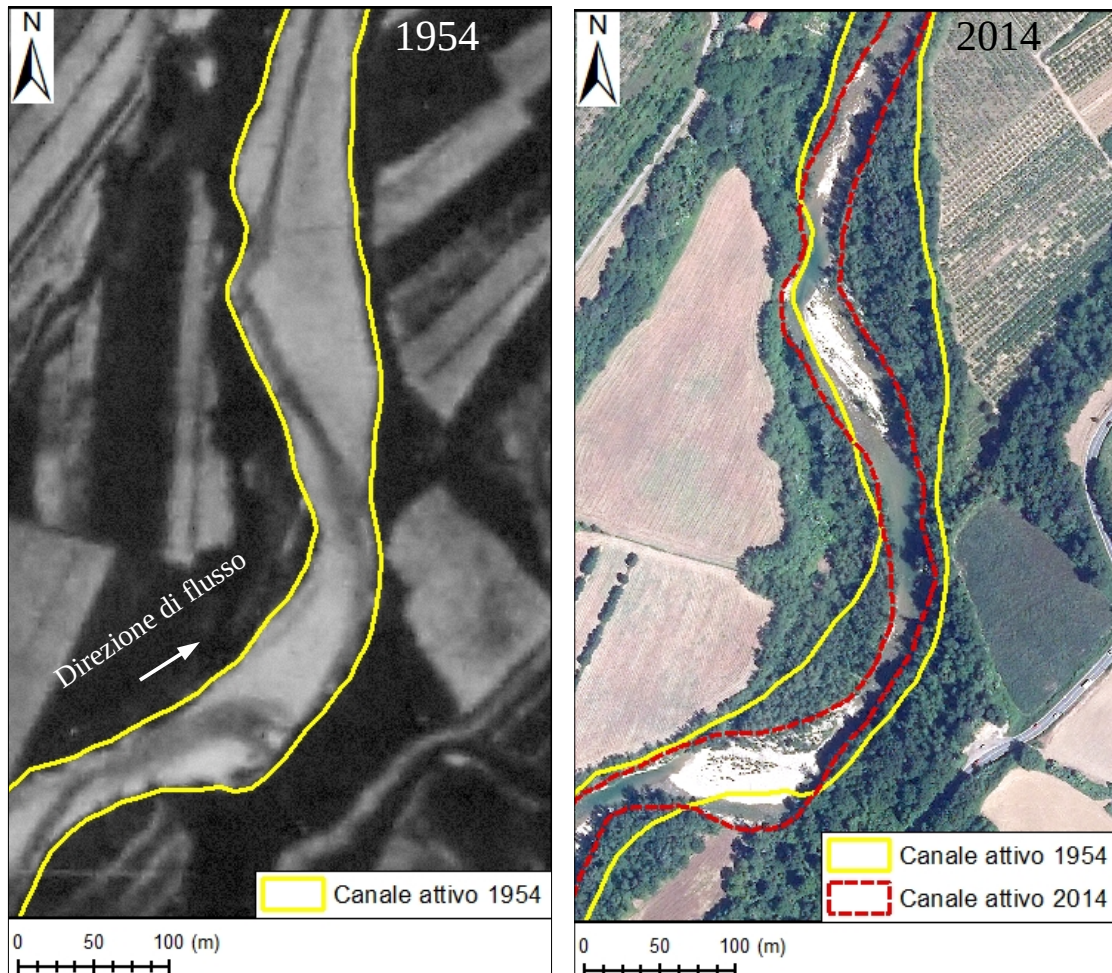


Figura 38. Esempio di restringimento del canale attivo avvenuto dal 1954 al 2014. Il tratto raffigurato, nella sua porzione più prossimale, è il medesimo dell'esempio n.1. Dal confronto tra i due esempi si osserva come nel 1954 il canale attivo occupasse un'area, rivegetata successivamente da vegetazione arborea perenne, che poi è stata nuovamente occupata dal canale attivo in seguito ad una dinamica di allargamento avvenuta con l'evento del 20/09/2014. L'ubicazione del tratto raffigurato lungo il segmento di studio è riportata in figura 36.

ESEMPIO 7

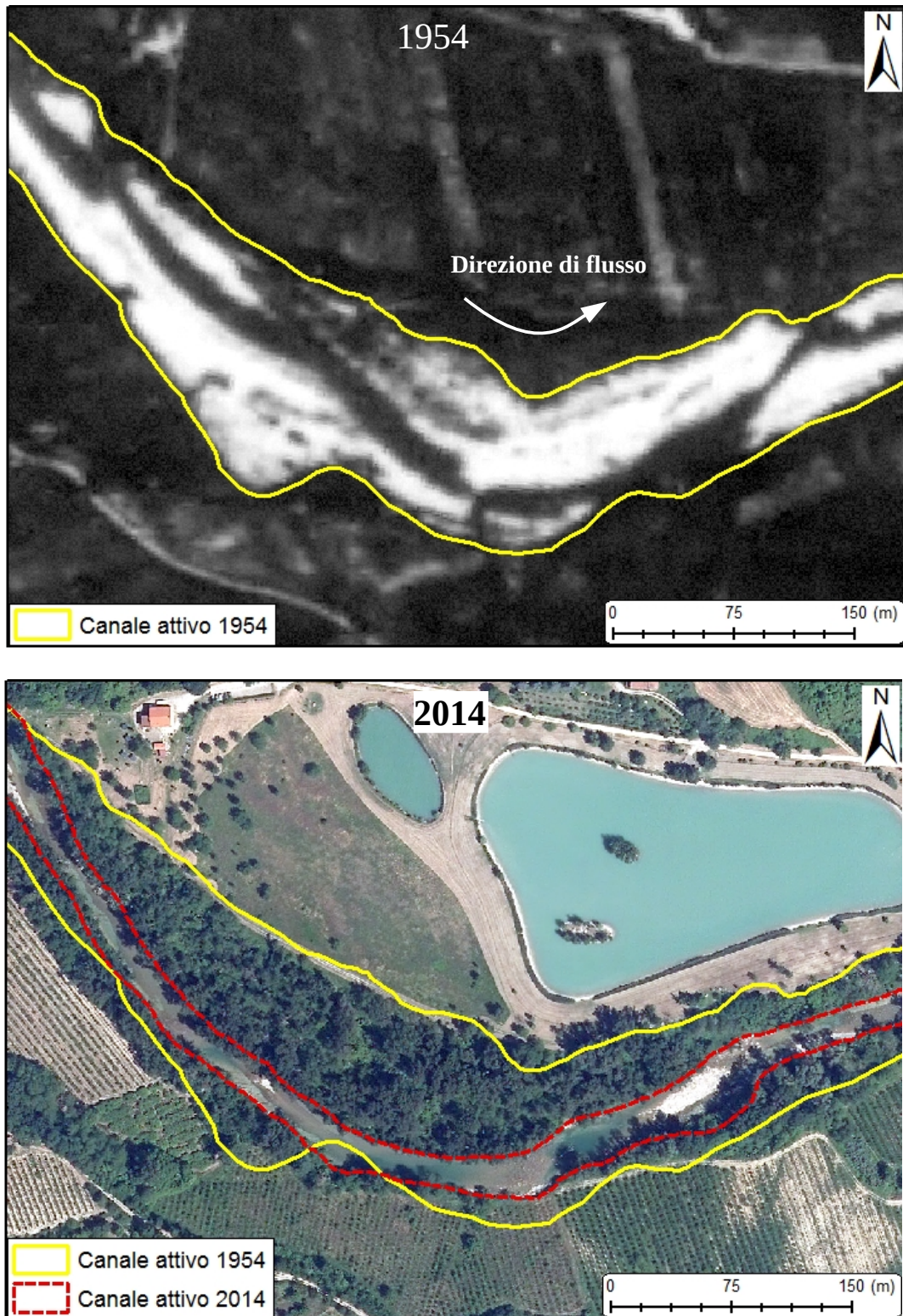


Figura 39. Esempio di restringimento del canale attivo avvenuto dal 1954 al 2014, con rivegetazione completa dell'area abbandonata dal deflusso. Il tratto raffigurato si colloca nella porzione finale del settore semiconfinato (ubicazione riportata in figura 36).

Le cause del restringimento osservato sono da ricercare nelle intense attività di estrazione di inerti che hanno interessato l'alveo del Fiume Santerno nella seconda metà del XX secolo (Figura 34). L'eccessiva rimozione di materiale sedimentario dall'alveo, infatti, ha come effetto uno squilibrio nel budget di sedimento del fiume, in cui le portate solide possono diminuire fino a determinare l'incapacità del sistema naturale di ricostituire la normale copertura sedimentaria in alveo (Rinaldi et al., 2005).

I principali effetti negativi dell'escavazione di sedimento sulle dinamiche fluviali, largamente riconosciuti in letteratura (Surian et al., 2009a; Preciso et al., 2012; Scorpio et al., 2015; Scorpio & Roskopf, 2016), consistono nell'incremento della capacità erosiva del flusso e nella conseguente incisione del letto fluviale. A quest'ultima si affianca dunque una progressiva rivegetazione di aree precedentemente facenti parte del canale attivo, determinando il restringimento di quest'ultimo (Figure 37, 38 e 39).

4 CONCLUSIONI

L'analisi delle tendenze evolutive a lungo termine ha messo in evidenza un significativo restringimento del canale attivo avvenuto dal 1954 al 2014 (Figura 40). Tale tendenza viene attribuita alla forzante antropica rappresentata dal prelievo di inerti in alveo che ha interessato il Fiume Santerno tra il 1950 e il 1982. Il restringimento, la cui entità aumenta progressivamente da monte verso valle, ha portato ad un'attuale larghezza dell'alveo pressochè costante lungo tutto il segmento di studio, a testimonianza della ridotta possibilità di divagazione laterale che oggi caratterizza il Santerno. Questa condizione favorisce attualmente il verificarsi di determinati fenomeni associati ad eventi alluvionali estremi, come l'abbattimento di ampie aree di vegetazione arborea riscontrato per l'evento del 2014. A tale proposito è importante sottolineare che le aree in cui si è osservata un'espansione del canale attivo alla scala del singolo evento, facevano parte dell'alveo attivo nel 1954. Tale evidenza permette di mettere in luce la naturale tendenza del corso d'acqua ad occupare nuovamente zone precedentemente rivegetate in risposta al restringimento associato al forte impatto antropico della seconda metà del XX secolo.

La risposta morfologica del Fiume Santerno associata all'evento estremo del 2014, in termini di variazioni di larghezza media del canale attivo, varia da monte verso valle lungo il segmento di studio. I settori confinato e semiconfinato risultano particolarmente sensibili a dinamiche di allargamento, soprattutto nei tratti caratterizzati dall'assenza di pareti rocciose adiacenti all'alveo. In tali zone i fenomeni di allargamento maggiore sono quasi sempre associati al danneggiamento di ampie porzioni di vegetazione arborea ripariale adiacente al corso d'acqua.

Oltre al grado di confinamento laterale, si individua un ulteriore fattore di controllo sulle variazioni di larghezza del canale attivo nella numerosità di opere idrauliche. Questo è il caso del tratto compreso tra Borgo Tossignano e Codrignano, che caratterizzato da frequenti opere trasversali, manifesta una tendenza al restringimento in risposta all'evento alluvionale studiato.

Gli effetti dell'evento sulla configurazione morfologica dell'alveo consistono in un aumento complessivo di copertura di sedimento a spese dell'area costituita da substrato affiorante al fondo. Questa tendenza, che interessa in particolare il settore confinato e quello non confinato del segmento di studio (Figura 40), è stata attribuita a due forzanti differenti. Il tratto prossimale confinato ha probabilmente risentito dell'apporto sedimentario derivante dai corsi d'acqua tributari, i cui bacini sorgenti sono situati in zone che hanno risentito delle intense precipitazioni legate all'evento. Mentre nel settore non confinato la grande concentrazione di opere idrauliche trasversali, tra cui le due grandi traverse di pianura di Casalfiumanese e di Codrignano, possono avere contribuito in modo significativo all'incremento di copertura sedimentaria in alveo intercettando il materiale trasportato.

La diminuzione della superficie di substrato affiorante al fondo tende a favorire una riduzione dell'incisione (dunque dell'approfondimento) dell'alveo, nel caso in cui il surplus di sedimento apportato durante l'evento non venga cavato artificialmente dall'alveo stesso.

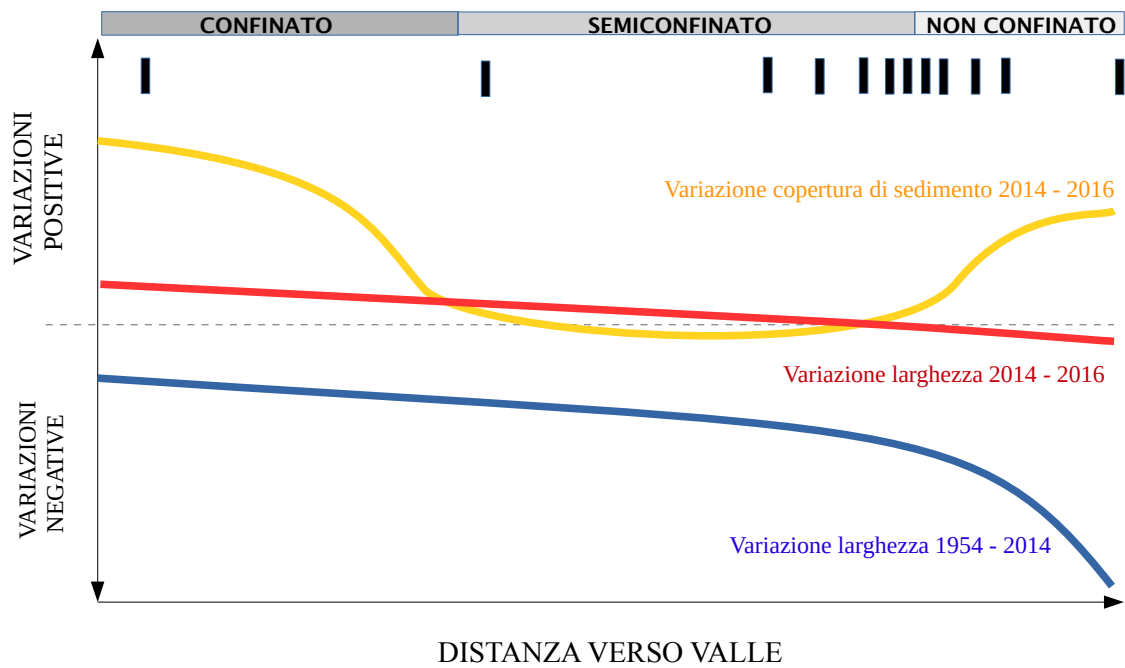


Figura 40. Schema concettuale delle variazioni di breve e lungo termine riscontrate da monte verso valle lungo il segmento di studio. I simboli rettangolari di colore nero indicano l'ubicazione delle opere idrauliche trasversali.

BIBLIOGRAFIA

Benini A., De Nardo M.T., Severi P., 2009a. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 238 'Castel S. Pietro Terme'. Servizio Geologico d'Italia. Regione Emilia-Romagna. SystemCart s.r.l, Roma: 124 p.

Benini A., Martelli L., Amorosi A., Martini A., Severi P., 2009b. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 239 'Faenza'. Servizio Geologico d'Italia. Regione Emilia-Romagna. SystemCart s.r.l, Firenze: 108 p.

Benini A., Martelli L., Poccianti C., Rosselli S., 2014. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 253 'Marradi'. Servizio Geologico d'Italia. Regione Emilia-Romagna. SystemCart s.r.l, Roma: 85 p.

Brardinoni, F., and Hassan, M.A., 2007. Glacially-induced organization of channel-reach morphology in mountain streams. *Journal of Geophysical Research, Earth Surface* 112, pp. F03013.

Comiti F., Da Canal M., Surian N., Mao L., Picco L., Lenzi M.A., 2011. Channel adjustments and vegetation cover dynamics in a large gravel bed river over the last 200 years. *Geomorphology*, 125, 147-159.

Comiti F., Righini M., Nardi L., Lucía A., Amponsah W., Cavalli M., & Surian N., 2016. Channel widening during extreme floods: how to integrate it within river corridor planning? In: INTERPRAEVENT, Lucerne, Switzerland, pp. 477-486.

Hughes M.L., McDowell P.F., Marcus W.A., 2006. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74, 1-16.

IDROSER s.p.a (1983), Il trasporto solido fluviale nei bacini tributari dell'Adriatico. A cura di Ferraresi M. e Venturini L. Bologna, Settembre 1983.

Montgomery D. R. & J. M. Buffington, 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 596-611.

Mount N.J., Louis J., Teeuw R.M., Zukowskyj P.M., Stott T., 2003. Estimation of error in bankfull width comparison from temporally sequenced and corrected aerial photographs. *Geomorphology*, 56, 65-77.

Mount N.J., Louis J., 2005. Estimation and propagation of error in measurements of river channel movement from aerial imagery. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 635–643.

Nowak M., Stato dell'evoluzione geomorfologica del greto del fiume Santerno (tratto collinare da Filetto a Codrignano), Tesi di Laurea, Università di Bologna, 1977-78.

Preciso E., Salemi E., Billi P., 2012. Land use changes torrent control works and sediment mining: effects on channel morphology and sediment flux case study of the Reno River (Northern Italy). *Hydrol. Process.*, 26, 1134-1148.

Rinaldi M., 2003. Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (6), 587-608.

Rinaldi M., Wyzga B., Surian N., 2005. Sediment mining in alluvial channels: physical effects and management perspectives. *River Res. Appl.*, 21, 805–828.

Rinaldi M., Belletti B., Comiti F., Nardi L., Mao L., Bussettini M., 2015. Sistema di rilevamento e classificazione delle unità morfologiche dei corsi d'acqua. ISPRA, Roma, Italia.

Scorpio V., Aucelli P.P.C., Giano I., Pisano L., Robustelli G., Roskopf C.M., Schiattarella M., 2015. River channel adjustment in Southern Italy over the past 150 years and implications for channel recovery. *Geomorphology*, 251, 77–90.

Scorpio V. & Roskopf C.M., 2016. Channel adjustments in a Mediterranean river over the last 150 years in the context of anthropic and natural controls. *Geomorphology*, 275, 90-104.

Surian N. & Rinaldi M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy - *Geomorphology*, 50, 307-326.

Surian N. & Rinaldi M., 2008. Variazioni morfologiche degli alvei fluviali in Italia: stato dell'arte e prospettive. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 21 (1B), 233-240.

Surian N., Rinaldi M., Pellegrini L., Audisio C., Maraga F., Teruggi L., Ziliani L., 2009a. Channel adjustments in northern and central Italy over the last 200 years. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 451, 83-95.

Surian N., Rinaldi M., Pellegrini L., 2009b. Linee guida per l'analisi geomorfologica degli alvei fluviali e delle loro tendenze evolutive. Cleup, Padova, Italia.

Vai G.B., 1986. Un fiume per la gente? Il Santerno e gli insediamenti umani ad una svolta fra passato e futuro. *Pagine vita stor. imol.*, 3, 129-156, Edizione CARS-Imola.