

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, EDILE ED AMBIENTALE

CORSO DI DOTTORATO IN SCIENZE DELL'INGEGNERIA CIVILE, AMBIENTALE E DELL'ARCHITETTURA

CURRICOLO: RISCHIO, VULNERABILITÀ, AMBIENTE, SALUTE E TERRITORIO

XXXIV CICLO

Tecniche di monitoraggio e modellazione delle dinamiche di espansione e contrazione della rete di drenaggio in un bacino mediterraneo

Tesi redatta con il contributo finanziario dell'European Research Council

Coordinatore

Ch.mo Prof. Carmelo Maiorana

Supervisor

Ch.mo Prof. Gianluca Botter

Co-Supervisor

Ch.mo Prof. Alfonso Senatore

Dottorando
Massimo Micieli

Anno Accademico 2020 – 2021

INDICE

PREFAZIONE	4
1. INTRODUZIONE	6
1.1. <i>Reticoli fluviali intermittenti</i>	6
1.2. <i>Utilizzo dei droni nel monitoraggio dei corpi idrici superficiali con sensori RGB, TIR e NIR</i>	11
1.3. <i>Obiettivi di ricerca conseguiti</i>	15
1.4. <i>Struttura della tesi</i>	15
2. AREA DI STUDIO	17
2.1. <i>Inquadramento geografico, geologico, geomorfologico e idrogeologico</i>	17
2.2. <i>Caratteri meteo-climatici</i>	21
2.3. <i>Uso del suolo</i>	21
2.4. <i>Sottobacini selezionati per il monitoraggio delle dinamiche di espansione e contrazione</i>	22
3. STRUMENTI E METODI	26
3.1. <i>Sensori e strumenti</i>	26
3.2. <i>Rilievi sul campo, mappatura e classificazione della rete di drenaggio dei sottobacini O ed E</i>	29
3.3. <i>Utilizzo di immagini RGB e TIR da drone a supporto del monitoraggio delle dinamiche</i>	32
3.4. <i>Utilizzo di immagini Vis-NIR e TIR da drone a supporto del monitoraggio delle dinamiche</i>	38
3.5. <i>Modellazione statistica della lunghezza della rete di drenaggio attiva</i>	42
3.6. <i>Modellazione della distribuzione spaziale della rete di drenaggio attiva</i>	44
4. RISULTATI E DISCUSSIONE	47
4.1. <i>Rilievi RGB-TIR su un tratto del Turbolo</i>	47
4.2. <i>Rilievi congiunti RGB-TIR da drone su Area 1 e Area 2</i>	57
4.3. <i>Rilievi Vis-NIR da drone su Area 1 e Area 2</i>	61

4.4. Modellazione della lunghezza della rete di drenaggio attiva – ADNL	79
4.5. Distribuzione spaziale della rete di drenaggio attiva – ADNL, periodo aprile – giugno 2019	89
CONCLUSIONI	94
BIBLIOGRAFIA	97
APPENDICE A – SPECIFICHE STRUMENTI E SENSORI	107
<i>Stazioni meteo</i>	107
<i>Sonde multiparametriche YSI EXO2</i>	108
<i>Trasduttori di pressione</i>	109
APPENDICE B – FIGURE SUPPLEMENTARI	110

PREFAZIONE

Comprendere le dinamiche di espansione e contrazione delle reti di fluviali è importante per molti campi di ricerca come l'ecologia, l'idrologia e la biogeochimica. È dimostrato empiricamente che le reti di drenaggio sono altamente dinamiche e rispondono alle mutevoli condizioni climatiche su una moltitudine di scale temporali che vanno da singoli eventi a periodi annuali. La forma e la lunghezza delle reti fluviali sono fondamentali per una serie di processi biologici e chimici, inclusa la dispersione ecologica. Le reti fluviali, infatti, rappresentano il collegamento attivo tra geosfera, idrosfera e atmosfera. Di conseguenza, l'intermittenza dei flussi idrici superficiali ha un forte impatto sulla disponibilità e il trasporto dei nutrienti. Lo studio della risposta dell'intermittenza dei corsi d'acqua alla mutevole forzante climatica è una sfida importante per migliorare la nostra comprensione della forma e della funzione delle reti fluviali.

Una modellazione dettagliata delle dinamiche dei corsi d'acqua è resa complicata dalla carenza di dati sperimentali, limitata spesso dalle difficoltà operative in sito nel raccogliere questo tipo di dati. Di fatto, monitorare le intermittenze di un reticolo fluviale non è semplice, specie quando si tratta di luoghi difficilmente accessibili e fittamente vegetati, oltre che con conformazioni geolitologiche e morfologiche complesse. Poiché la lunghezza della rete di drenaggio dev'essere valutata con precisione, ci si deve avvalere di tecniche che garantiscano un'adeguata distribuzione spaziale ed un'elevata accuratezza delle misurazioni, spesso inficiate dall'impossibilità di controlli diretti a terra. In questo i sistemi UAV (Unmanned Aerial Vehicle), meglio conosciuti come droni, si rivelano in diversi contesti risolutivi, facendo risparmiare tempo e risorse, con ulteriori vantaggi legati alla possibilità di ripetere nel tempo gli stessi voli, restituendo una "fotografia" dell'area in esame costantemente aggiornata.

Le attività di ricerca relative a questa tesi di dottorato sono state svolte nell'ambito del progetto europeo DyNET (Dynamical River Networks: climatic controls and biogeochemical function). Questo progetto si propone lo studio delle dinamiche di espansione e contrazione dei reticoli fluviali, spesso erroneamente considerati in passato come oggetti statici. Le attività sperimentali sono finalizzate alla comprensione di come specifici fattori climatici, geomorfologici e biogeochimici influenzano queste dinamiche e in che modo i diversi elementi interagiscono con la variabilità della lunghezza del reticolo attivo dei corsi d'acqua. Al fine di definire un nuovo approccio scientifico per il monitoraggio e la modellazione di tali dinamiche, sono stati scelti quattro diversi siti rappresentativi, in altrettanti contesti climatici, tra i quali il bacino del torrente Turbolo, un affluente sinistro del fiume Crati, ubicato nella Calabria settentrionale, oggetto dell'attività di ricerca di questa tesi.

Nel contesto del progetto DyNET, la finalità del lavoro presentato in questa tesi è stata quella di sviluppare dei modelli che descrivano efficacemente le dinamiche di espansione e contrazione della rete di drenaggio attiva dei reticoli fluviali in un bacino a clima mediterraneo temperato, sotto l'aspetto sia temporale che spaziale; altro obiettivo è stato quello di valutare

l'efficacia di immagini multispettrali acquisite con i droni usate a supporto del monitoraggio visivo in sito delle dinamiche della rete.

Nello specifico, il lavoro è stato articolato secondo le seguenti fasi: (a) monitoraggio stagionale sul campo, con ispezione visiva della rete di drenaggio di due sottobacini prescelti su un'area di 1.15 km², con frequenza da bisettimanale a sub-settimanale; (b) mappatura e classificazione della rete di drenaggio, distinguendo i vari tratti tra temporanei, perenni e inattivi; (c) sperimentazione sull'uso di immagini RGB, TIR (*thermal-infrared*, infrarosso termico) e NIR (*near-infrared*, vicino infrarosso) da drone, a supporto del monitoraggio dei reticoli temporanei; (d) modellazione statistica della lunghezza della rete di drenaggio attiva totale dei due sottobacini, tenendo conto della variabilità di alcune forzanti meteo-climatiche (piogge giornaliere ed evapotraspirazione potenziale); (e) modellazione della distribuzione spaziale della rete attiva sulla base delle caratteristiche topografiche e geologiche dei sottobacini.

1. INTRODUZIONE

1.1. Reticoli fluviali intermittenti

In pratica tutti i corsi d'acqua sperimentano deflussi discontinui lungo la loro rete di drenaggio. I corsi d'acqua temporanei sono visibili non solo nelle zone climatiche aride ma anche in quelle umide (Durighetto et al., 2020; Datry et al., 2014; Fritz et al., 2013; Larned et al., 2010; Tooth, 2000), rappresentando di fatto oltre l'89% della rete fluviale globale (Messenger et al., 2021; Allen et al., 2018; Downing et al., 2012). Nonostante questa percentuale, i fiumi temporanei non hanno avuto un'adeguata attenzione da parte della comunità scientifica. Pochi, infatti, sono i lavori pregressi sulle dinamiche di espansione e contrazione dei reticoli fluviali, le quali hanno implicazioni che vanno oltre l'aspetto puramente idrologico, condizionando l'ambiente e l'annesso ecosistema nella sua totalità. Mentre la rete fluviale geomorfica, intesa come l'insieme dei canali incisi (Zimmer & McGlynn, 2017), può essere considerata statica, la sua porzione temporanea è altamente instabile. Essa risponde ai cambiamenti meteorologici e climatici su diverse scale temporali, da eventi singoli a scale pluriennali (Costigan et al., 2016), causando variabilità spaziale e temporale delle condizioni idrauliche locali. Le porzioni temporanee dei fiumi comportano l'espansione, la contrazione e la frammentazione della rete di corsi d'acqua con importanti implicazioni in molti campi di ricerca.

In particolare, l'intermittenza dei corsi d'acqua è importante per l'ecologia delle acque dolci (Datry et al., 2014; Vander Vorste et al., 2019), i cicli biogeochimici (Abbott et al., 2016; Berger et al., 2017; Dupas et al., 2019), le emissioni di anidride carbonica (Boodoo et al., 2017; Datry et al., 2018; Schiller et al., 2014), l'idrologia (ad es. Godsey e Kirchner, 2014; Jensen et al., 2017; Mendicino e Colosimo, 2019) e la gestione e politica dei bacini idrografici (Acuña et al., 2014; Nikolaidis et al., 2013). La distinzione tra fiumi permanenti e temporanei coinvolge anche gli interessi della Comunità Europea, che mira a differenziarne i relativi protocolli di osservazione e gestione, alla luce delle importanti ripercussioni sulla qualità delle acque (WFD; Commissione Europea, 2000; Nikolaidis et al., 2013; Reyjol et al., 2014), in considerazione del crescente impatto dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche superficiali.

I primi studi sui fiumi temporanei, realizzati negli '60 e '70, avevano come oggetto chiave la correlazione delle dinamiche con la densità di drenaggio e la risposta idrologica alle precipitazioni (ad es., Anderson & Burt, 1978; Blyth & Rodda, 1973; Day, 1978, 1980; Gregory & Gardiner, 1979; Gregory & Walling, 1968; Morgan, 1972; Roberts & Archibold, 1978). Queste ricerche non hanno avuto un seguito rilevante proprio per la mancanza di una robusta correlazione tra la dinamica di deflusso e la densità di drenaggio. Solo nell'ultimo ventennio, le molteplici implicazioni delle dinamiche della rete fluviale hanno contribuito a un rinnovato interesse nella comunità scientifica per i corsi d'acqua temporanei. Gli studi più recenti sulle dinamiche dei deflussi intermittenti, basati sia sul monitoraggio che sulla modellazione, adottano strategie multidisciplinari, compresi quelli che si basano sui misuratori di portata per analisi a lungo termine (ad es. Costigan et al., 2015; Yu et al., 2018) e su immagini aeree o satellitari (es. Phillips et al., 2011; Wigington et al., 2005). Tuttavia, in considerazione di diversi problemi tecnici (ad es. quelli relativi alle letture degli idrometri, Zimmer et al., 2020; o i limiti

delle immagini aeree, Spence & Mengistu, 2016; Tomaštk et al., 2019), il metodo di osservazione prevalente è rappresentato dai rilievi visivi, a volte supportati da sensori di presenza d'acqua (Assendelft & van Meerveld, 2019; Goulsbra et al., 2014; Jensen et al., 2019; Kaplan et al., 2019; Paillex et al., 2020; Peirce & Lindsay, 2015) che possono aumentare significativamente la risoluzione temporale dei set di dati.

La letteratura propone diversi lavori sulle reti intermittenti, realizzati in contesti climatici variegati, dai climi mediterranei temperati a quelli più aridi. In Tabella 1 è riportata una selezione rappresentativa, anche se non esaustiva, degli studi relativi al monitoraggio e, in certi casi, modellazione delle reti fluviali, caratterizzati da climi mediterranei, simili a quello dell'area di studio anche se meno caldi, proposti nell'ultimo ventennio (Senatore et al., 2021).

Tabella 1. Studi recenti sul monitoraggio delle dinamiche dei reticoli fluviali

	Reference	Location	Climate	Observations	Areal extent	Time extent
1	Wigington et al., 2005	Agricultural catchments in western Oregon, USA	Cool, wet winters and warm, dry summers, little snowfall	Aerial photographs	5 catchments from 21.6 to 47.8 km ²	Summer 1997, Winter of 1998–99
2	Malard et al., 2006*	Braided glacial river in Switzerland	Alpine	24 field surveys; turbidity measurements	0.67 km ²	Monthly interval, from 1997 to 1999
3	Doering et al., 2007*	River stretch of a river in north-eastern Italy	Mixed Alpine and Mediterranean Mean precipitation 2150 mm year ⁻¹ Local climate is influenced by both snowmelt and precipitation regimes	Tens of field surveys	Unconstrained 41.5 km river segment	April 2003–October 2004
4	Jaeger et al., 2007	Forested landscapes in Washington State	Mean precipitation from 2260 to 2800 mm year ⁻¹	Field mapping of contributing source areas (channel heads)	7 first-order streams with areas from 0.1 to 0.6 km ²	Nine months from February to September
5	Phillips et al., 2011	Subarctic Precambrian Shield Catchment (Canada)	Mean precipitation about 300 mm year ⁻¹ Mean January temperature –26.8 °C Mean July temperature 16.8 °C	Multispectral satellite imagery and onsite measurements of storage according to land cover (four surveys)	Three sub-catchments from 8 to 25 km ²	From May to August 2009
6	Godsey and Kirchner, 2014*	Four sites in Sierra Nevada and California Coast Range	Mediterranean, with three out of four sites snow dominated, mean precipitation from 1000 to 1200 mm year ⁻¹	Field mapping of the stream networks (4 surveys); discharge data available	From 3.6 to 27.2 km ²	Fall 2006, spring and fall 2007 and spring 2008
7	Goulsbra et al., 2014*	Peatland headwater in UK	Mean precipitation 1513 mm year ⁻¹ Mean monthly temperature 7.0 °C	Network of 40 sensors based on electrical resistance and discharge measures at the outlet	0.43 km ²	Two periods (autumn 2007 and summer 2008), overall almost 4 months

8	Ågren et al., 2015	Boreal forest catchment in northern Sweden	Boreal climate	9 surveys of stream heads of the catchment	121 stream heads	2013–2014
9	Costigan et al., 2015*	Tallgrass prairie, Kansas	Temperate Mean precipitation 780 mm year ⁻¹	Three headwater stream gages and a downstream gage	Headwater gages: about 1.2 km ² Downstream gage: 10.6 km ²	25 years
10	Peirce and Lindsay, 2015	Ephemeral streams in southern Ontario	Mean precipitation 771.4 mm year ⁻¹ Mean temperature 6.5 °C	56 electrical resistance sensors	Three ephemeral sub-catchments from 0.034 to 0.045 km ²	About 4 months during summer 2011
11	Shaw, 2016*	Forested catchment in central New York State	Humid continental Mean precipitation presumably from 1100 to 1600 mm year ⁻¹	Field mapping of flow length (12 surveys); discharge data	1.5 km ²	April–November 2013
12	Whiting and Godsey, 2016*	Headwater streams in Central Idaho	Mean precipitation 700 mm year ⁻¹ , which primarily falls as snow in wet winter months	3 field surveys per catchment; discharge measurements	4 headwater catchments from 6.5 to 21.4 km ²	Spring and summer 2014
13	Gonzalez–Ferreras and Barquin, 2017*	Catchment in northern Spain draining into the Cantabric Sea	Influence of both temperate oceanic and Mediterranean climate, precipitation over 2000 mm year ⁻¹ above 1000 m a.s.l.	149 surveys of different river segments over two seasons; aerial images from 2011 to 2014	1200 km ²	Summer 2011 (normal year) and summer 2014 (wet year)
14	Jensen et al., 2017*	Forested headwater catchments in 4 physiographic provinces of the Appalachian Highlands, U.S.	Mean precipitation from 1000 to 1460 mm year ⁻¹ Mean January temperature from –9 to 3 °C Mean July temperature from 18 to 22 °C	Field mapping of the stream networks (7 surveys); for 8 of the 12 study sites stream flow measurements available	12 headwater catchments with areas from 0.1 to 0.45 km ² (except one catchment 0.7 km ² wide)	
15	Shaw et al., 2017	Birch Creek watershed in the Catskill Mountains of New York State	Humid continental Mean precipitation presumably from 1100 to 1600 mm year ⁻¹	Field mapping of flow length; stream gaging	Three catchments from 4.62 to 11.53 km ²	Three surveys on June/July, August, September, October 2014, and November 2015
16	Zimmer and McGlynn, 2017*	Ephemeral–to–intermittent drainage network in the Piedmont region of North Carolina, USA	Subtropical, humid climate Mean precipitation 1136 mm year ⁻¹ Mean temperature 15.5 °C	77 surface drainage network mapping campaigns over a wide range of runoff magnitudes; runoff and groundwater measurements	0.033 km ²	October 2014 to June 2016
17	Floriancic et al., 2018*	Alpine catchment, Switzerland	Alpine Mean precipitation 1738 mm year ⁻¹ Mean temperature 0.2 °C	Seven discharge measures in four nested sub-catchments; stream water electrical conductivity and water chemistry	4 sub-catchments areas varying from 1.4 km ² to 5.1 km ² ; total area 14.4 km ²	One winter recession period (four months)

18	Lovill et al., 2018*	Northern California Coast Range	Mediterranean, with mean precipitation 2000 mm year ⁻¹ Mean temperature 13 °C	Field mapping of the stream networks (from 2 to 4 surveys for each watershed); discharge data available	Four catchments from 2.75 to 5.59 km ² (except one catchment 16.97 km ² wide)	Two rounds in early and late summer, years 2012, 2014 and 2015
19	Ward et al., 2018*	Headwater mountain catchment in Oregon, USA	Mean precipitation 2302 mm year ⁻¹ Mean January temperature 0.6 °C Mean July temperature 17.8 °C (from Greenland, 1993)	4 field surveys, 15 pressure transducers	0.96 km ²	Field surveys from May to August 2016, pressure transducers: 11 months from October 2015
20	Yu et al., 2018*	Queensland (SEQ) Australia	Transitional temperate to subtropical	43 stream gauges to mean daily discharge	21.3 km ²	1900 to 2016
21	Jensen et al., 2019*	High-relief headwater catchment in southwest Virginia	Mean precipitation over 1000 mm year ⁻¹ Mean January temperature from -4 to 1 °C Mean July temperature from 19 to 22 °C	51 flow intermittency sensors and field measurements	0.33 km ²	10 months
22	Kaplan et al., 2019	Various nested sub-catchments in the Attert catchment, Luxembourg	Influence of oceanic climate Mean annual precipitation about 850 mm year ⁻¹ Maximum temperature of 17 °C in July and minimum of 0 °C in January	time-lapse imagery, electric conductivity and stage measurements (182 sites of observations)	28 km ² (total catchment area)	Overall, about 4 years from 2013 to 2017
23	Van Meerveld et al., 2019*	Headwater catchment in Switzerland	Alpine Mean precipitation 2300 mm year ⁻¹	3 field surveys, streamflow in a neighbouring catchment	0.13 km ²	October and November 2016, August 2018
24	Durighetto et al., 2020*	Rio Valfredda (Piave river basin), northern Italy	Alpine Mean precipitation about 1500 mm year ⁻¹	10 field surveys	5.3 km ²	July to early November 2018
25	Paillex et al., 2020*	Val Roseg, Bernina Massif, Swiss Alps	Alpine Mean precipitation about 1000 mm year ⁻¹	modified HOBO sensors for 30 tributary streams	About 28 km ² (inferred)	July to November 2017, December 2017 to June 2018

* Studi che tentano una modellazione delle dinamiche della rete

Tra questi lavori, ad esempio Godsey e Kirchner (2014) hanno mappato la dinamica dei corsi d'acqua attivi in quattro bacini idrografici californiani prevalentemente dominati dalle dinamiche di accumulo e scioglimento nivale, concentrandosi sulla correlazione tra la lunghezza della rete di drenaggio attivo (ADNL) e la portata specifica. Nella stessa regione (California settentrionale), Lovill et al. (2018) hanno monitorato quattro reti di drenaggio all'inizio

e alla fine dell'estate su diversi anni, evidenziando l'importanza delle caratteristiche litologiche per comprenderne la persistenza. Tuttavia, i cambiamenti stagionali nella rete attiva all'interno dei climi mediterranei temperati, caratterizzati da temperature estive più elevate e un ampio squilibrio stagionale tra precipitazioni ed evapotraspirazione (ET), non sono stati ancora monitorati o modellati. In queste condizioni, il clima esercita un controllo primario sull'intermittenza dei flussi e sulla dinamica delle portate stagionali (es. Garcia et al., 2017; Medici et al., 2008; Senatore et al., 2021). Zimmer e McGlynn (2017) hanno inoltre evidenziato che nei climi subtropicali l'ET ha un'influenza diretta sulla stagionalità del deflusso superficiale e sulla sua persistenza.

Collegare la lunghezza della rete fluviale attiva alle variabili meteorologiche è un modo semplice ed efficace per modellare le sue dinamiche di espansione e contrazione. Molti studi recenti hanno correlato la lunghezza della rete di deflusso osservata direttamente alla portata o al livello idrico (ad es. Doering et al., 2007; Prancevic & Kirchner, 2019; Shaw et al., 2017; Ward et al., 2018; Whiting & Godsey, 2016; Zimmer e McGlynn, 2017). Tuttavia, il deflusso stesso è una variabile che dipende dall'input meteorologico ed è spesso controllata da modelli di precipitazioni su scale temporali diverse da quelle rilevanti per la dinamica della rete di drenaggio attiva (Durighetto et al., 2020; Shaw, 2016). Tra gli studi che mettono in relazione la rete di drenaggio attiva con i fattori meteorologici e climatici (Goulsbra et al., 2014; Jaeger et al., 2019; Jensen et al., 2018, 2019; Ward et al., 2018), Durighetto et al., (2020) sono stati i primi a studiare la dipendenza della lunghezza del flusso attivo dai fattori meteorologici aggregati su scale temporali diverse. Nello studio di Durighetto et al. (2020), l'impatto di ET sulla dinamica della rete è stato ritenuto trascurabile a causa del clima umido dell'area di studio (precipitazioni annue > 1.500 mm). Ad oggi, la misura in cui questo risultato specifico del sito può essere esteso ad ambienti con clima più secco rimane sconosciuto.

Un framework completo di modellizzazione dovrebbe stimare non solo l'ADNL totale, ma anche i corrispondenti pattern spaziali dei corsi d'acqua. Questo obiettivo non è banale perché la distribuzione spaziale della rete attiva dipende da diverse caratteristiche topografiche e geologiche. Mentre Biswal e Marani (2010) hanno collegato le caratteristiche della recessione della rete del torrente alle caratteristiche morfologiche, altri autori hanno evidenziato l'importanza dei processi del sottosuolo e delle acque sotterranee per i modelli spaziali di persistenza del deflusso (ad esempio, Godsey & Kirchner, 2014; Goulsbra et al., 2014; Kaplan et al., 2020; Shaw, 2016; Ward et al., 2018; Zimmer & McGlynn, 2017). Jaeger et al. (2007) non hanno trovato relazioni soddisfacenti tra la pendenza dei versanti e la posizione della *headwater* del reticolo in alcuni bacini, caratterizzati da paesaggi boschivi, negli Stati Uniti nordoccidentali. Payn et al. (2012) hanno suggerito un'influenza decrescente della topografia sui contributi del deflusso di base durante la recessione. Floriancic et al. (2018) hanno riscontrato grandi differenze nelle portate tra bacini adiacenti con caratteristiche geomorfologiche simili, evidenziando l'importanza delle proprietà del substrato roccioso e persino della copertura detritica sulla variabilità spazio-temporale delle portate.

Ci sono molti studi che, pur riconoscendo che la topografia non spiega completamente la variabilità spaziale osservata della persistenza della rete fluviale attiva, utilizzano indici topografici e morfologici per modellare l'espansione e la contrazione della rete. La maggior parte di essi si basa sul *topographic wetness index* medio (TWI, Beven & Kirkby, 1979) e, in misura minore, sul *topographic position index* (TPI, Guisan et al., 1999), il quale confronta la quota di

ciascuna cella nei modelli digitali del terreno (DTM) con la quota media dell'area interessata (González-Ferreras & Barquín, 2017; Jaeger et al., 2019; Jensen et al., 2018, 2019; Shaw et al., 2017). Gli approcci esistenti, tuttavia, sfruttano le proprietà morfometriche locali del bacino contribuente e operano a livello di pixel a griglia singola o di segmento fluviale. Pertanto, le dinamiche dell'intera rete emergono dall'aggregazione dei risultati del modello locale attraverso un approccio *bottom-up*. Ciò può indurre, in alcune circostanze, ad una stima inesatta della lunghezza della rete di drenaggio attiva totale (Jensen et al., 2018). Inoltre, nella letteratura esistente, l'effetto delle caratteristiche topografiche e geologiche viene considerato insieme a quello indotto dalle variabili idrometeorologiche. L'influenza degli attributi topografici e geologici sui modelli spaziali della persistenza del deflusso non è stata ancora ben delineata e l'impatto degli schemi di definizione delle priorità che coinvolgono specifiche caratteristiche morfologiche e geologiche sulle prestazioni del modello che ne derivano rimane sconosciuto.

1.2. Utilizzo dei droni nel monitoraggio dei corpi idrici superficiali con sensori RGB, TIR e NIR

Lo studio delle dinamiche della rete di drenaggio attiva non può prescindere da un accurato monitoraggio adeguatamente distribuito sia spazialmente che temporalmente. Come citato nel paragrafo precedente, il monitoraggio delle dinamiche dei reticoli fluviali può essere eseguito sia attraverso rilievi visivi diretti che con il supporto di strumenti, quali ad esempio sensori di presenza d'acqua e fototrappole, da installare in punti strategicamente distribuiti sul bacino. Spesso però la particolare conformazione morfologica e vegetativa dei bacini non consente di raggiungere tutti punti da monitorare, per cui possono essere integrati a supporto dei rilievi i droni (UAV, *unmanned aerial vehicle*), strumenti dai costi accessibili e con prestazioni elevate.

È ben nota la crescita esponenziale dell'utilizzo dei droni, in particolare nei diversi settori di ricerca sullo studio ed il monitoraggio del territorio, che offrono equipaggiamenti in grado di misurare molti parametri, con elevata accuratezza, grazie anche alla realizzazione di sensori sempre più versatili, efficienti e di dimensioni e peso ridotti. La possibilità di aumentare significativamente la risoluzione temporale e spaziale, rispetto alle classiche piattaforme di telerilevamento satellitare e aereo con equipaggio (Manfreda et al. 2018), attribuisce ai droni una posizione intermedia tra queste piattaforme ed i classici rilievi terrestri. L'efficienza e le potenzialità degli UAV per i rilievi in ambito territoriale e ambientale sono largamente dimostrate (ad es. Watts et al., 2012, Whitehead et al., 2014, Manfreda et al., 2018, Tomaščík et al., 2019; Jensen et al., 2012; DeBell et al., 2015; Tamminga et al., 2015; Woodget et al., 2015; Spence & Mengistu, 2016; Pai et al., 2017; Woodget et al., 2017; Briggs et al., 2018; Borg Galea et al., 2019; Samboko et al., 2020). Nei vari esperimenti proposti sono mostrati, tra l'altro, i progressi tecnologici più recenti, evidenziandone, oltre alle potenzialità, anche i limiti, focalizzandosi: (1) sulle carenze in termini procedurali (Manfreda et al., 2018); (2) sui miglioramenti offerti dai droni come sistemi alternativi a quelli classici (Jensen et al., 2012); (3) sulle possibilità di monitorare anche le parti pericolose e di difficile accesso (Samboko et al., 2020); (4) sulla facilità

di elaborazione di mappe e immagini ortorettificate (Turner et al., 2012 e 2013) con gli algoritmi di *Structure from Motion* (SfM); (5) sui vantaggi nel caratterizzare le morfologie dei canali idraulici (Tamminga et al., 2015; Woodget et al., 2017); (6) sulla validità della tecnica fotogrammetrica da drone per il monitoraggio dei fiumi intermittenti mediterranei (Borg Galea et al., 2019); (7) sulla loro efficienza nell'individuare i piccoli canali intermittenti, non rilevabili ovviamente dalle immagini satellitari a bassa risoluzione (Spence & Mengistu, 2016).

In particolare, le prime applicazioni scientifiche con gli UAV hanno riguardato principalmente la fotogrammetria con le innovative tecniche SfM (Turner et al., 2012, 2014). Successivamente, sono stati adattati agli UAV nuovi sensori (telecamere termiche, multispettrali, iperspettrali e LiDAR) utilizzati per diversi scopi (monitoraggio ambientale, agricoltura di precisione e incendi boschivi, ecc.) (DeBell et al., 2015). In particolare, numerosi studi hanno dimostrato il potenziale di questa tecnologia per il monitoraggio e la comprensione delle dinamiche delle reti fluviali (ad es. DeBell et al., 2015; Jensen et al., 2012; Tamminga et al., 2015; Woodget et al., 2017; Spence & Mengistu, 2016; Pai et al., 2017; Woodget et al., 2017; Briggs et al., 2018; Borg Galea et al., 2019; Samboko et al., 2020; Kuhn et al., 2021). Tra questi, Tamminga et al. (2015) e Woodget et al. (2017) hanno identificato i vantaggi dei sistemi UAV nel caratterizzare le morfologie dei canali idraulici utilizzando la fotogrammetria RGB con la tecnica SfM. Utilizzando un sistema UAV in grado di acquisire immagini RGB, nel vicino infrarosso (NIR, *near infrared*) e nell'infrarosso termico (TIR, *thermal infrared*), Jensen et al. (2012) hanno eseguito misurazioni della temperatura in un corso d'acqua con risoluzioni spaziali e temporali elevate. Nello specifico, hanno identificato i pixel acqua utilizzando la banda NIR, in cui l'acqua ha una riflettanza molto bassa rispetto al suolo e alla vegetazione, e hanno utilizzato le corrispondenti immagini TIR per misurare la temperatura dell'acqua. Samboko et al. (2020), hanno evidenziato il potenziale degli UAV per il monitoraggio di tratti fluviali pericolosi e di difficile accesso. Tuttavia, la precisa mappatura del canale geomorfico per il riconoscimento dei pixel d'acqua richiede approcci basati sull'uso di sensori multipli (es. RGB e TIR; Kuhn et al., 2021), sottolineando ulteriormente la necessità di avere metodi standardizzati per l'analisi delle immagini raccolte dagli UAV.

Il monitoraggio a distanza della presenza di acqua nei canali con l'utilizzo di droni è particolarmente utile nello studio delle dinamiche di espansione e contrazione delle reti di drenaggio attive. Borg Galea et al. (2019) hanno mostrato l'utilità dei droni per il monitoraggio dei fiumi mediterranei intermittenti utilizzando immagini RGB, evidenziando anche la necessità di individuare soluzioni più efficaci per il monitoraggio spazio-temporale dei regimi di deflusso nei reticoli intermittenti. Spence & Mengistu (2016) hanno valutato l'efficienza delle immagini RGB ad alta risoluzione degli UAV per identificare la parte attiva delle reti fluviali intermittenti. Rivas Casado et al. (2016) hanno anche mostrato l'importanza della risoluzione dell'immagine UAV per la corretta identificazione dei canali con presenza di acqua. Ciò è vero soprattutto per i corsi d'acqua stretti e altamente dinamici che subiscono diversi cicli di attivazione-disattivazione nello stesso anno idrologico.

I sensori RGB da drone sono impiegati per molteplici scopi, tra cui la fotogrammetria, tecnica di misura ben consolidata che restituisce generalmente risultati attendibili, ed il semplice uso video – fotografico che ha il vantaggio di offrire un punto di vista privilegiato, soprattutto per chi opera sul territorio. Benché questi sensori siano attualmente i più diffusi sui droni in

determinati contesti possono non essere sufficientemente performanti, come nel caso della rilevazione della presenza di acqua in superficie. Pertanto, l'uso di sensori sensibili a bande diverse di quelle RGB, come TIR e NIR, consente di allargare efficacemente lo "sguardo", potendo acquisire dati, legati a particolari caratteristiche fisiche degli oggetti inquadrati, altrimenti invisibili. La tecnologia TIR, in considerazione della buona sensibilità dei sensori, è in grado di discriminare i contrasti di temperatura superficiale degli oggetti. Tuttavia, a differenza delle immagini RGB, la procedura di elaborazione ed interpretazione delle immagini TIR non è di immediato approccio, in quanto implica una serie di problematiche (Maes et al. 2017, Ribeiro-Gomes et al. 2017, Kelly et al. 2019, Aragon et al. 2020), tra le quali spiccano le difficoltà di creare ortofoto termiche. Hancock et al. (2012) hanno presentato una rassegna sulla tecnologia TIR per diversi tipi di applicazioni nei paesaggi fluviali. Duddale et al. (2019) hanno dimostrato l'efficienza delle immagini riprese con i droni per caratterizzare i modelli spaziali della temperatura dei fiumi. Casas-Mulet et al. (2020) hanno proposto un metodo che combina immagini TIR e RGB per lo studio dei contrasti termici nei fiumi, ipotizzando anche che l'acqua possa essere rilevata utilizzando immagini TIR quando esiste un contrasto sufficiente con il terreno circostante. Kuhn et al. (2021) hanno utilizzato immagini RGB e TIR da UAV per l'identificazione e la caratterizzazione di tratti di fiume a differente temperatura, per modellare come le previsioni climatiche influenzano l'idoneità dell'habitat termico di una specie ittica; hanno inoltre ribadito che l'uso combinato di immagini TIR e RGB è ancora in fase di sviluppo.

Il rilevamento della presenza di acqua nei corpi idrici superficiali viene generalmente eseguito con immagini multispettrali, acquisite con sensori RGB, NIR e infrarossi a lunghezza d'onda corta SWIR (*short-wave infrared*). In particolare, la banda NIR (0.75 μm – 1.4 μm) si trova subito sotto la luce visibile nello spettro elettromagnetico. La risposta spettrale dell'acqua nelle varie bande elettromagnetiche è sperimentalmente nota, risultando sostanzialmente opaca nell'infrarosso (Figura 1), ovvero ha una riflettanza molto bassa. Mentre suolo e vegetazione hanno riflettanze ben maggiori dell'acqua nelle stesse bande, specie in quella NIR, fatto che dovrebbe consentire una facile distinzione.

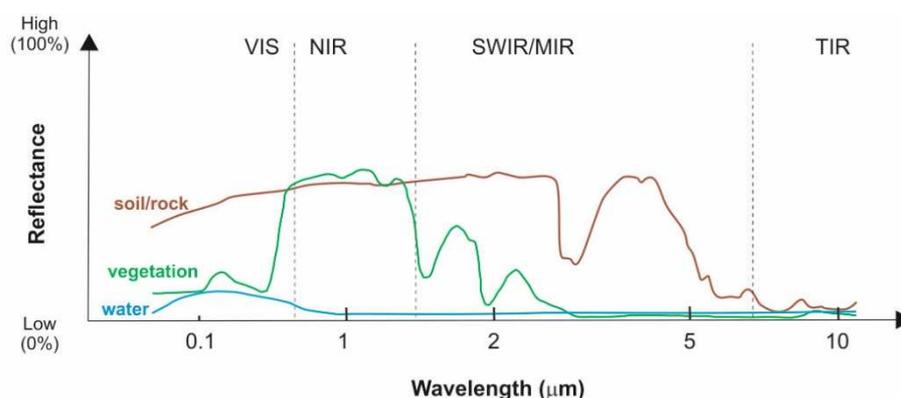


Figura 1. Riflettanza di acqua, suolo e vegetazione, sia nel visibile che nella banda infrarossa (che va dal vicino infrarosso–NIR, all’infrarosso termico–TIR).

Per separare i corpi idrici superficiali dagli altri oggetti, in letteratura sono stati proposti degli indici spettrali normalizzati, tra i quali il *Normalized Difference Water Index* – NDWI

(McFeeters,1996), calcolato, utilizzando la banda del verde (G) e del vicino infrarosso (NIR), secondo la seguente formula:

$$NDWI = \frac{G - NIR}{G + NIR} \quad (1)$$

McFeeters (1996) ha suggerito che nell'intervallo di valori possibili di tale indice (da -1 a +1) tutti i valori positivi sono classificati come pixel acqua, mentre i valori inferiori o uguali a zero come non acqua. Tuttavia, studi successivi hanno dimostrato alcune carenze di questo indice (ad es. Jiang et al., 2014), non risultando efficace nel discriminare correttamente i soli pixel acqua in determinati contesti, adoperando la soglia suggerita da McFeeters (1996). Sono state proposte, infatti sia soglie differenti che modifiche di questo indice, usando a volte la banda SWIR invece della NIR. I sensori SWIR, che in alcuni studi hanno risposto meglio, necessitano per un corretto funzionamento di sistemi di raffreddamento, a differenza di quelli NIR, rendendoli più pesanti e quindi poco utilizzabili sui droni.

L'NDWI è stato ampiamente utilizzato, soprattutto in combinazione con immagini satellitari (ad es. Ouma & Tateishi, 2006; Du et al., 2016; Niroumand-Jadidi, & Vitti, 2017; Li et al., 2019; Yang et al., 2020), per la mappatura dei corpi idrici o la quantificazione delle risorse idriche superficiali (ad es. Bhaga et al., 2020; Han et al., 2020; Wang et al., 2020; Kolli et al., 2020) e l'umidità del suolo (ad es. Jiang & Weng, 2015; Xu et al., 2018). L'NDWI ha subito diverse modifiche e revisioni (Ouma & Tateishi, 2006; Gao, 1996; Xu, 2006; Lacaux et al., 2007; Ji et al., 2009) volte a colmare le sue principali carenze.

Jiang et al. (2014) hanno ben delineato le principali difficoltà nell'applicare l'indice NDWI, che possono essere sintetizzate in tre punti:

- identificazione inefficiente dei pixel acqua in contesti urbani (Xu, 2006);
- confusione dei corpi idrici con il rumore di fondo (Sivanpillai & Miller, 2010)
- variazione delle soglie ottimali, in funzione delle caratteristiche dei soggetti che compongono la scena inquadrata (Ji et al., 2009), e dell'ora del giorno dell'acquisizione delle immagini (Jiang et al. 2014).

Ji et al. (2009) consigliano l'uso dell'indice NDWI per la mappatura dell'acqua in superficie, sottolineando come sia necessario regolare la soglia in base alle diverse situazioni di studio.

È interessante notare che recentemente l'indice NDWI è stato impiegato nello studio dei suoli colpiti da incendio (ad es. Beltrán-Marcos et al., 2021), come anche per la stima dell'evapotraspirazione (ad es. Mokhtari et al., 2021) o per la valutazione del contenuto d'acqua in alcune piante (ad es. Ndlovu et al., 2021).

L'altro metodo usato per separare i corpi idrici è quello di applicare delle soglie sull'intensità del segnale in una o più bande spettrali (Rundquist et al., 1987). In genere questo metodo risulta di facile impiego, ma spesso è soggetto ad errate classificazioni dei pixel acqua, come ad esempio nelle zone ombreggiate, nei canali con bassi tiranti idrici che comportano rumore di fondo generato dai sedimenti dell'alveo e nelle aree urbane.

Per quanto concerne l'uso con i droni, la banda di maggiore interesse è quella NIR, che tuttavia è utilizzata, nella stragrande maggioranza degli studi, per l'agricoltura di precisione, attraverso il calcolo di indici spettrali specifici, tra i quali il diffusissimo indice di vegetazione NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), non rilevanti ai fini di questo lavoro di tesi.

1.3. Obiettivi di ricerca conseguiti

Attraverso le attività di ricerca relative a questa tesi di dottorato sono stati raggiunti i seguenti obiettivi specifici:

- a. ulteriore incremento di dati disponibili relativi a fiumi temporanei mediterranei e proposta di metodi innovativi di monitoraggio delle dinamiche dei reticoli fluviali temporanei, con l'ausilio di immagini multispettrali (RGB, TIR e NIR) da drone a supporto dei rilievi diretti a terra;
- b. analisi delle scale temporali della recessione stagionale fino al completo essiccamento dei reticoli temporanei, attraverso un nuovo approccio che li mette in relazione con le variabili idroclimatiche rilevanti e valutando il ruolo dell'evapotraspirazione potenziale nella contrazione della rete;
- c. valutazione dell'importanza delle caratteristiche geomorfologiche e geolitologiche nella modellazione della distribuzione spaziale del reticolo attivo.

1.4. Struttura della tesi

La struttura generale della tesi consiste in: (1) rassegna sullo stato dell'arte riguardante i fiumi intermittenti e l'uso dei droni per il monitoraggio dei corsi d'acqua; (2) inquadramento dell'area di studio; (3) descrizione di strumenti e metodi; (4) presentazione e discussione dei risultati.

In particolare, nel primo capitolo è riportata una rassegna sulle principali tematiche delle attività di ricerca svolte, suddivisa in due paragrafi: (a) studi sui fiumi intermittenti; (b) uso dei droni per il monitoraggio dei corsi d'acqua superficiali.

Nel secondo capitolo è presentato il sito di studio, distinguendo tra l'intera parte superiore del bacino del torrente Turbolo e due sottobacini, interni a questo, scelti per svolgere le attività sperimentali di monitoraggio delle dinamiche di espansione e contrazione della rete di drenaggio attiva. Per questi sottobacini sono state riportate, tra l'altro, specifiche caratteristiche

topografiche, indispensabili per la modellazione spaziale dei reticoli, oltre ad aver fornito maggiori dettagli sia sulla geomorfologia che sugli aspetti idrogeologici.

Nel terzo capitolo sono descritti gli strumenti ed i sensori usati per tutte le attività di ricerca del progetto DyNET, anche quelli i cui risultati non sono discussi nella tesi, per i quali si è comunque partecipato attivamente alle operazioni di installazione, manutenzione e utilizzo. È delineata la linea di ricerca specifica della tesi, focalizzandosi sulle attività svolte in campo e le loro finalità. Sono descritti i metodi usati per le attività sperimentali, nonché per l'elaborazione dei dati e la restituzione dei risultati. Più specificatamente, dopo il primo paragrafo relativo alla strumentazione, seguono quelli sui metodi sperimentali: (i) rilievi in sito per la mappatura e la classificazione, in termini di presenza o meno di acqua fluente, dei reticoli dei due sottobacini selezionati per il monitoraggio delle dinamiche di espansione e contrazione della rete di drenaggio attiva; (ii) uso delle immagini RGB e TIR da drone a supporto del monitoraggio delle dinamiche dei reticoli idrografici; (iii) uso delle immagini NIR da drone a supporto del monitoraggio delle dinamiche della rete attiva; (iv) modellazione statistica della lunghezza della rete di drenaggio attiva; (v) modellazione della distribuzione spaziale della rete di drenaggio attiva. In tutti i casi è data la giusta enfasi alle motivazioni degli esperimenti, anche in funzione delle attuali domande di ricerca aperte in letteratura.

Nel quarto e ultimo capitolo sono presentati e discussi i risultati ottenuti, anche in questo caso secondo una sequenza dettata dalle diverse tematiche di ricerca. La struttura è suddivisa in 5 sezioni di cui 3 sulle attività con droni e 2 sulla modellazione statistica e spaziale della rete di drenaggio attivo. In particolare sono presentati i risultati dei vari esperimenti fatti con i droni nei tre anni di ricerca, trattando separatamente i rilievi con termocamera e con camera multispettrale. Seguono poi i risultati della modellazione statistica della rete di drenaggio attiva, realizzata sui sottobacini prescelti, estesa nei tre anni di monitoraggio e quelli della modellazione spaziale della rete attiva. In tutti i casi alla fine del paragrafo sono discussi i risultati conseguiti.

2. AREA DI STUDIO

2.1. Inquadramento geografico, geologico, geomorfologico e idrogeologico

Il torrente Turbolo è un importante affluente sinistro del fiume Crati, ubicato nella porzione centro-settentrionale della Calabria, compreso tra $39^{\circ}32'23''\text{N}$ e $39^{\circ}29'49''\text{N}$ di latitudine, $3^{\circ}45'49''\text{E}$ e $3^{\circ}38'13''\text{E}$ di longitudine, che si origina dal versante orientale della Catena Costiera drenando in direzione Est. L'intero bacino idrografico si sviluppa su una superficie di circa 30 km^2 , con quote comprese tra 75 e 1005 m s.l.m., mentre per le attività di ricerca in oggetto è stata scelta la porzione superiore che chiude nella sezione in località Fitterizzi (Figura 2). Questa porzione occupa una superficie di circa 7 km^2 , con quote che vanno da 183 a 1005 m s.l.m., interessando anche il torrente San Nicola, affluente di destra del Turbolo.

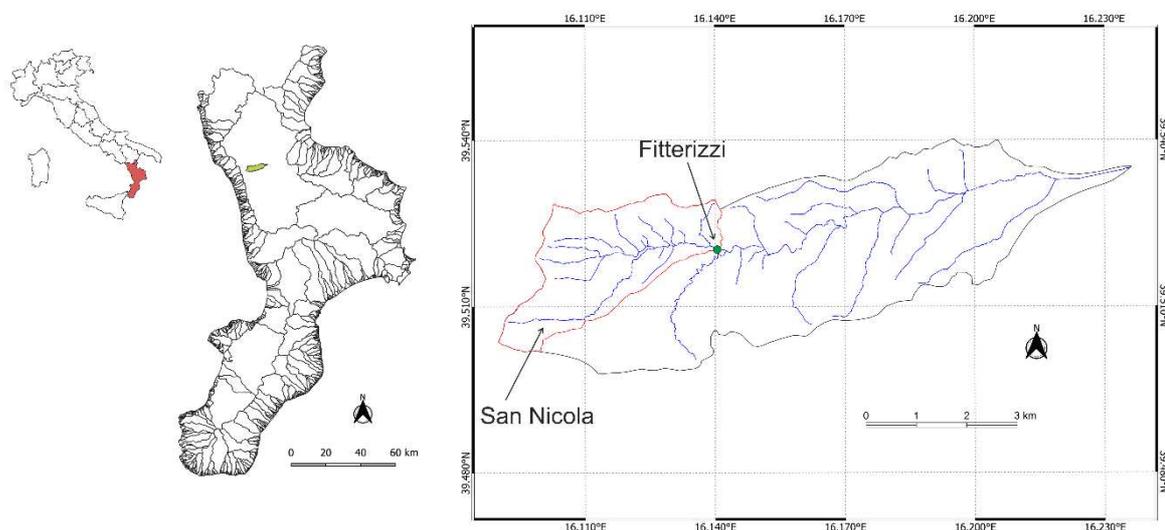


Figura 2. Inquadramento geografico dell'area. Il poligono rosso identifica la parte superiore del bacino del torrente Turbolo, oggetto di studio. La sezione di chiusura dell'area test in località Fitterizzi è indicata con il pallino verde.

La geologia dell'area di studio è caratterizzata dalla presenza di depositi neogenici di riempimento del graben del Crati (Colella et al., 1987) ad est e di rocce cristallino-metamorfiche paleozoico-cretaciche che costituiscono l'horst della Catena Costiera (Tortorici et al., 1995), ad ovest, delimitati per contatto tettonico da un'imponente faglia con direzione circa N-S, denominata Faglia San Fili-San Marco Argentano (Figura 3). In particolare, nella porzione occidentale dell'area affiorano formazioni paleozoiche composte da gneiss biotitico-granitiferi, sovrascorsi su rocce filladiche grigio-scure, associate a metareniti e scisti filladici con epidoto (metabasiti). A ridosso della faglia citata si rinvengono argille gessose messiniane (Lanzafame & Zuffa, 1976) e diffusi detriti di versante. Nella porzione più a valle affiorano, prevalentemente, argille siltose grigio-azzurre del Pliocene superiore e, subordinatamente, sabbie, conglomerati e arenarie pleistocenici. Associate alla faglia principale si riconoscono strutture tettoniche in prevalenza distensive, rappresentate da faglie minori sub-verticali condirezione N-S, legate al sollevamento differenziato dell'horst della Catena Costiera, tutt'ora in atto. Nella

porzione più orientale è presente un'anticlinale, che interessa le formazioni argillose, determinando una variazione degli spessori dei suoli, con effetti sugli andamenti delle falde a pelo libero più superficiali.

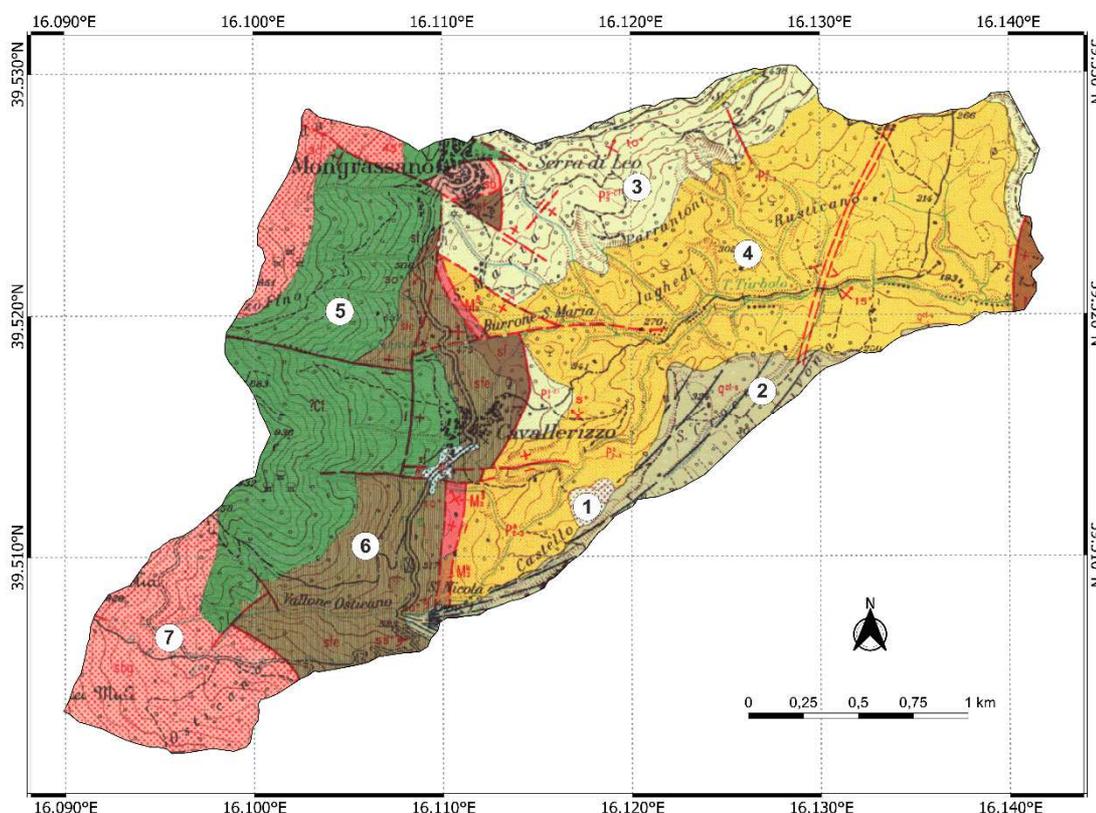


Figura 3. Stralcio della Carta Geologica della Calabria (CASMEZ, 1959). Litologie: 1) materiali detritici di falda e/o di versante; 2) depositi sedimentari quaternari sabbioso–conglomeratici di antichi terrazzi fluviali, permeabilità elevata; 3) Sabbie e conglomerati pleistocenici, poco consolidati, localmente cementati, permeabilità elevata; 4) argille siltose grigio–azzurre del Pliocene superiore, con scarsa resistenza all'erosione, ad elevata propensione al dissesto, permeabilità bassa che aumenta in prossimità delle zone interessate dalle attività tettoniche in atto; 5) calcescisti arenacei e conglomeratici mesozoici, associati ad argille marnose fogliettate, con discreta resistenza all'erosione ed elevato grado di alterazione a ridosso della fascia di faglia, permeabilità da moderata ad alta; 6) scisti filladici con epidoto (metabasiti), intersecati da numerose superfici di discontinuità, con discreta resistenza all'erosione, ma con alto grado di alterazione a ridosso della faglia che ne determina un'argillificazione molto evidente, permeabilità da bassa a media; 7) gneiss biotitico–granitiferi, notevolmente degradati, con buona resistenza all'erosione, permeabilità bassa, con aumento della stessa nelle zone degradate. Le linee rosse continue indicano le faglie certe, quelle tratteggiate le faglie incerte; le doppie linee rosse tratteggiate indicano l'anticlinale.

La geomorfologia dell'area di studio è controllata dall'interazione tra l'assetto geo-strutturale, i caratteri litotecnici, e i processi gravitativi e d'erosione idrica. Nel settore occidentale (Figura 4a), i versanti si presentano ripidi e dissecati da valli strette ed incassate, per l'effetto combinato dell'incisione e del sollevamento della Catena Costiera. Altre forme imputabili al sollevamento tettonico sono le discontinuità plano–altimetriche dei crinali e le faccette triangolari, osservabili in prossimità delle faglie. Nel settore orientale (Figura 4b), caratterizzato da affioramenti di materiali più erodibili e propensi all'instabilità, la morfologia è caratterizzata da pianori e settori a bassa pendenza. I profili dei versanti si presentano articolati, con forme indicative di processi di denudazione di vario tipo.



(a)



(b)

Figura 4. Vista del settore montano (a) e di quello vallivo (b) del bacino. Foto scattate con il drone.

Il reticolo idrografico (Figura 5) mostra un pattern sub-dendritico nel settore montano, e a traliccio nel settore collinare. Presenta una forma allungata e la sua conformazione risulta asimmetrica e il grado di gerarchizzazione, secondo Strahler (1952), risulta del V ordine, con

una densità di drenaggio pari a 5.16 km^{-1} : tale valore è indicativo di una rete idrografica piuttosto fitta e di un'area fortemente dissecata.

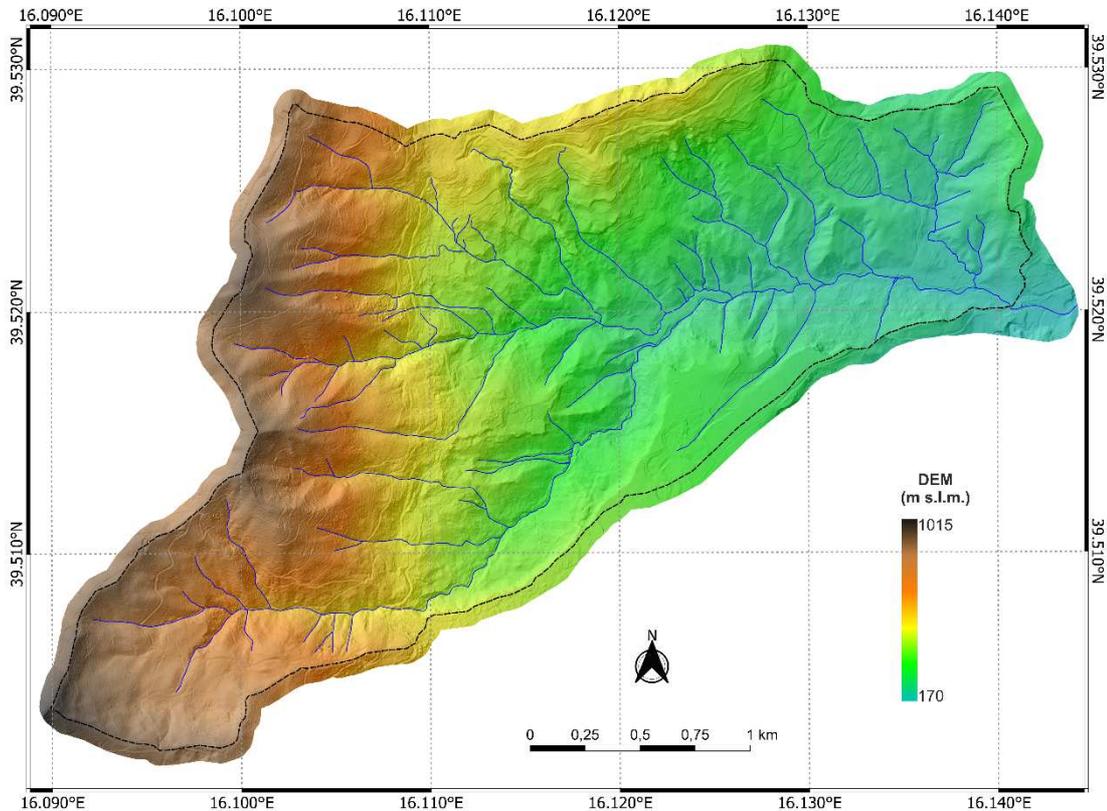


Figura 5. Modello digitale di elevazione (DEM) dell'area con reticolo idrografico.

L'alternanza di rocce a diversa competenza, i processi di scalzamento al piede dei versanti e l'alta energia di rilievo controllano la distribuzione spaziale, le dimensioni e la tipologia delle frane presenti nel bacino. La franosità è influenzata anche dall'assetto tettonico, il quale implica un'intensa fratturazione e deformazione delle rocce, generando un elevato grado di alterazione con conseguente peggioramento delle caratteristiche geotecniche dei litotipi coinvolti. Il principale fattore di innesco dei fenomeni franosi è rappresentato dalle piogge (intense o prolungate), e subordinatamente dalle attività antropiche (ad es. scavi, tagli stradali, ecc.). Molte aree in frana sono intensamente rimodellate da processi di erosione idrica o da attività antropiche (es. per realizzazione di edifici e strade, o per pratiche agricole).

L'idrogeologia è piuttosto variabile in conseguenza della complessità geologico-strutturale del sito. Si rinvencono, infatti, diversi gradi di permeabilità anche su terreni e rocce dello stesso tipo a seconda se sono o meno interessati dalle attività tettoniche. In particolare, risultano a permeabilità elevata, oltre che le formazioni sabbiose, arenacee e conglomeratiche, anche le rocce cristallino-metamorfiche (notoriamente a bassa permeabilità) molto alterate presenti in adiacenza alla fascia di faglie, mentre hanno permeabilità bassa le argille con aumento della stessa nelle porzioni direttamente coinvolte dai processi tettonici. Queste particolari condizioni idrogeologiche consentono un'ampia ricarica e stoccaggio delle acque sotterranee, sostenendo un deflusso perenne alla sezione di chiusura di Fitterizzi.

2.2. Caratteri meteo-climatici

In prossimità della sezione di chiusura di Fitterizzi sono presenti una stazione meteorologica ed un misuratore del livello idrico, gestiti dall'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Regione Calabria (ARPACal). L'analisi dei relativi dati climatici (Figura 6) considerati su un periodo di circa venti anni (2001–2021) definisce, per l'area in esame, secondo la classificazione di Köppen (1936), un clima tipicamente mediterraneo, con estati calde e secche (temperatura media di luglio di 24.8°C) e inverni non molto freddi (temperatura media gennaio 7.9°C). Le precipitazioni medie annue e l'ET della coltura di riferimento sono rispettivamente 1.245 mm/anno (solo il 26% dei quali cade tra aprile e settembre) e 1.236 mm/anno. I picchi di pioggia si verificano, prevalentemente, nel periodo ottobre–marzo.

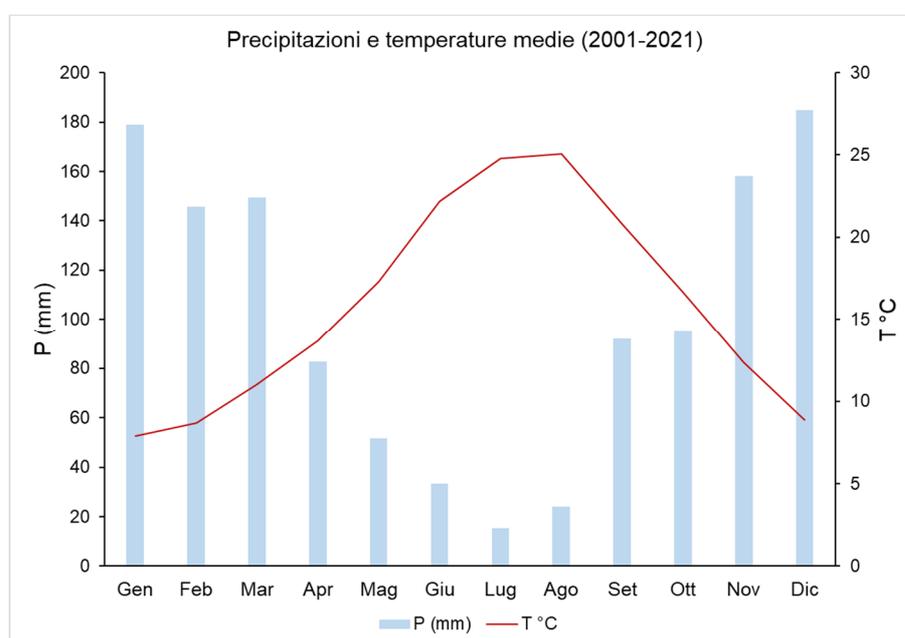


Figura 6. Valori mensili medi di precipitazione e temperatura, registrati dalla stazione meteo di Fitterizzi (ARPA-Cal), periodo 2001–2021.

2.3. Uso del suolo

In figura 7 è riportato lo stralcio della Carta Uso del Territorio estrapolato dal database del Geoportale della Regione Calabria. La parte montana è dominata da boschi di latifoglie, con porzioni di aree dedicate alla coltura agraria. Sui terreni sedimentari (subito ad est della fascia di faglia) si rinvengono oliveti, aree a vegetazione arborea, colture agrarie, colture permanenti e/o temporanee, sporadiche aree con vegetazione rada. Mentre la porzione più orientale del bacino è interessata da aree a pascolo, con copertura erbacea densa, seminativi, cespuglieti e arbusteti e oliveti.

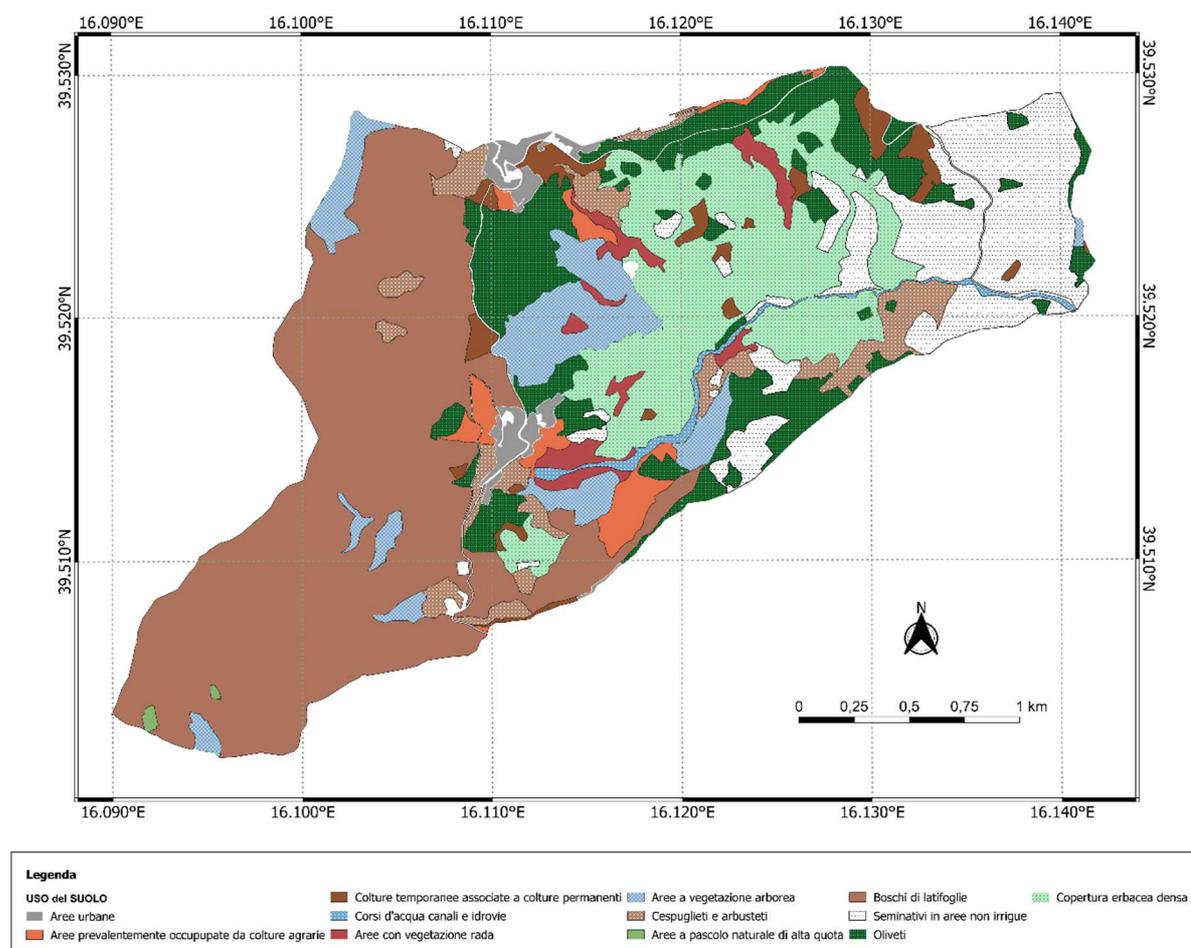


Figura 7. Carta dell'uso del suolo, stralcio della Carta Uso del Territorio del Geoportale della Regione Calabria.

2.4. Sottobacini selezionati per il monitoraggio delle dinamiche di espansione e contrazione

Data la complessità geomorfologica, nonché l'estensione del bacino di studio, per uno studio accurato e di dettaglio delle dinamiche di espansione e contrazione, sono stati selezionati due sottobacini (Figura 8), con reticoli che stagionalmente si seccano completamente, sui quali sono state concentrate le attività di monitoraggio. In totale i due sottobacini, che verranno di seguito denominati sottobacini ovest (O) ed est (E), occupano un'area di 1.15 km² (0.48 e 0.67 km² rispettivamente).

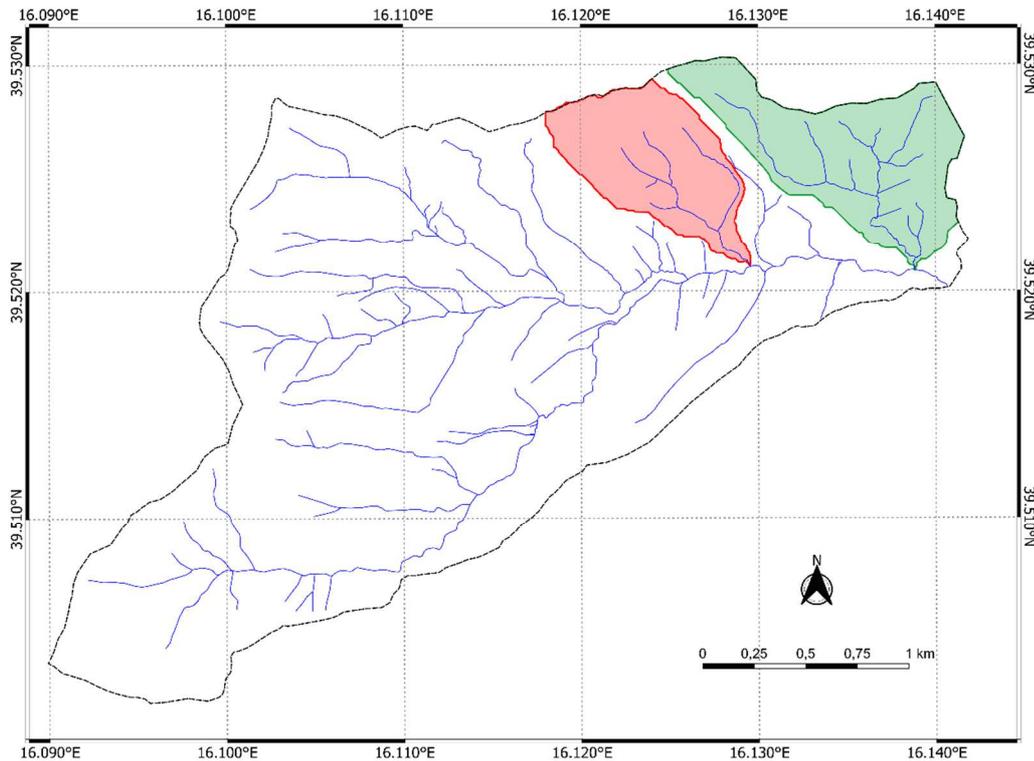


Figura 8. Sottobacini scelti per le attività di monitoraggio delle dinamiche di espansione e contrazione. In rosso è indicata l'area del sottobacino O e in verde quella del sottobacino E.

La rete di drenaggio geomorfica misura in totale 5.12 km (2.25 km il sottobacino O e 2.87 km quello E). Le principali caratteristiche geomorfologiche e topografiche sono sintetizzate in Tabella 2, dove si riportano, tra l'altro, anche due indici topografici specifici, ovvero il *topographic wetness index* – TWI ed il *the topographic position index* – TPI (§ 3.6).

Tabella 2. Principali proprietà geomorfologiche e topografiche dei sottobacini O ed E.

	Sottobacino O	Sottobacino E
Superficie (km ²)	0.48	0.67
Quota massima (m s.l.m)	545	481
Quota media (m s.l.m)	358	263
Quota minima (m s.l.m)	213	183
Pendenza media (°)	23	15
TWI massimo	14.67	16.21
TWI medio	4.50	5.13
TPI massimo	2.80	0.90
Deviazione standard TPI	0.24	0.16
TPI minimo	-1.70	-0.93

Dal punto di vista geologico, riprendendo quanto già riportato nel paragrafo 2.1, i due sottobacini sono costituiti per la gran parte dalle argille siltose plioceniche grigio-azzurre e, nei settori nord-occidentali, dalle sovrastanti formazioni sabbiose e conglomeratiche. In Figura 9 sono mostrati gli stralci della Carta Geologica della Calabria, relativi ai sottobacini O ed E. Come descritto in Figura 3, le argille hanno generalmente bassa permeabilità a differenza

delle formazioni sabbioso–conglomeratiche con permeabilità elevata. Questo netto contrasto origina falde acquifere a pelo libero poco profonde alimentando sorgenti temporanee che contribuiscono al deflusso superficiale. In particolare, si segnalano due importanti sorgenti stagionali che influiscono sulle dinamiche dei reticoli in ambedue le aree: una in prossimità del contatto stratigrafico tra argille e sabbie conglomeratiche nel sottobacino O e una a ridosso dell’anticlinale nel sottobacino E (punti A e B in Figura 9). La prima si origina per contrasto di permeabilità al contatto tra le due formazioni presenti. La seconda è conseguenza della variazione dello spessore dei suoli di copertura delle argille siltose, dovuta alla presenza dell’anticlinale che sollevando il basamento argilloso determina un assottigliamento della copertura pedologica e quindi un innalzamento del livello di falda.

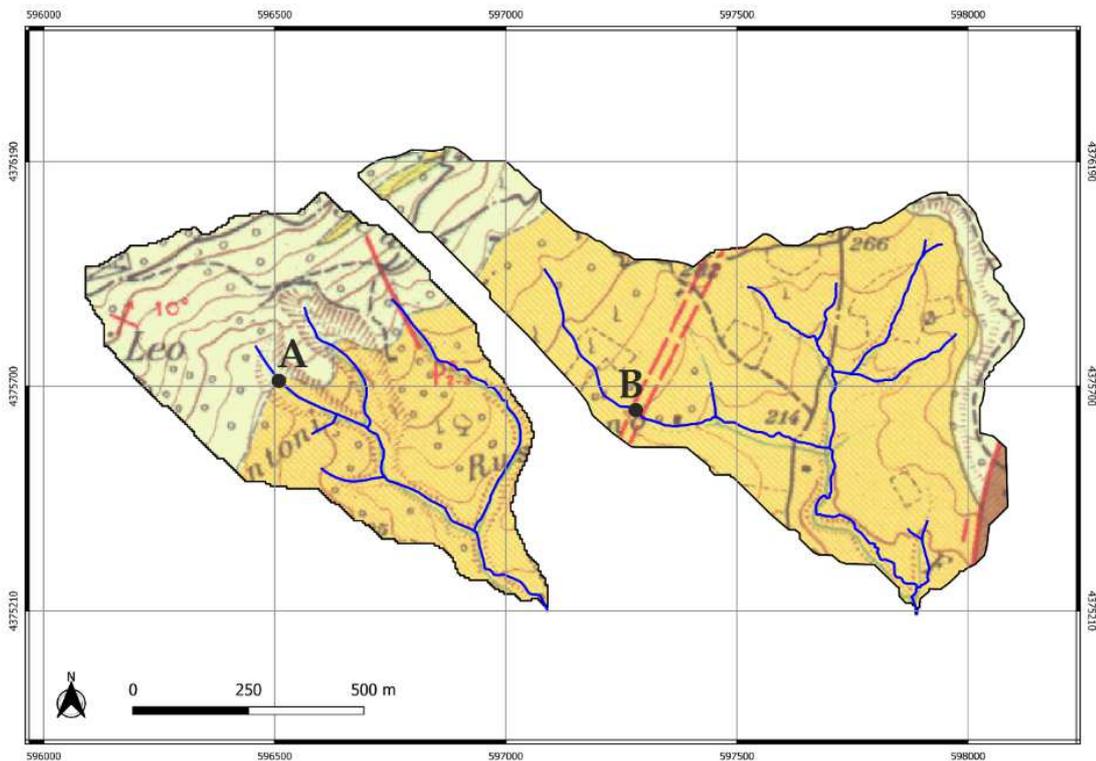


Figura 9. Dettaglio sulle litologie dei due sottobacini. In giallo le argille siltose plioceniche a bassa permeabilità ed in beige chiaro le sabbie conglomeratiche ad alta permeabilità. I punti A e B indicano le sorgenti stagionali che contribuiscono al deflusso superficiale nei due sottobacini.

La scarsa resistenza all’erosione e la propensione al dissesto, tipiche dei materiali argillosi, determinano una continua evoluzione morfologica dei due sottobacini, che presentano caratteristiche direttamente correlate alle quantità e densità delle precipitazioni, oltre che agli aspetti litologici e strutturali. La rete drenante del sottobacino O è caratterizzata da canali erosi, morfologia più ripida e superfici nude con evidenti segni di smottamenti ricorrenti. Mentre il sottobacino E ha pendii più dolci. Infatti, il sottobacino O presenta un valore di deviazione standard del TPI pari a 0.24, mentre si ha un valore di 0.16 per quello E (Tabella 2). Differenti sono anche le dinamiche dei fenomeni franosi che interessano le due aree, con frane di tipo scorrimento–colata che evolvono piuttosto velocemente per il sottobacino O, e fenomeni più superficiali e lenti (sia di tipo scorrimento–colata che *soil-creep*) in quello E (Figura 10).



Figura 10. Alcune zone in frana nei sottobacini O (sx) ed E (dx).

Il basso grado di infiltrazione dei materiali argillosi che costituiscono la quasi totalità della rete drenante dei sottobacini, insieme alle irregolarità geomorfologiche che si evidenziano anche nei canali, comportano la presenza di tratti con acqua stagnante durante le stagioni non secche. Questi tratti non vengono considerati come parte della rete attiva durante il monitoraggio, ma facilitano comunque riattivazioni effimere (dell'ordine di poche ore), anche a seguito di scarse precipitazioni. Sebbene non sia stata misurata sistematicamente durante le campagne di monitoraggio, la lunghezza della rete che ospita l'acqua stagnante durante il periodo di rilevamento può essere stimata approssimativamente al 15%–20% della lunghezza della rete di drenaggio.

Altra importante differenza tra i siti di studio riguarda l'uso del suolo (Figura 7). Il sottobacino E è dominato da seminativi non irrigui (66%), mentre il sottobacino O da una fitta copertura erbacea (53%). Gli oliveti sono quasi equamente diffusi nei due sottobacini (27% sottobacino O e 23% sottobacino E).

3. STRUMENTI E METODI

3.1. Sensori e strumenti

Per perseguire gli obiettivi previsti dal progetto DyNET, compresi quelli non direttamente sviluppati per questa tesi, nell'area di studio sono stati installati ed utilizzati diversi sensori e strumenti per il monitoraggio in continuo delle portate, della qualità delle acque e dei dati meteorologici. In particolare nell'area di studio sono disponibili (Figura 11):

- n. 3 stazioni meteorologiche: quella esistente in località Fitterizzi, gestita dall'Agenzia Regionale per l'Ambiente ARPACal (39°31.219'N, 16°8.452'E) ad altre due in località Cavallerizzo (39°30.978'N, 16°6.959'E) e Osticano (39°30.344'N, 16°5.958'E);
- n. 1 misuratore di livello (idrometro), già presente in località Fitterizzi, gestito dall'ARPACal (39°31.213'N, 16°8.439'E);
- n. 2 sonde multi-parametriche EXO2 YSI per il monitoraggio di alcuni parametri fisici e chimici delle acque, una alla sezione di chiusura di Fitterizzi (39°31.210'N, 16°8.446'E) e l'altra alla sezione di chiusura del sottobacino dell'affluente destro San Nicola (39°31.225'N, 16°7.545'E);
- n. 3 trasduttori di pressione per la misura del livello idrico, di cui uno installato alla sezione di chiusura di San Nicola e altri due alle sezioni di chiusura dei due sottobacini selezionati (39°31.266'N, 16°8.328'E, sottobacino E; 39°31.267'N, 16°7.769'E, sottobacino O).

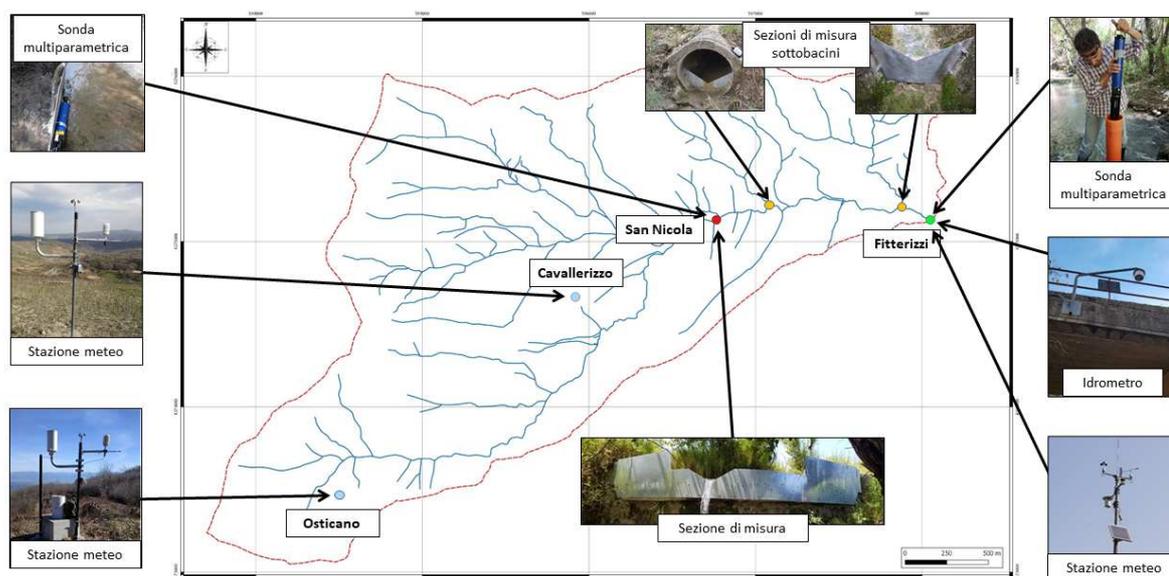


Figura 11. Ubicazione degli strumenti installati sul bacino.

Maggiori dettagli sugli strumenti ed i parametri misurati sono riportati in Appendice A. Sono stati raccolti dati, in sincrono con frequenza di 10 minuti, a partire dal maggio 2019, con parte dei sensori ancora in piena attività. Tuttavia, per problematiche di varia natura i dati non sono disponibili per l'intero periodo. In Figura 12 è riportata, attraverso la rappresentazione a

diagramma di Gantt, la distribuzione di tutti i dati per il periodo maggio 2019 – novembre 2021.



Figura 12. Diagramma di Gantt sulla distribuzione dei dati nel periodo maggio 2019 – novembre 2021, relativo alle stazioni meteo, ai trasduttori di pressione montati alle sezioni di chiusura monitorate e alle sonde multi-parametriche per la misura della qualità delle acque.

Per gli scopi del progetto DyNET sono state eseguite anche misure periodiche di portata sulla sezione di chiusura a Fitterizzi, che combinate con le misure in continuo del livello idrometrico fornite dal sensore gestito dall'ARPACal, hanno permesso di determinare la scala di deflusso, poi correlata alle analisi della qualità delle acque. Le misure sono state effettuate, per quanto possibile ai diversi regimi idrologici, dai periodi di piena a quelli di magra. Al fine di agevolare gli studi idraulici ed avere delle mappe di base ad elevato dettaglio, è stato eseguito un rilievo LiDAR aereo su tutta la porzione superiore del bacino del Turbolo che chiude a Fitterizzi. Questo rilievo ha fornito un modello digitale del terreno (DTM) e un'ortofoto con risoluzione di 20 cm e 10 cm rispettivamente. Questo DTM è stato usato per estrapolare un numero adeguato di sezioni in diversi punti del torrente in modo da avere una scala di deflusso il più possibile vicina alla realtà. Durante queste misurazioni è emerso che il DTM, nonostante l'elevata risoluzione, non rispecchiava il reale andamento dell'alveo, specie nei punti molto vegetati, che caratterizzano la sezione di chiusura di Fitterizzi (area dove sono state concentrate le sezioni). Ciò ha richiesto una serie di rilievi topografici in sito, effettuati con GPS-GNSS di precisione e stazione totale, con i quali è stato possibile appurare gli errori del DTM in corrispondenza di alcuni tratti fluviali non lontani dalla sezione di chiusura del bacino.

Nonostante l'attiva partecipazione all'installazione, la manutenzione ed il download dei dati dai sensori su descritti (eseguito con cadenza da settimanale a mensile), oltre che ai rilievi topografici e alle misure di portata, non sono qui discussi i relativi risultati, che sono comunque parte integrante del progetto DyNET (Corrente et al., 2021; Senatore et al., 2021), in quanto forniscono approfondimenti sulla correlazione tra i parametri chimici e fisici con le dinamiche della rete idrografica.

La linea principale di ricerca oggetto di questa tesi è stata focalizzata sul monitoraggio stagionale della lunghezza attiva di porzioni temporanee del reticolo idrografico, per comprenderne le dinamiche di espansione e contrazione.

Entrando nello specifico della ricerca oggetto di studio, sono di seguito descritti gli strumenti utilizzati per il monitoraggio stagionale della lunghezza della rete di drenaggio attiva, sia per i rilievi diretti a terra, che per la sperimentazione di metodi innovativi di rilievo utilizzando i droni, a supporto dei precedenti.

Per i rilievi in campo del reticolo attivo è stata utilizzata un'applicazione Android (Geo Tracker®), che consente molto agevolmente, sfruttando il sistema GPS dei cellulari, di battere dei punti ed esportarli in formati compatibili con i principali software per la gestione di dati geografici (GIS, CAD, Google Earth, ecc.). È sufficiente attivare il GPS del telefono, battere i punti di interesse nominandoli con opportuno identificativo ed in automatico vengono memorizzati i dati di posizionamento, completi di data e ora.

Gli esperimenti con i droni sono stati realizzati usando sensori fotografici RGB, termici (TIR) e del vicino infrarosso (NIR). La piattaforma UAV è un DJI Matrice 200 (Figura 13a), dotato di quattro rotori (quadricottero), le specifiche del quale sono riportate nella Tabella 3. Nella stessa tabella sono descritte anche le caratteristiche delle fotocamere utilizzate, che sono: (1) Zenmuse XT2 (Figura 13b), termocamera radiometrica con due sensori (uno RGB e uno termico a microbolometri non raffreddato), appositamente progettata per droni DJI, (2) camera multispettrale modulabile MAIA M2 (Figura 13c) costituita da quattro sensori a singola banda (R, G, B, NIR) con sistema GPS RTK (Real Time Kinematic), costruita e adattata al drone DJI Matrice 200, (3) Zenmuse X5S, camera video-fotografica (Figura 13d).



Figura 13. Drone DJI Matrice 200 (a), termocamera Zenmuse XT2 (b), camera multispettrale MAIA M2 (c) e camera RGB Zenmuse X5S(d).

Tabella 3. Specifiche tecniche del sistema UAV e dei sensori fotografici.

DJI Matrice 200	
Modello motori	DJI 3515
Peso	3.80 kg (con batterie TB50) – 4.53 Kg (con batterie TB55)
Capacità di carico (payload)	2.34 kg (con batterie TB50) – 1.61 Kg (con batterie TB55)
Peso massimo al decollo	6.14 kg
Velocità massima	82.8 km/h
Resistenza al vento massima	12 m/sec
Autonomia	Da 13 a 38 minuti
Zenmuse XT2	
Tipo di sensore termico	VoX microbolometro non raffreddato
Risoluzione	640x512 pixels
Dimensione pixel	17 μm
Banda spettrale	7.5 – 13.5 μm
Formato foto	TIFF, JPEG, R-JPEG
Lente	19 mm, FOV ¹ 32°x26°
Sensore RGB	CMOS, 1/1.7", 4000x3000 pixels
Lente	8 mm, FOV ¹ 57.12°x42.44°
MAIA M2	
Tipo di sensore	CMOS (4.1x3.0 mm), 1280x960 pixel
Dimensione pixel	3.2 μm
Numero di sensori	4
Bande	R (630–690 nm); G (525–575 nm); B (455–520); NIR (825–950 nm)
Formato foto	RAW
Lenti	8 mm, FOV ¹ 36°x27°
Zenmuse X5S	
Sensore RGB	CMOS 4/3", 5280x3956 pixel
Lente	14 mm, FOV ¹ 63.42°x49.81°

¹ Field Of View, campo inquadrato o abbracciamento.

3.2. Rilievi sul campo, mappatura e classificazione della rete di drenaggio dei sottobacini O ed E

I rilievi in sito, volti a ricostruire le dinamiche della rete drenante attiva dei sottobacini O ed E, sono stati effettuati da aprile 2019 fino a giugno 2021, per un totale di 48 uscite in campo. Durante i periodi con i reticoli attivi la frequenza dei rilievi è stata mediamente settimanale o bisettimanale, e in qualche caso a cadenza sub-settimanale. Nei periodi estivi, invece, sono state effettuate ispezioni periodiche (circa ogni 20–30 giorni) per appurare la mancanza di deflussi superficiali. La sequenza temporale dei rilievi non è stata influenzata in modo significativo dalle condizioni meteorologiche, per cui le osservazioni sono state eseguite in diverse condizioni idrologiche e posticipate di 1–2 giorni solo in caso di forti piogge. Questa periodicità è stata in parte interrotta nel periodo marzo/aprile 2020 a causa della pandemia dovuta al Covid-19, non consentendo, quindi, di monitorare con adeguata frequenza le fasi di recessione di entrambi i sottobacini.

La strategia di mappatura è consistita nel percorrere l'intera rete di corsi d'acqua, partendo da valle verso monte lungo i canali e registrando le coordinate (utilizzando l'applicazione Geo Tracker, descritta in precedenza) e lo stato di specifici punti, definiti *nodi*, del reticolo. La distanza media tra nodi vicini è stata fissata a 20 m; tuttavia, in alcuni casi, condizioni morfologiche e vegetazionali avverse (soprattutto nel bacino O) non hanno consentito di mantenere una distanza uniforme su tutta la rete. Questi nodi consentono la ricostruzione degli schemi spaziali e temporali della rete fluente. Ciascun nodo è stato classificato come attivo quando c'era acqua corrente su di esso e secco in caso contrario (anche se con presenza di acqua stagnante). La nomenclatura usata per classificare i nodi del reticolo è la seguente:

- AN – “Active node”, nodo attivo (con acqua fluente);
- DN – “Dry node”, nodo non attivo (secco o con acqua stagnante);
- AC – “Active confluence”, confluenza attiva (acqua fluente su entrambi i canali);
- DC – “Dry confluence”, confluenza non attiva (canali secchi o con acqua stagnante);
- PAC – “Partial active confluence”, (confluenza con un solo canale con acqua fluente).

La distribuzione spaziale dei nodi è mostrata in Figura 14. La larghezza minima del deflusso d'acqua per identificare un nodo attivo è stata fissata a 10 cm. La soglia di 10 cm è stata scelta considerando diversi fattori. Innanzitutto, questa soglia è coerente con le risoluzioni che altre tecniche di rilevamento possono raggiungere, basate, ad esempio, su droni e sensori di presenza d'acqua. Inoltre, una larghezza inferiore a 10 cm è solitamente associata a flussi estremamente bassi (<0,1 L/s, circa). In tali condizioni, non è banale distinguere il deflusso superficiale dall'acqua stagnante o dal suolo saturo.

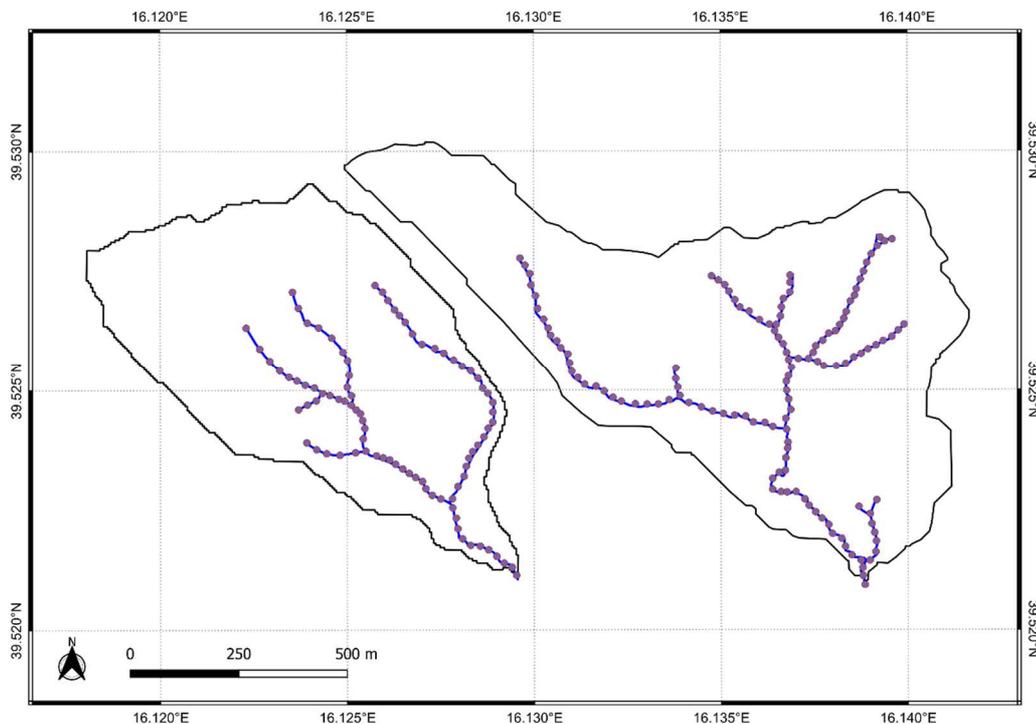


Figura 14. Distribuzione spaziale dei nodi per i sottobacini O ed E.

Le informazioni acquisite sul campo sono state archiviate in ambiente GIS, dove i nodi sono stati interpolati costruendo, per ogni rilievo, l'intera rete di drenaggio. Nello specifico, le reti di drenaggio totali sono state ricostruite da una combinazione di informazioni derivate da rilievi di campo e da fonti geografiche ufficiali, come il DTM e le ortofoto fornite dal Geoportale della Regione Calabria. Il DTM ha una risoluzione spaziale di 5 m ed è stato preliminarmente corretto con un algoritmo di rimozione dei "pits" per eliminare gli artefatti più evidenti. Le direzioni del deflusso e l'accumulo sono stati calcolati attraverso un classico algoritmo di tipo D8 (Jenson & Domingue, 1988). La coerenza delle direzioni di deflusso derivate dal DTM con le osservazioni è stata verificata sovrapponendo i nodi tracciati. Le incongruenze sono state risolte modificando manualmente il DTM, ma le differenze nelle posizioni non sono mai state maggiori di due celle (cioè < 10 m). I nodi rilevati sono stati collegati da tratti che seguono le griglie di accumulo del deflusso derivate dal GIS e da ciascuna cella della griglia tra due nodi osservati è stato estratto un nodo virtuale. Ciascun tratto è stato quindi impostato come attivo solo se entrambi i nodi a monte e a valle sono stati osservati come attivi. Successivamente, per ogni rilievo, ad ogni nodo è stata assegnata un'etichetta: *attivo* o *non attivo* che ha permesso di calcolare alcune proprietà, come la lunghezza della rete di drenaggio attiva (*active drainage network length* – ADNL) e la densità di drenaggio attivo (*active drainage density* – ADD). Inoltre, su ciascun tratto è stata quantificata la persistenza del drenaggio attivo durante il periodo di indagine, attraverso un indice di persistenza P_i calcolato come rapporto tra il numero di rilievi con il tratto classificato come attivo e il numero totale di rilievi (Durighetto et al., 2020). L'andamento dell'ADNL per tutti i rilievi, confrontata con le precipitazioni registrate dalla stazione meteo di Fitterizzi, è riportato in Figura 15.

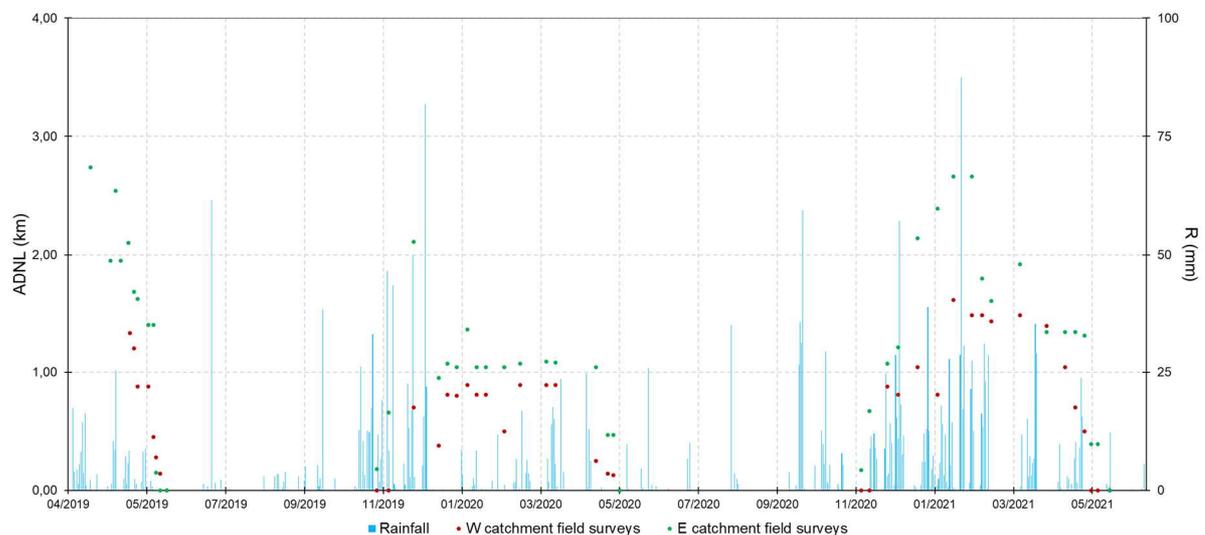


Figura 15. Andamento dell'ADNL osservata per tutto il periodo (aprile 2019 – giugno 2021), confrontata con le piogge (barre blu); i punti rossi e verdi sono riferiti ai sottobacini O ed E rispettivamente.

Sulla base dei rilievi fatti sui due sottobacini nell'intero periodo (aprile 2019 – giugno 2021), la rete di drenaggio (lunga 5.12 km) è stata classificata, in base alle dinamiche osservate, in:

- *temporanea* per l'89.4% della lunghezza totale (4.58 km);
- *secca* per il restante 10.6% della lunghezza totale (0.54 km).

In particolare, il sottobacino E ha avuto un comportamento temporaneo sull'intero reticolo, mentre quello ovest ha fatto registrare tratti sempre secchi (Figura 16).

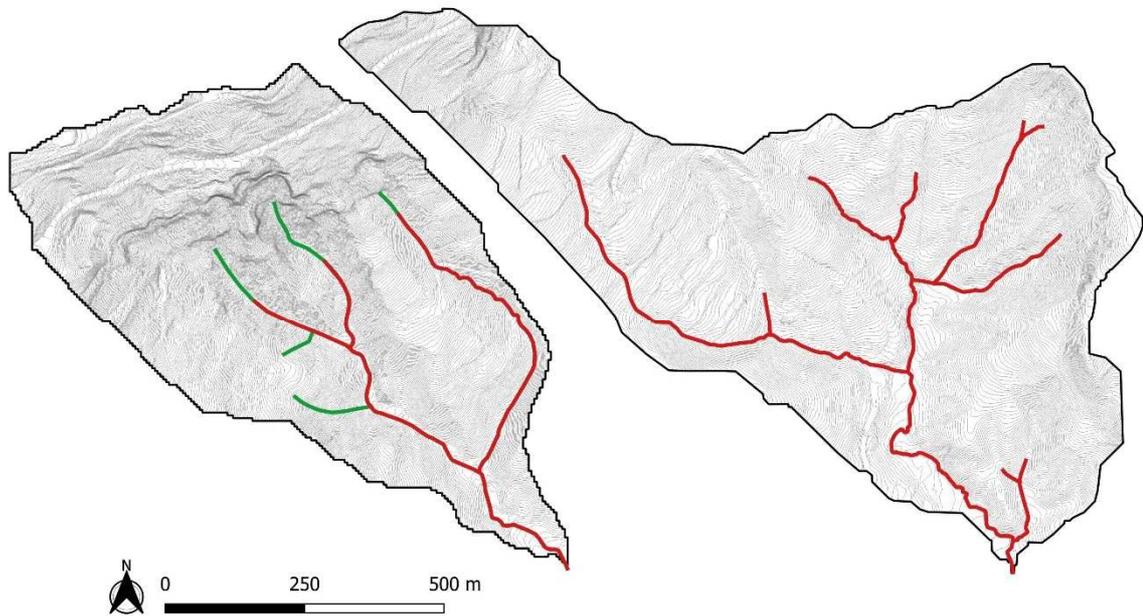


Figura 16. Classificazione, in base alle dinamiche osservate, della rete di drenaggio in temporanea (linee rosse) e secca (linee verdi). In totale la rete geomorfica è lunga 5.12 km, per 4.58 km è stata attiva nelle varie stagioni di monitoraggio, mentre per 0.54 km non ha mai fatto registrare acqua fluente.

3.3. Utilizzo di immagini RGB e TIR da drone a supporto del monitoraggio delle dinamiche

Considerando le difficoltà operative, spesso riscontrate, per il monitoraggio in sito della presenza/assenza di acqua nei canali, specie nelle zone di difficile accesso, oltre che per i tempi generalmente lunghi nel percorrere interi bacini, sono stati sperimentati dei metodi innovativi con l'utilizzo dei droni. In particolare, sono stati testati diversi tipi di sensori fotografici partendo dal semplice RGB, per passare poi alla termocamera, fino ad una camera multispettrale. L'intento è stato quello di valutare la reale efficienza di questi sistemi, a supporto del monitoraggio delle dinamiche dei reticoli fluviali, nell'individuare la presenza di acqua anche nelle zone impervie non accessibili da terra.

I primi test con i droni sono stati eseguiti avvalendosi dell'aerofotogrammetria tradizionale, ovvero quella fatta con le foto RGB. Tecnica di misura che, con l'avvento della *3D vision*, la disciplina che si occupa della rappresentazione tridimensionale sui dispositivi digitali, utilizzando gli innovativi algoritmi di *Structure from Motion* (SfM), è in grado di elaborare numerosissime immagini in tempi relativamente brevi.

Per il primo esperimento è stato realizzato un volo su un tratto del Turbolo lungo circa 2 km (Figura 17). Da questo rilievo è stata elaborata l'ortofoto di dettaglio, poi confrontata con quella ufficiale fornita dal Geoportale della Regione Calabria, che ha dimostrato l'ovvio vantaggio nell'aver una maggiore risoluzione del pixel a terra, ovvero del GSD (*ground sample*

distance), ai fini del riconoscimento della presenza di acqua nel canale. Per ricoprire l'intera area sono stati necessari 3 voli a 130 m di quota, sono state scattate circa 250 foto e battuti con GPS-GNSS di precisione 13 GCP (*ground control point*) per la corretta georeferenziazione del rilievo. Le immagini acquisite sono state elaborate su software fotogrammetrico che ha restituito la nuvola di punti densa (ovvero il modello 3D discreto) e l'ortofoto con GSD medio di 3 cm.

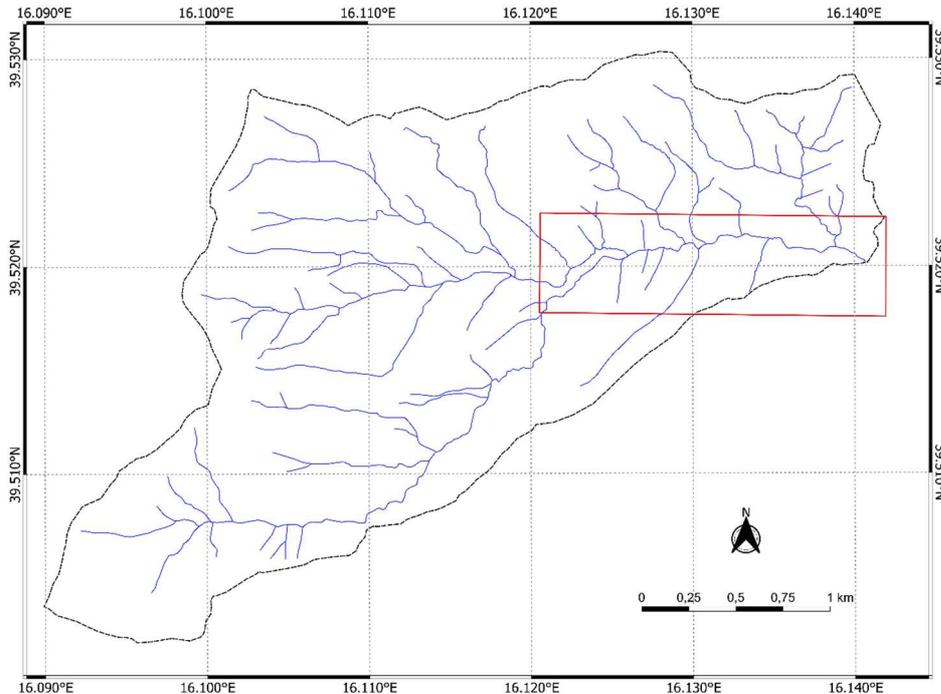


Figura 17. Poligono dell'area del primo rilievo aerofotogrammetrico da drone.

Successivamente è stata testata la possibilità di individuare la presenza di acqua nei canali, usando immagini termiche (TIR) riprese con il drone a supporto di quelle RGB (Micieli et al., 2022). L'approccio di telerilevamento basato su TIR si basa sull'analisi della radiazione infrarossa emessa da oggetti con una temperatura superiore a 0 Kelvin. L'intensità delle radiazioni emesse è correlata, così come dimostrato da Plank, alla temperatura degli oggetti che li emettono. Gli strumenti che indirettamente misurano in tal modo la temperatura sono le termocamere; queste, registrando l'intensità delle radiazioni infrarosse ad onda lunga provenienti da un qualsiasi corpo sono in grado di determinarne la temperatura superficiale, attraverso opportuni algoritmi di conversione dei valori rilevati dal sensore. Questi strumenti forniscono immagini radiometriche a singola banda (nell'intervallo $8 \mu\text{m} - 15 \mu\text{m}$), solitamente a 16 bit (range di valori 0–65.535), con valori dei pixel (*digital number*, DN) proporzionali alla radianza TIR. La temperatura misurata con la tecnica TIR è definita temperatura radiometrica (T_r), da distinguere dalla temperatura cinetica reale (T_k) misurata con dispositivi convenzionali, quali termometri e sonde a contatto standard. Dato che le misurazioni avvengono ad una certa distanza, quindi non a diretto contatto con gli oggetti, ciò che la termocamera registra è funzione di più fattori: emissività (ϵ), riflessione (ρ) e trasmissione (τ). Questi fattori indicano la capacità di un oggetto di emanare, riflettere e trasmettere rispettivamente raggi infrarossi. Nello specifico, emissività e riflessione dipendono dal materiale, dalle proprietà superficiali e dalla

temperatura dell'oggetto che si sta misurando, mentre la trasmissività dipende dal tipo e dallo spessore del materiale dell'oggetto. Dato che la gran parte dei materiali non sono trasmissivi per quanto concerne gli infrarossi ad onda lunga il relativo fattore può essere trascurato. Poi può succedere che anche la riflettanza sia trascurabile ma, in generale, non è così.

In termografia vale la Legge di Kirchhoff sulla radiazione, la quale afferma che la somma dei tre fattori pocanzi visti è sempre uguale all'unità: $\varepsilon + \rho + \tau = 1$, considerando che la trasmissione (τ) generalmente è trascurabile la formula precedente si semplifica come: $\varepsilon + \rho = 1$, la quale evidenzia la proporzionalità inversa tra riflessione ed emissività, ovvero oggetti poco emissivi rifletteranno un'elevata quantità di raggi infrarossi. In questo caso, si ottiene una misura della temperatura meno agevole, perché strettamente dipendente dalla compensazione della temperatura riflessa (RTC – reflected temperature compensation), la quale a sua volta deve essere impostata tra i parametri dello strumento di misura. Al contrario, per gli oggetti fortemente emissivi, quindi con basso fattore di riflessione, la temperatura si riesce a determinare più agevolmente. È importante sottolineare che l'RTC, così come il valore di emissività dell'oggetto analizzato, sono parametri da impostare manualmente sulla termocamera e dalla loro accuratezza dipende la precisione della temperatura stimata. I valori di emissività di gran parte dei materiali si reperiscono facilmente in letteratura. La riflessione, invece, per molte applicazioni di misura può essere considerata pari alla temperatura ambiente. L'acqua ha una bassa riflettanza nella banda TIR e di conseguenza un'emissività molto elevata (Lillesand et al., 2015), attestandosi a valori di circa 0,98-0,99, risultando quindi essenzialmente opaca. Per cui l'utilizzo della termografia da drone si rivela un'ottima scelta per discriminare la presenza di acqua nei canali del bacino di studio. Il contrasto termico tra acqua e suolo consente infatti, in generale, di ottenere immagini facilmente interpretabili.

Per i test è stato scelto un tratto del Turbolo, situato a 550 m a monte della sezione di chiusura di Fitterizzi. Il tratto prescelto, posto a 39.5214°N e 16.1346°E, è caratterizzato da un'ampiezza dell'alveo variabile da 1 m a 2.5 m circa e da una leggera pendenza (Figura 18). Nelle sezioni a monte e a valle del tratto, lungo circa 24 m, le quote variano rispettivamente da 198.2 m a 197.8 m s.l.m., definendo una pendenza media dell'1.7%, caratteristiche ben evidenti nella rappresentazione 3D in Figura 19. L'area è stata scelta per la presenza di tratti vegetati e tratti visibili sia dall'alto che da terra (Figura 18), consentendo un'ispezione visiva diretta delle condizioni idrologiche specifiche. Per generalizzare il più possibile l'analisi, il tratto è stato selezionato anche per la presenza di un guado, in corrispondenza del quale i confini del canale geomorfico sono meno netti. Per esplorare la più ampia varietà possibile di condizioni meteorologiche che caratterizzano il sito di studio, acquisendo dunque dati in condizioni le più disparate possibili, i rilievi sono stati effettuati in tre diverse date: 22 ottobre 2019 (mezza stagione), 15 febbraio 2020 (stagione fredda) e 16 luglio 2020 (stagione calda).

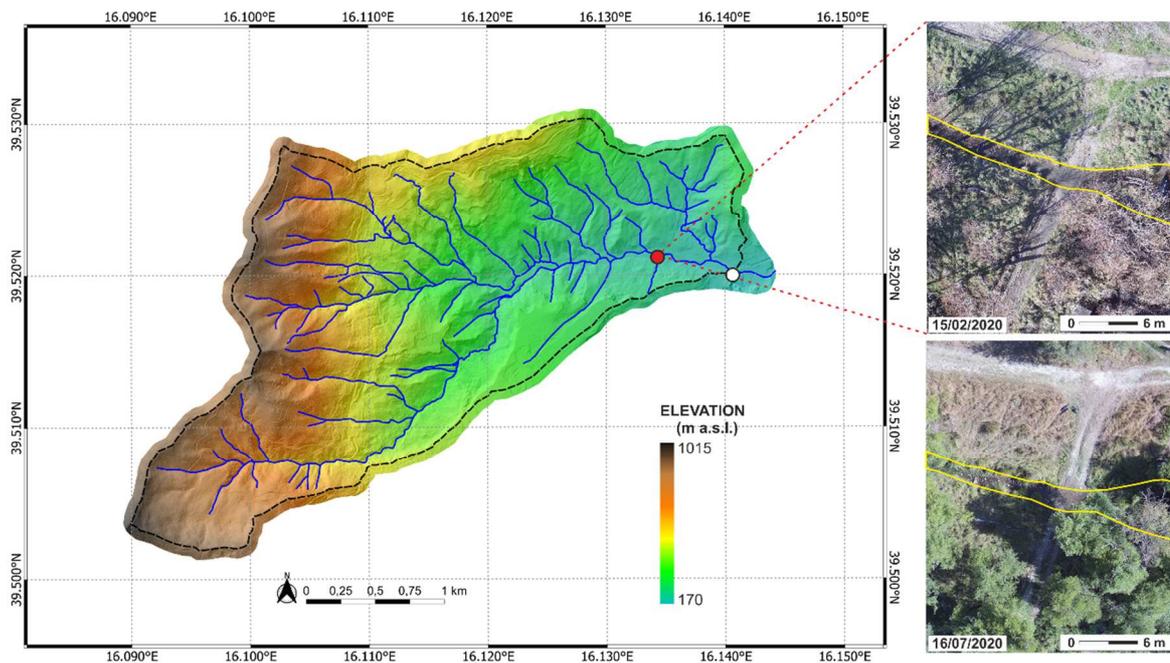


Figura 18. Ubicazione dell'area ripresa con il drone (punto rosso). Nelle foto a destra scattate in due date diverse (inverno ed estate), con le linee gialle è delimitato il canale geomorfico. Il guado attraversa il canale quasi perpendicolarmente. Da notare il diverso grado di visibilità del canale dall'alto, dovuto alla presenza, a tratti, di vegetazione alta, spoglia in inverno e folta d'estate.



Figura 19. Rappresentazione 3D dell'area rilevata con il drone (poligono rosso) su DTM ad alta risoluzione (20 cm) a sinistra e su ortofoto a destra, con quote rappresentate dalle curve di livello.

I rilievi sono stati effettuati usando la termocamera Zenmuse XT2 (Figura 13), che acquisisce contemporaneamente immagini RGB e TIR. Come specificato in Tabella 3 i due sensori hanno caratteristiche ottico-geometriche differenti, che insieme alla leggera distanza fisica tra loro, rendono non semplice la sovrapposizione tra le immagini. Infatti, a parità di distanza di ripresa, le immagini RGB hanno un GSD minore ed un abbracciamento (o campo inquadrato *Field Of View* – FOV) maggiore di quelle termiche. Per poter sovrapporre le due immagini è necessario quindi ritagliare le RGB ed eventualmente ricampionarle alla stessa risoluzione delle TIR, qualora si volesse avere lo stesso GSD, per confronti pixel su pixel. Tuttavia, va sottolineato che nonostante i sensori siano molto vicini, l'inevitabile disassamento tra i loro

centri di presa non garantirà mai una sovrapposizione perfetta tra le aree inquadrare per le piccole differenze prospettiche.

I voli sono stati programmati scegliendo in primis un GSD rappresentativo per la termocamera, dato che è il sensore a risoluzione minore. Per valutare, inoltre, eventuali effetti sulle misure di radianza termica dovuti agli agenti atmosferici sono state scelte due quote differenti per l'acquisizione delle immagini. Le quote sono state definite a partire dai valori dei GSD prescelti, che sono stati per la termocamera di 2 e 5 cm. Considerando che il GSD dipende dalle caratteristiche fisiche dei sensori fotografici e dalla distanza di ripresa, secondo la nota relazione:

$$GSD = (\text{pixel size} * h) / f \quad (2)$$

con h = quota di volo, f = focale e pixel size = dimensione del pixel del sensore, sono state calcolate le altezze di volo, risultate pari a 22 m per GSD = 2 cm e 56 m per GSD = 5 cm. Il sensore RGB a queste altezze ha restituito fotogrammi con GSD di 0.5 cm e 1.3 cm rispettivamente. Per ogni rilievo sono stati realizzati voli ad orari differenti, al fine di testare la risposta della termocamera alle diverse condizioni meteorologiche giornaliere, soprattutto in funzione dell'escursione termica dell'acqua e dell'atmosfera. La Tabella 4 riporta in sintesi tutti i dati dei voli realizzati nelle tre diverse date.

Tabella 4. Specifiche dei voli realizzati.

Data	Numero voli	Ora	Quota volo (m)	GSD (cm)	Set immagini RGB-TIR
22/10/2019	3	09:15; 12:45; 16:00			6
15/02/2020	2	07:30; 15:30	22; 56	2; 5	4
16/07/2020	9	06:00 – 14:00 ¹			18

¹Un volo ogni ora.

Per ogni volo il drone è stato portato a 22 m di quota e scattato in nadirale il primo set d'immagini RGB-TIR, poi, sulla stessa verticale, a 56 m, è stato ripreso l'altro set RGB-TIR. I voli sono stati effettuati in modalità di guida manuale, verificando le altitudini direttamente sul radiocomando del drone, che permette un controllo in tempo reale della scena ripresa per entrambi i sensori, rendendo più semplice inquadrare la stessa area. Le quote di volo sono riferite alla posizione dell'operatore (*home*), che è stata la stessa per tutti i rilievi.

Durante i voli sono state registrate le temperature cinetiche dell'acqua (T_{kw}) e dell'aria (T_{ka}). La temperatura dell'acqua è stata misurata con una sonda termometrica manuale (sensore di temperatura sonda YSI EXO2, avente una risoluzione di 0,001 °C e una precisione di $\pm 0,2$ °C), la temperatura dell'aria attraverso la vicina stazione meteorologica Fitterizzi (risoluzione di 0,1 °C, precisione di $\pm 0,2$ °C) gestito dall'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente (ARPACal). Questa stazione ha anche fornito le misure di precipitazioni, umidità relativa e pressione dell'aria, velocità e direzione del vento e radiazione solare, dalle quali sono stati calcolati anche i valori di evapotraspirazione potenziale. I dati di temperatura cinetica sono stati utilizzati per definire i contrasti termici tra acqua e aria ($\Delta T_{k a-w}$) contestualmente all'acquisizione delle immagini UAV (Tabella 5). Inoltre, si è tenuto conto della presenza di pozze d'acqua stagnante al di fuori del canale geomorfico, in modo da poterle considerare come pixel acqua (*water pixel*) nelle immagini termiche nelle fasi di post-processing.

Tabella 5. Temperatura cinetica di acqua (Tkw) e aria (Tka) e loro differenza ($\Delta T_k a-w$), misurate durante i voli.

Data	Ora	Tkw (°C)	Tka (°C)	$\Delta T_k a-w$ (°C)	ΔT_{kw}^1 (°C)	Δt_{ka}^1 (°C)
22/10/2019	09:15	14.1	15.8	1.7		
	12:45	15.9	24.8	8.9	2.4	10.0
	16:00	16.5	25.8	9.3		
15/02/2020	07:30	7.6	8.1	0.5	3.2	7.9
	15:30	10.8	16	5.2		
16/07/2020	06:00	18.9	18.3	-0.6		
	07:00	18.8	20.5	1.7		
	08:00	19.2	25.0	5.8		
	09:00	19.6	27.0	7.4		
	10:00	20.4	27.6	7.2	3.9	10.2
	11:00	21.1	28.0	6.9		
	12:00	21.7	28.2	6.5		
	14:00	22.7	28.2	5.5		

¹ variazione massima di temperatura di acqua e aria durante i voli.

Le immagini TIR sono state scattate in formato TIFF a 16 bit, per avere il maggior numero di tonalità di grigio possibili (valori dei *digital number* – DN compresi tra 0 e 65536), proporzionali ai valori di radianza emessa dagli oggetti inquadrati. I valori dei DN non sono stati convertiti in temperatura sia perché offrivano una dinamica che ben evidenziava i contrasti di radianza, che per la futilità dei valori di temperatura per gli scopi dei test sperimentali in oggetto. Le immagini RGB sono state utilizzate per supportare i rilievi diretti a terra e consentire la delimitazione su QGIS del canale morfologico e riconoscere aree campione (denominate matrici di controllo – *control matrix*) su acqua, suolo e vegetazione. Queste *control matrix* sono state utilizzate per definire la firma della radiazione termica di acqua, suolo e vegetazione, per ogni singolo rilievo, in modo da poterne confrontare i range di valori. Nello specifico, l'elaborazione di ogni coppia di immagini RGB e TIR è consistita nelle seguenti fasi:

1. sovrapposizione dell'immagine TIR su quella RGB, attraverso un processo di allineamento manuale, che ha permesso di ritagliare con la massima precisione possibile la RGB (operazione necessaria visto che quest'ultima ha risoluzione e FOV diversi della TIR);
2. ricampionamento dell'immagine RGB alla stessa risoluzione della TIR (ovvero 640x512 pixel), in modo da avere lo stesso GSD e poterle caricare e scalare su QGIS uniformemente, senza necessariamente georeferenziarle;
3. scelta della scala di colore più adeguata a rappresentare l'immagine TIR in QGIS, nella modalità false color;
4. delineamento dei bordi del canale sull'immagine RGB, con l'ausilio di shape linea su QGIS;
5. delimitazione delle *control matrix*, disegnando sull'immagine RGB poligoni regolari su zone adeguatamente rappresentative dei tre diversi soggetti (acqua, suolo e vegetazione);
6. sovrapposizione dei tre poligoni delle *control matrix* sull'immagine TIR, dai quali sono calcolati i valori massimo e minimo dei relativi DN, per definirne la firma termica, denominati, W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} , per acqua, suolo e vegetazione rispettivamente.

La scelta di disegnare poligoni di forme geometriche regolari è dovuta sia alla semplicità nel poterli replicare su altri set di immagini, sia alla sicurezza di avere al loro interno solo pixel appartenenti al tipo di soggetto campionato (acqua, suolo o vegetazione). In Figura 20 è riportato un esempio della delimitazione delle *control matrix* su un'immagine RGB, poi sovrapposti sulla relativa immagine TIR.

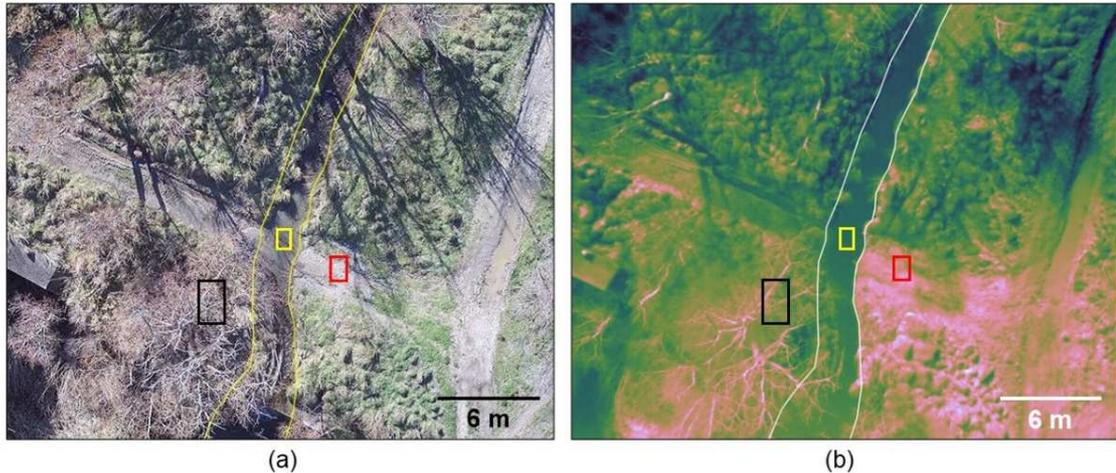


Figura 20. Esempio di delimitazione dei poligoni delle *control matrix* di acqua (poligono giallo), suolo (poligono rosso) e vegetazione (poligono nero) sull'immagine RGB (a) e sovrapposti sull'immagine TIR (b).

Le tre firme di radiazione termica calcolate sono state confrontate per tutti i rilievi. In particolare, la firma di radiazione termica dell'acqua è stata usata come range per identificare i potenziali pixel acqua sull'intera immagine TIR, in altre parole si è posta l'ipotesi che solo i pixel con valori compresi nel range dei DN della *control matrix* dell'acqua fossero effettivamente interessati dalla presenza d'acqua sulla loro superficie. La distribuzione temporale di tutti i DN e le temperature cinetiche di acqua (TKw) e aria (TKa) sono state confrontate per ogni giornata di rilievo. È stata poi valutata l'efficienza del metodo RGB-TIR, distinguendo tra i casi in cui i pixel acqua sono stati distinti correttamente rispetto a quando non è stato possibile. Tutti i risultati sono stati infine analizzati e confrontati in funzione di alcuni parametri meteo-climatici: temperature cinetiche di acqua (TKw) e aria (TKa), radiazione solare (Rs) ed evapotraspirazione accumulata (ETacc).

3.4. Utilizzo di immagini Vis-NIR e TIR da drone a supporto del monitoraggio delle dinamiche

Nel contesto del lavoro di tesi sono stati eseguiti alcuni esperimenti anche con la camera multispettrale MAIA M2 (Figura 13), sempre finalizzati all'individuazione dei pixel acqua, congiuntamente all'uso della termocamera. Al contrario degli esperimenti precedenti, in questo caso non è stata eseguita un'analisi sulle singole immagini, come per i test descritti nel paragrafo precedente, ma è stato sperimentato, per entrambi le camere, il processo fotogrammetrico per estrapolarne l'ortofoto. La camera MAIA M2 è dotata di 4 sensori sensibili alle singole bande: R (rosso), G (verde), B (blu) e NIR (vicino infrarosso), denominati nel seguito

Vis–NIR. Questa camera acquisisce contemporaneamente 4 immagini nelle diverse bande in formato RAW, a 8 o 12 bit. Lo specifico modello usato nei test è stato adattato al drone DJI Matrice 200, dal quale acquisisce solo l'alimentazione elettrica, mentre gli scatti si attivano manualmente dalla centralina di controllo annessa con frequenza di 1 secondo. È dotata inoltre di sistema di posizionamento GPS – RTK integrato, che permette di registrare per ogni set di immagini (Vis–NIR) le coordinate geografiche nel sistema WGS84 con estrema precisione, favorendo sia i processi di elaborazione fotogrammetrica che la georeferenziazione degli elaborati. Tenendo conto della risposta spettrale di acqua, suolo e vegetazione (Figura 1), è stata scelta una banda NIR (825–950 nm, Tabella 2), adeguatamente distanziata dal bordo rosso (la più bassa frequenza del visibile, 630–690 nm, Tabella 3). Infatti, nella banda NIR sia il suolo che la vegetazione hanno una riflettanza che raggiunge valori che superano il 40–45%, a differenza dell'acqua che si attesta su valori ben al disotto del 10%. In considerazione di questo notevole contrasto si dovrebbe, in teoria, facilitare la distinzione dei pixel acqua da tutto il resto. I pixel acqua dovrebbero infatti localizzarsi sempre nella parte sinistra della distribuzione di frequenza di un'immagine NIR in contesti che abbiano caratteristiche analoghe a quello del bacino di studio, ovvero aree con presenza di suolo nudo, vegetazione e canali fluviali. Per meglio evidenziare i netti contrasti tra acqua ed ambiente circostante la camera Vis–NIR è stata impostata a 8 bit. La scelta di associare al NIR le bande del visibile RGB è scaturita principalmente dal voler stimare la validità dell'indice NDWI (calcolato con NIR e G, eq. 1) nell'estrapolare i pixel acqua e dalla possibilità di ricostruire, se necessario, le immagini in tricromia RGB.

Per i test sono state scelte due aree (Figura 21): una sullo stesso tratto del torrente Turbolo dei rilievi TIR–RGB precedenti (denominata Area 1), con presenza di deflusso perenne, ricoprendo però una superficie più estesa e un'area del sottobacino E (Area 2), su un tratto di canale già classificato come temporaneo (Figura 16).

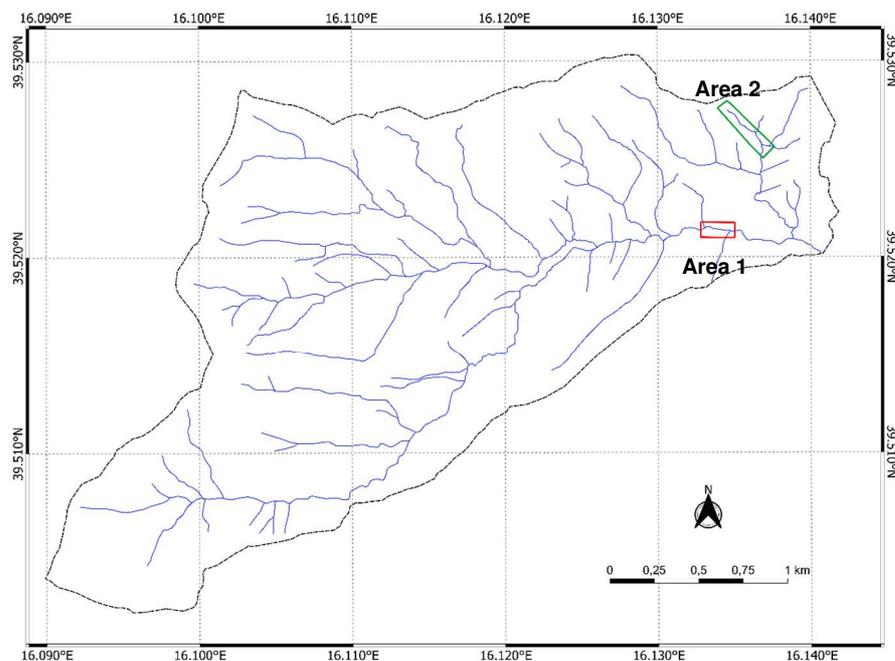
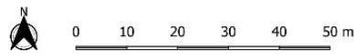
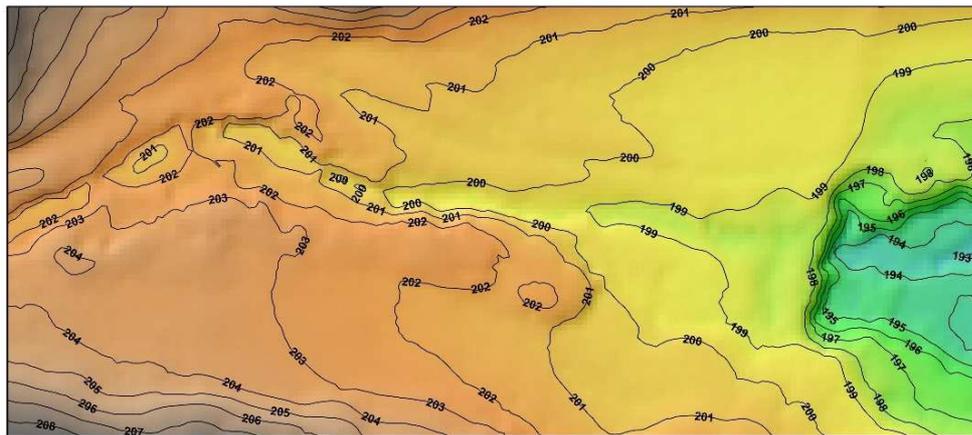
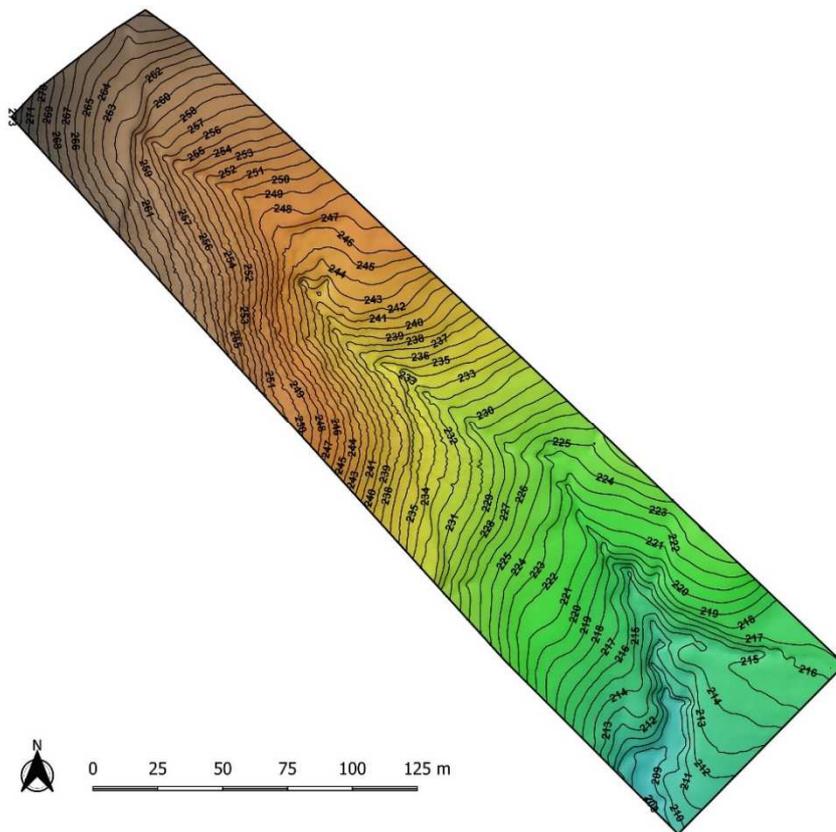


Figura 21. Ubicazione aree rilievi multispettrali con drone, eseguiti in data 11 novembre 2021 (Area 1, poligono rosso) e 16 dicembre 2021 (Area 2, poligono verde).

Le caratteristiche morfologiche dell'Area 1 sono mostrate in Figura 22a, le quote minima e massima relative al tratto del canale sono 193.0 m e 201.85 m rispettivamente, la sua lunghezza è di 197 m, con una pendenza media del 4.5%, con sezioni di larghezza compresa mediamente tra 2 e 4 m. L'Area 2, invece, è caratterizzata da un dislivello, relativo al canale principale, di 53 m (Figura 22b), con sezioni variabili da 30–40 cm (soprattutto il tratto più a monte) ad un valore massimo di 2 m (in casi isolati). La lunghezza del canale principale è pari a circa 340 m, con pendenza media del 15.6%.



(a)



(b)

Figura 22. DTM con curve di livello (equidistanza 1 m) e quote dell'Area 1 (a) e dell'Area 2 (b).

I rilievi sono stati effettuati in due giornate diverse: l'11 novembre 2021 per l'Area 1 ed il 16 dicembre 2021 per l'Area 2. In questi casi sono stati pianificati dei voli automatici in configurazione fotogrammetrica, in modo da ottenere immagini ortorettificate nelle diverse bande riprese e poterle così georeferenziare e consentire inoltre le operazioni di calcolo degli indici NDWI.

I rilievi sono stati eseguiti in momenti diversi della giornata, equipaggiando alternativamente il drone con i diversi sensori (termocamera, camera multispettrale e fotocamera RGB). In particolare, la fotocamera RGB è stata usata per elaborare un'ortofoto che rispecchiasse le condizioni dei siti al momento dei rilievi, mentre le altre due camere per elaborare le relative mappe multi-banda ortorettificate. In Tabella 6 sono riportati tutti i dati dei voli realizzati nelle due giornate.

Tabella 6. Specifiche dei voli congiunti RGB-TIR, Vis - NIR.

Area	Data	Sensore	Numero voli	Ora	Quota volo (m)	GSD (cm)	Numero di scatti per volo
1	11/11/2021	TIR	2	10:00; 14:00	45	5	150
		RGB	1	10:10	120	1.5	44
		Vis-NIR	2	10:15; 14:10	75	3	296*
2	16/12/2021	TIR	2	13:15; 15:45	56	5	200
		RGB	1	09:45	120	1.5	88
		Vis-NIR	3	10:30; 13:00; 15:30	75	3	380*

*Set di immagini Vis-NIR.

Le fasi di pianificazione ed esecuzione dei voli sono state:

1. delimitazione dei poligoni di volo (uno per ogni area);
2. programmazione dei voli scegliendo la quota in funzione dei GSD prescelti per ogni tipo di sensore;
3. rilievo dei ground control point (GCP), per la georeferenziazione delle immagini;
4. esecuzione dei voli agli orari prestabiliti.

Le fasi di post-processing per l'estrapolazione, attraverso il processo fotogrammetrico, delle immagini ortorettificate seguono iter preliminari diversi. In particolare, per le immagini multispettrali Vis-NIR è necessaria una conversione in TIFF dei file acquisiti in formato RAW, utilizzando un software proprietario, che ne consente inoltre la calibrazione, in funzione della radiazione solare misurata, contemporaneamente agli scatti, da un apposito sensore integrato alla camera multispettrale. Questa calibrazione, eseguita in automatico dal software e senza l'utilizzo di specifici pannelli a riflettanza nota, non è finalizzata a restituire immagini con valori di riflettanza assoluti, ma immagini a 8 bit con DN compresi tra 0 e 255, proporzionali alla riflettanza di ogni singola banda emessa dagli oggetti inquadrati. Questo processo di auto-calibrazione consente di calcolare i vari indici spettrali, come l'NDWI.

Per la termocamera, al fine di poter estrapolare un'ortofoto termica è necessario che le immagini abbiano dei contrasti di radiazione termica sufficienti, condizione che spesso non si verifica (Maes et al., 2017), facendo fallire ogni tentativo, come avvenuto nel volo del

pomeriggio dei rilievi fatti l'11 novembre 2021 e in entrambi quelli del 16 dicembre 2021. L'unico volo che ha consentito di estrapolare l'ortofoto termica è stato quello della mattina dell'11 novembre 2021, volo realizzato in condizioni di cielo soleggiato, mentre per tutti gli altri voli il cielo è stato per lo più coperto da nubi. Si sottolinea che per riuscire ad elaborare l'ortofoto è stato comunque necessario applicare uno stretch automatico alle immagini termiche, esaltandone i contrasti, affinché il software fotogrammetrico riuscisse ad identificare i punti di correlazione tra le diverse immagini, fondamentali per la ricostruzione del modello ortorettificato. Lo stretch suddetto è stato applicato anche agli altri voli TIR, ma senza utile riscontro. Per elaborare l'ortofoto delle immagini RGB è bastato seguire il workflow classico del processo fotogrammetrico basato sugli algoritmi SfM, che consiste in:

1. inserimento delle coordinate dei centri di presa in ogni immagine, se non già contenute nei metadati, registrati dai sistemi GPS del drone;
2. allineamento delle immagini, che il software esegue attraverso l'identificazione dei punti di correlazione (*tie point*) tra immagini adiacenti;
3. elaborazione della nuvola di punti sparsa;
4. inserimento dei ground control point (GCP) rilevati e loro collimazione;
5. elaborazione della nuvola di punti densa;
6. estrazione dell'ortofoto.

Questo workflow è stato applicato anche alle immagini NIR e G calibrate della camera multispettrale, elaborando le relative ortofoto.

Nell'unica ortofoto TIR ottenuta nelle due giornate di rilievi, applicando lo stesso criterio del metodo adoperato per i test realizzati il 22 ottobre 2019, il 15 febbraio 2020 ed il 16 luglio 2020, è stata rappresentata in QGIS la mappa con i soli pixel acqua.

Per ogni ortofoto NIR e G è stato calcolato in QGIS anche l'indice NDWI, scegliendo la soglia che meglio individuava i pixel acqua. Per le sole ortofoto NIR è stata scelta una soglia, partendo dall'analisi della distribuzione di frequenza, che distingueva i pixel acqua da tutto il resto; ciò è stato fatto rappresentando l'immagine NIR in *false color*, classificandola in due sole classi e variando la soglia tra queste fino a quando la classe inferiore conteneva solo pixel acqua, verificandone la veridicità sia sulla corrispondente ortofoto RGB, che su punti con presenza di acqua accertata direttamente in sito. L'accuratezza dei risultati è stata valutata confrontando l'efficacia dell'indice NDWI, della sola banda NIR e della TIR, nel riconoscere correttamente i pixel acqua.

3.5. Modellazione statistica della lunghezza della rete di drenaggio attiva

La modellazione statistica della lunghezza della rete di drenaggio attiva (ADNL) è stata realizzata, prima per il periodo di recessione monitorato da aprile a giugno del 2019 (Senatore et al., 2021), partendo dall'approccio adottato da Durighetto et al. (2020), introducendo alcuni nuovi elementi per rappresentare la peculiarità del clima nell'area di studio e la stagionalità

del regime di deflusso. Nel modello si assume che l'ADNL sia linearmente dipendente dalla precipitazione in eccesso antecedente EP_T (mm) accumulata durante i T giorni precedenti:

$$ADNL(t) = K_{EP} \cdot EP_T(t) \quad (2)$$

dove k_{EP} (km mm^{-1}) è un parametro che rappresenta il tasso di aumento dell'ADNL per unità di EP_T .

EP_T è calcolato integrando l'eccesso di precipitazione giornaliera EP (mm/d) nel periodo T:

$$EP_T(t) = \int_{t-T}^t EP(\tau) d\tau \quad (3)$$

dove $EP(t) = R(t) - ET_c(t)$, con R (mm d^{-1}) precipitazione giornaliera ed ET_c (mm d^{-1}) evapotraspirazione giornaliera della coltura.

ET_c può essere calcolato utilizzando un coefficiente di coltura K_c (Allen et al., 1998):

$$ET_c = k_c \cdot ET_0 \quad (4)$$

dove ET_0 è l'evapotraspirazione giornaliera della coltura di riferimento stimata con i dati della stazione meteo di Fitterizzi. Si evidenzia che nel modello la precipitazione giornaliera in eccesso è stata forzata ad essere positiva o nulla.

La precipitazione in eccesso accumulata nel periodo T nell'equazione 2 tiene conto dell'acqua disponibile per il deflusso diretto o immagazzinata e rilasciata in seguito. La calibrazione del modello è stata basata sui parametri k_c , k_{EP} , e T, secondo la seguente procedura:

- i parametri k_c e T sono stati stimati massimizzando l' R^2 cercando in un dominio bidimensionale in cui sono stati assunti intervalli fisicamente ragionevoli tra (0, 1) per k_c e (0, 60 giorni) per T;
- fissati i valori di k_c e T, è stata utilizzata la regressione lineare (che minimizza la somma dei quadrati dei residui) per stimare k_{EP} .

Successivamente questo stesso modello è stato adoperato per l'analisi sui tre anni di monitoraggio realizzato sui sottobacini O ed E. Per fare questo è stato necessario implementare alcuni dati meteo mancanti della stazione di Fitterizzi, al fine di calcolare i valori di evapotraspirazione, attraverso i dati forniti dalla vicina stazione meteo di Cavallerizzo, installata per le attività del progetto DyNET (Figura 11). Tramite interpolazione lineare è stata eseguita una operazione di "gap filling" tra le due stazioni meteo ed è stato possibile ricavare i dati mancanti necessari per il prosieguo dello studio. I dati rilevati sono: mm di pioggia (media giornaliera, media minime e media massime); temperatura (media, minima e massima); umidità dell'aria (media, minima e massima); velocità del vento e radiazione solare. Dati che sono stati utilizzati per stimare i valori di evapotraspirazione giornaliera di riferimento ET_0 , avvalendosi di formulazioni di Penmann – Montheit.

Nell'area di studio l'avvento di alte temperature, tipicamente dalla tarda primavera, porta ad un aumento significativo e piuttosto repentino dell'evapotraspirazione, rendendo inefficaci gli occasionali rovesci di pioggia per la ricarica delle acque sotterranee. Pertanto, nel modello, il termine EP_T tende a zero piuttosto rapidamente (a seconda di T), determinando il completo prosciugamento della rete di deflusso.

3.6. Modellazione della distribuzione spaziale della rete di drenaggio attiva

La variabilità spaziale della rete di drenaggio è strettamente dipendente dalle caratteristiche geologiche e geomorfologiche del bacino. Pertanto, non si può prescindere dalla conoscenza delle interazioni che la rete stessa ha con il sottosuolo, rendendosi quindi necessaria una modellazione che tenga conto di questi fattori ad elevato grado di eterogeneità, anche in condizioni geomorfologiche simili. L'influenza degli attributi topografici e geologici sui modelli spaziali della persistenza del deflusso non è stata ancora definita con precisione. Godsey & Kirchner (2014) mostrano che la rete di drenaggio attiva si espande e si contrae in risposta alle variazioni degli afflussi di acque sotterranee e che queste dinamiche sono il risultato dei cambiamenti idrologici nei bacini idrografici e non la causa. Rimarcano fortemente l'esigenza di capire le interazioni, nei punti di transizione, tra il deflusso superficiale e quello del sottosuolo.

Per tale ragione, per la recessione relativa al periodo aprile giugno 2019, è stato adottato un approccio innovativo che partendo dalla lunghezza totale della rete di drenaggio attiva (la cui estensione è stimata sulla base di una finestra temporale mobile in cui viene calcolata dinamicamente l'eccesso di precipitazione antecedente) si focalizza poi sull'allocazione della lunghezza totale stimata nello spazio, a seconda delle caratteristiche geomorfologiche o geologiche locali. Per fare questo le informazioni relative ai nodi rilevati sono state trasferite alle celle della griglia che compongono il DTM, fornito dal Geoportale della Regione Calabria, con risoluzione di 5m, in modo da rappresentare l'area di studio attraverso una griglia regolare.

Ciò è stato fatto in QGIS convertendo il reticolo idrografico da vettoriale a puntuale, con la funzione "estrai vertice", che però crea un punto in corrispondenza di ogni spezzata e quindi non ad intervalli regolari. Perciò lo shape generato è stato modificato manualmente in modo da posizionare un nodo per ogni cella del reticolo, che assume valori 1 se attivo e 0 se secco.

La persistenza del deflusso è direttamente legata alle caratteristiche topografiche, le quali possono quindi essere usate per valutare la distribuzione spaziale dell'ADNL.

La topografia, di fatto, svolge un ruolo primario negli effetti prodotti dal drenaggio gravitazionale all'interno di un bacino. Lo sviluppo di tecniche informatiche associate alla maggiore disponibilità di dati sul terreno ha favorito la produzione di modelli fisicamente basati distribuiti, che hanno una variabilità spaziale topografica integrata nella loro struttura. In molti di questi modelli la *feature* topografica che influenza maggiormente le prestazioni del modello è l'indice di umidità topografico TWI (eq. 5), un parametro sviluppato la prima volta da Beven & Kirkby (1979), ampiamente usato in letteratura (ad es. Mendicino G. & Sole A., 1997; Jensen

et al., 2018, 2019; Shaw et al., 2017). Altro parametro adoperato, anche se in minor misura del precedente è l'indice di posizione topografica TPI (eq. 6).

Il TWI è definito dalla relazione:

$$TWI = \ln (As / \tan\beta) \quad (5)$$

in cui il termine As rappresenta l'area contribuente per unità di superficie, ossia l'area sottesa da una determinata sezione per ogni cella, e β individua per ogni cella la pendenza della stessa.

L'indice TPI è definito come:

$$TPI = Z_0 - \sum_{i=1}^8 Z_i / 8 \quad (6)$$

dove Z_0 è la quota della cella centrale in esame e Z_i la quota delle otto celle circostanti.

Questi indici sono stati calcolati a partire dal raster del modello digitale del terreno (DTM – digital terrain model) con risoluzione a 5 m, fornito dal Geoportale della Regione Calabria, attraverso algoritmi presenti nelle librerie di QGIS.

Dal punto di vista fisico, data la proporzionalità inversa con la pendenza, l'indice TWI evidenzia come nei pendii più scoscesi la possibilità di accumulo di acqua è inferiore a quella delle zone pianeggianti, dove l'acqua può ristagnare e gradualmente infiltrarsi nel terreno. Il TWI è pertanto in grado di dare indicazioni sulla variabilità spaziale dell'umidità del suolo e quindi sulle caratteristiche del reticolo topografico.

Se si assume che la persistenza del deflusso superficiale in una data cella di griglia dipenda direttamente dal TWI, allora è possibile distribuire spazialmente la rete attiva sull'intera rete di drenaggio. Ciò può essere ottenuto allocando la rete attiva a partire dalla cella con il valore di TWI più alto e proseguendo gradualmente con le celle con valori di TWI sempre minori fino a raggiungere un valore soglia che corrisponde a una lunghezza di rete pari alla lunghezza della rete di drenaggio attiva ADNL (osservata o modellata).

Questo approccio può essere perseguito una volta definita una corrispondenza biunivoca tra lunghezza della rete e valori TWI. Nello specifico:

1. se due celle della griglia sono collegate lateralmente (cioè nelle direzioni NS o EO), la lunghezza associata del canale è uguale alla dimensione (risoluzione) della cella l ;
2. se due celle sono collegate diagonalmente (direzioni NW–SE o NE–SW), la lunghezza associata è pari a $\sqrt{2} * l$;
3. nel caso di celle isolate, la lunghezza associata può essere assunta arbitrariamente tra 0 e $\sqrt{2} * l$ (nel nostro caso è stata fissata una lunghezza pari a 0,5 l).

In alcuni casi, in funzione di alcune caratteristiche geologiche particolari riscontrate in sito, la regola generale della dipendenza da valori TWI più elevati può essere modificata privilegiando o penalizzando tratti che presentano tali peculiarità. In particolare, se si individuano

sorgenti permanenti o semipermanenti, le celle attive possono essere allocate prevalentemente a valle delle sorgenti, sempre seguendo la regola del TWI più alto che si limita però ai canali di valle fino al raggiungimento dello sbocco. Naturalmente questo approccio non può prescindere da un'accurata conoscenza della pedolitologia e della geologia del substrato roccioso dell'area di studio.

L'accuratezza del modello è stata valutata attraverso confronti cella per cella che hanno coinvolto, per ogni rilievo, tutte le celle della rete di drenaggio geomorfico. I risultati sono stati riassunti in matrici di confusione, dalle quali, per ogni rilievo, è stato ottenuto un indice di accuratezza (A_i), definito da:

$$A_i = \frac{VP + VN}{VP + VP + FP + FN} \quad (7)$$

dove VP e VN , rappresentano le celle correttamente modellate come attive (VP – veri positivi) e non attive (VN – veri negativi), rispettivamente; FP (falsi positivi) le celle erroneamente modellate come attive ed FN (falsi negativi) le celle erroneamente modellate come non attive.

4. RISULTATI E DISCUSSIONE

4.1. Rilievi RGB-TIR su un tratto del Turbolo

I risultati dei rilievi RGB-TIR realizzati in tre diverse stagioni hanno delineato un quadro sufficientemente esaustivo sulle potenzialità del metodo sperimentale proposto, finalizzato al rilevamento a distanza della presenza di acqua nei canali (Micieli et al., 2022).

Per quanto concerne i risultati ottenuti si parte con il mostrare l'evoluzione temporale dell'intervallo dei DN (min-max) delle matrici di controllo di acqua (W_{DN}), suolo (S_{DN}) e vegetazione (V_{DN}) e le temperature cinetiche dell'acqua (T_{kw}) e dell'aria (T_{ka}) misurate per tutti i 14 voli, suddivisi per ciascuno dei tre giorni di rilievi e quote di volo (Figura 23).

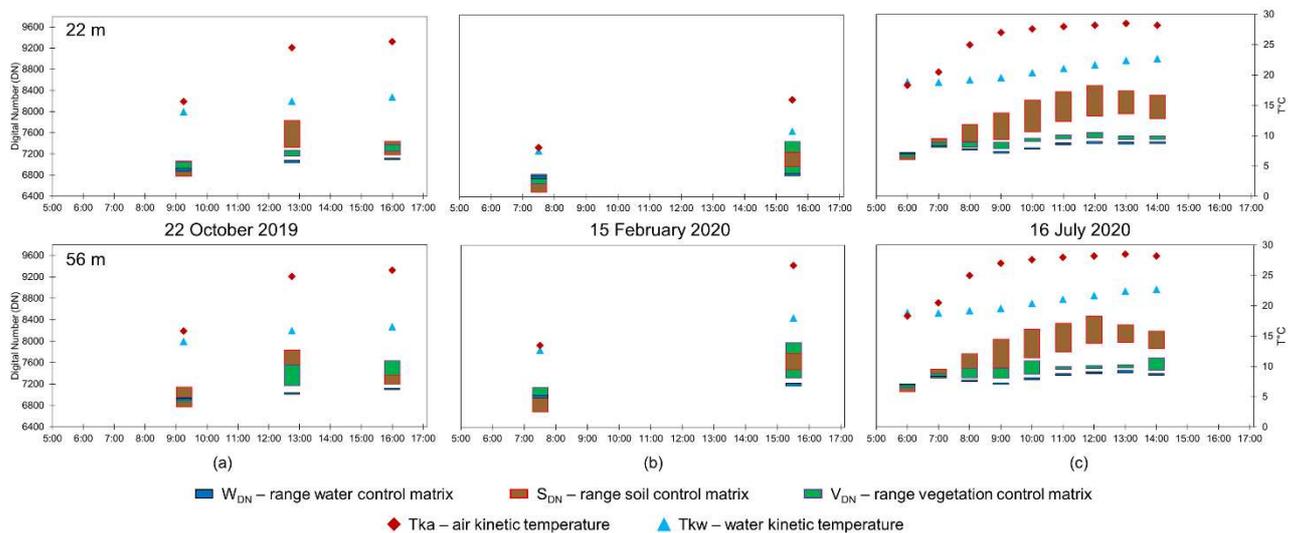


Figura 23. Evoluzione temporale degli intervalli DN delle matrici di controllo di acqua (W_{DN}), suolo (S_{DN}) e vegetazione (V_{DN}) e temperature cinetiche osservate di acqua (T_{kw}) e aria (T_{ka}) nelle tre rilevazioni giorni: 22 ottobre 2019 (a), 15 febbraio 2020 (b) e 16 luglio 2020 (c).

Durante le prime ore di luce del giorno in tutti i rilievi le temperature dell'acqua e dell'aria sono state sempre simili determinando la sovrapposizione degli intervalli W_{DN} , V_{DN} e S_{DN} . Poi, durante il giorno, in ottobre e luglio, il riscaldamento superficiale dovuto all'irraggiamento solare ha causato un aumento della temperatura dell'aria maggiore rispetto a quello dell'acqua e gli intervalli V_{DN} e, principalmente, S_{DN} si sono visibilmente distaccati dal W_{DN} (Figura 23). A febbraio, nonostante il gradiente di temperatura dell'aria sia stato superiore a quello dell'acqua, tutti i range di DN si sono comunque sovrapposti, ad eccezione del W_{DN} nel volo pomeridiano a 56 m di quota (Figura 23b).

I risultati di tutte le indagini effettuate sono stati sintetizzati, in Tabella 7, distinguendo tra i casi in cui gli intervalli W_{DN} si sono sovrapposti agli altri (indicati con la lettera S) e i casi in cui ciò non è avvenuto (indicati con NS). L'unica situazione con differenze tra i voli a 22 m e 56 m si è verificata nel pomeriggio del rilievo invernale. La tabella evidenzia anche i casi in cui

i pixel acqua sono stati rilevati al di fuori del canale geomorfico. Queste situazioni possono essere dovute sia alla presenza di pozze d'acqua e di zone molto umide, soprattutto al mattino, sia alla somiglianza delle firme di radiazione termica di acqua, suolo e vegetazione. I casi con rilevamento di veri pixel acqua (condizione verificata direttamente in sito) sono stati distinti con la sigla TD (*true detection*, ossia rilevamenti corretti), mentre i pixel fuori dal canale dovuti alla similitudine delle firme termiche (non corrispondenti quindi alla reale presenza di acqua) sono stati indicati con FD (*false detection*, falsi rilevamenti).

Tabella 7. Riepilogo dei risultati relativi alla sovrapposizione di W_{DN} con V_{DN} o S_{DN} e rilevamento vero o falso di pixel d'acqua al di fuori del canale geomorfico. **S:** W_{DN} sovrapposto; **NS:** W_{DN} non sovrapposto. **TD:** rilevamento vero; **FD:** rilevamento falso. In alcuni casi sono stati rilevati pixel d'acqua sia veri che falsi (TD-FD).

Data	Orario	Quota di volo	
		22 m	56 m
22/10/2019	09:15	S ^{TD-FD}	S ^{TD-FD}
	12:45	NS ^{TD}	NS ^{TD}
	16:00	NS	NS
15/02/2020	07:30	S ^{TD-FD}	S ^{TD-FD}
	15:30	S ^{TD-FD}	NS ^{TD-FD}
16/07/2020	06:00	S ^{TD-FD}	S ^{TD-FD}
	07:00	S ^{TD-FD}	S ^{TD-FD}
	08:00	NS ^{TD-FD}	NS ^{TD-FD}
	09:00	NS ^{TD-FD}	NS ^{TD-FD}
	10:00	NS	NS ^{TD-FD}
	11:00	NS	NS
	12:00	NS	NS
13:00	NS	NS	
	14:00	NS	NS

Nelle figure 24, 25 e 26 sono mostrati degli esempi rappresentativi delle diverse situazioni osservate durante ciascuna giornata di rilievo, mentre le restanti immagini sono tutte riportate in Appendice B. Ogni figura è composta da diversi pannelli, che riportano per i voli analizzati le seguenti informazioni:

1. l'immagine RGB, con la delimitazione del canale geomorfico;
2. la corrispondente immagine termica IR (rappresentata dai DN misurati dal sensore, non convertiti in gradi) in falso colore, con la delimitazione del canale geomorfico;
3. i pixel con valori compresi all'interno dell'intervallo W_{DN} (ovvero i pixel d'acqua);
4. le distribuzioni di frequenza dei valori dei DN delle immagini termiche, evidenziando i range degli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} ;
5. data, ora e altezza del volo;
6. temperature cinetiche dell'acqua (T_{kw}) e dell'aria (T_{ka}) e relativa differenza (ΔT_{ka-w});
7. valori minimo e massimo degli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} .

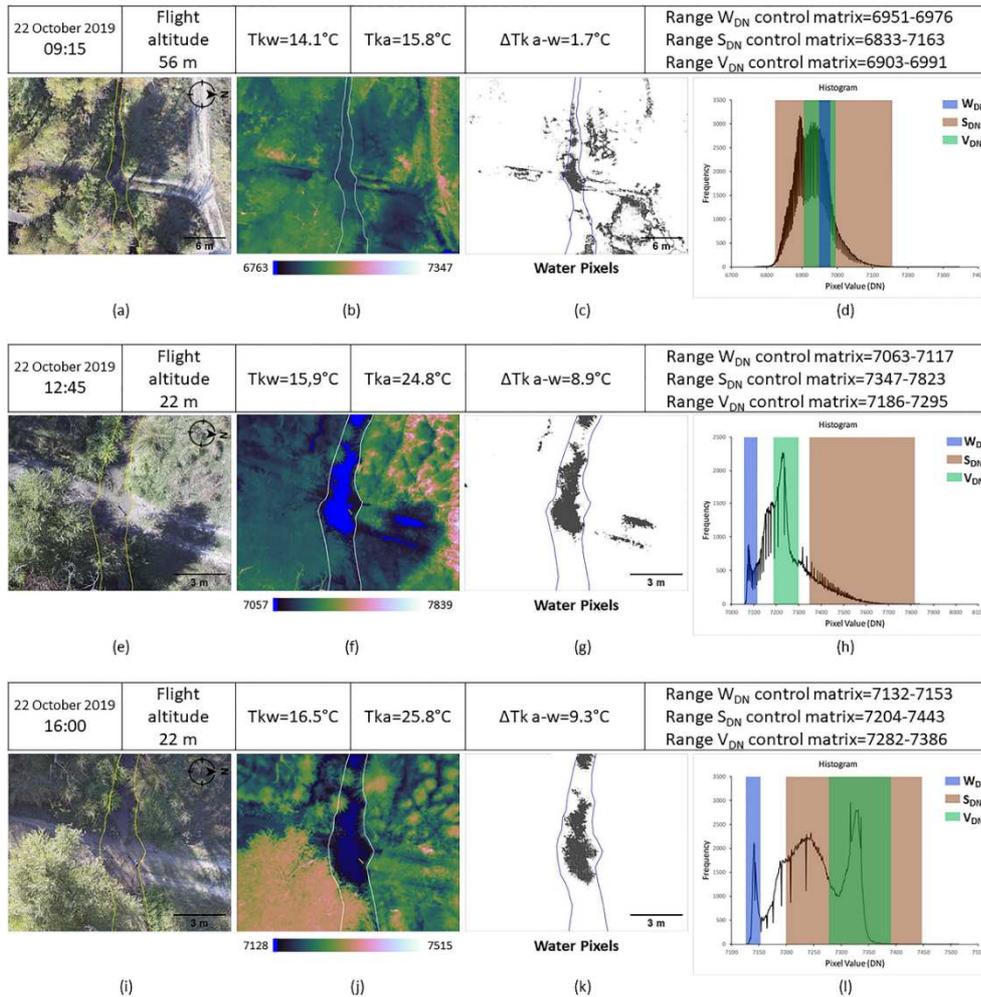


Figura 24. Rilievi eseguiti il 22 ottobre 2019, alle ore 09:15 a 56 m di quota (a – d); alle 12:45 a 22 m di quota (e – h) e alle 16:00 a 22 m di quota (i – l). Sono mostrate: l’immagine RGB, con delimitazione del canale geomorfico (a, e, i); la corrispondente immagine termica IR in false color, con delimitazione del canale geomorfico (b, f, j); i pixel all’interno dell’intervallo W_{DN} (c, g, k); le distribuzioni di frequenza dei valori DN delle immagini termiche, con tre bande che evidenziano gli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} (d, h, l). Inoltre, vengono fornite informazioni sulla data, l’ora e l’altezza del volo; Tka, Tkw e $\Delta T_k a-w$; e i valori minimo e massimo degli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} .

Nel rilievo effettuato il 22 ottobre 2019 la presenza di acqua è stata individuata in modo univoco, estraendo i pixel ricadenti nel range W_{DN} sia nel secondo volo (effettuato alle 12:45) che nel terzo (alle 16:00), mentre al mattino, si sono verificati diversi falsi rilevamenti (Figura 24). Questo risultato è stato ottenuto sia per i voli effettuati a 22 m che per quelli a 56 m, mostrando che la differenza di quota non ha influenzato significativamente i risultati, a parte l’ovvio impatto sulla risoluzione. Nel volo mattutino, il basso contrasto termico tra l’acqua e l’ambiente circostante ($\Delta T_k a-w = 1,7^\circ C$) ha determinato una sovrapposizione dei valori dei DN di acqua e suolo/vegetazione, come evidenziato dalle distribuzioni di frequenza dei DN mostrate in Figura 24d. Diverse aree di terreno ombreggiate sono state classificate erroneamente come pixel acqua, come si nota dal confronto tra le Figure 24a,c. All’aumentare della temperatura atmosferica durante il giorno, con conseguente essiccamento del suolo e della vegetazione, il range W_{DN} si è nettamente differenziato dai range V_{DN} e S_{DN} (Figura 24h,l), consentendo una più precisa individuazione dei pixel d’acqua, anche al di fuori del canale. I pixel d’acqua individuati all’esterno del canale (Figura 24f,g) nel volo delle 12:45 sono dovuti a zone

di terreno fangoso (e quindi più freddo), poste in corrispondenza della carreggiata degli pneumatici del guado che attraversa il canale. Questi pixel possono essere facilmente scartati se l'interesse primario resta il rilevamento della porzione attiva della rete geomorfica. La discontinuità dei pixel d'acqua nel canale è dovuta alla presenza di vegetazione che offusca la radiazione termica emessa dall'acqua. I tratti del canale visibili dal sensore termico possono comunque essere assunti come nodi attivi (cioè con presenza di acqua), nelle fasi di monitoraggio delle dinamiche di espansione e contrazione del reticolo. Se un tratto, la cui visibilità è ostacolata dalla vegetazione, è caratterizzato a monte e a valle da nodi attivi è probabile che l'intero tratto sia attivo.

È interessante notare la qualità del segnale raccolto dal sensore termico (Micieli et al., 2020) in funzione delle condizioni di temperatura esterna di rilevamento: al mattino, operando ad una temperatura dell'aria di 15,8°C, il segnale ha fatto registrare un livello di rumore elettronico elevato (Figura 24d), che si nota dalla fitta alternanza di picchi alti e bassi dei valori di frequenza dei DN; mentre è risultato notevolmente ridotto nei rilievi eseguiti a temperature più alte (Figura 24h,l). Ciò dimostra la forte sensibilità dei sensori termici microbolometrici non raffreddati alle temperature di esercizio della termocamera (Aragon et al., 2020; Mesas-Carrascosa et al., 2018; Olbrycht et al., 2012).

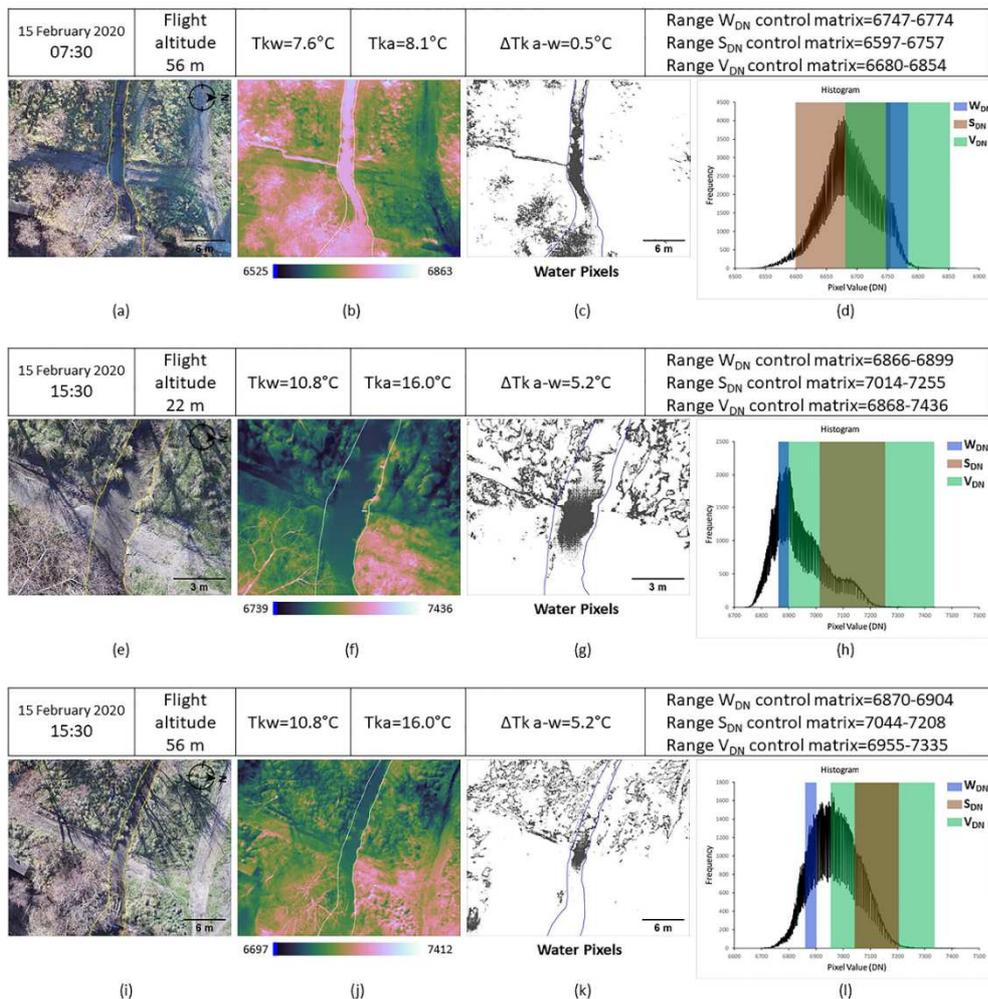


Figura 25. Rilievi eseguiti il 15 febbraio 2020, alle ore 07:30 a 56 m di quota (a – d); alle 15:30 a 22 m (e – h) e 56 m (i – l) di quota. Sono mostrate: l'immagine RGB, con delimitazione del canale geomorfico (a, e, i); la corrispondente immagine termica IR in *false color*, con delimitazione del canale geomorfico (b, f, j); i pixel all'interno dell'intervallo

W_{DN} (c, g, k); le distribuzioni di frequenza dei valori DN delle immagini termiche, con tre bande che evidenziano gli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} (d, h, l). Inoltre, vengono fornite informazioni sulla data, l'ora e l'altezza del volo; T_{ka} , T_{kw} e $\Delta T_{k a-w}$; e i valori minimo e massimo degli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} .

Il 15 febbraio 2020, sono stati effettuati solo due voli, programmati in orari coincidenti grosso modo con la temperatura atmosferica minima e massima prevista per quel giorno. In entrambi i casi, sono stati rilevati diversi pixel d'acqua al di fuori della rete fluviale. La classificazione errata può essere attribuita a diversi motivi: (a) le condizioni all'inizio della giornata sono state più umide rispetto al rilievo di ottobre 2019, conseguenza del piccolo evento piovoso (quasi 12 mm) registrato nel pomeriggio del giorno precedente; (b) al mattino (07:30), le temperature cinetiche dell'acqua e dell'aria erano molto simili (solo 0,5°C di differenza), mentre la superficie del suolo non essendo stata ancora raggiunta dai raggi solari (Figura 25a), era più fredda dell'acqua corrente (Figura 25b). In tale contesto, l'intervallo W_{DN} si è sovrapposto ai valori più alti dei DN dell' S_{DN} osservato e, per la gran parte, all'intervallo V_{DN} (Figura 25d). Di conseguenza, il rilevamento di falsi pixel d'acqua ha riguardato principalmente i pixel di vegetazione (Figura 25c). Tuttavia, alcuni pixel acqua sono stati correttamente rilevati anche al di fuori del canale geomorfico. Ad esempio, il ruscellamento verso il canale principale da destra idraulica (Figura 25c), la cui presenza è dovuta molto probabilmente alla precipitazione avvenuta il giorno precedente, rappresenta un vero e proprio deflusso d'acqua all'interno delle tracce di pneumatici del guado (condizione verificata direttamente in sito). Alle 15:30, nonostante una differenza di temperatura tra aria e acqua di 5,2°C, molti pixel del suolo e della vegetazione sono stati erroneamente classificati come pixel d'acqua (Figura 25g,k), sia nelle immagini riprese a 22 m che in quelle a 56 m. In quest'ultimo caso nonostante l'intervallo W_{DN} risulti distaccato dagli altri (Figura 23b, 56 m di quota) non è stato possibile estrapolare univocamente i pixel acqua. In entrambi i casi, l'intervallo W_{DN} non corrispondeva ai valori inferiori (a sinistra) delle distribuzioni di frequenza (Figura 25h,l). I valori dei DN inferiori sono stati associati a diverse aree ombreggiate (soprattutto con vegetazione) nella parte superiore dell'inquadratura (Figura 25i). Di conseguenza, l'acqua è stata rilevata correttamente nel canale solo intorno alla *control matrix*, con molti falsi rilevamenti nelle regioni circostanti. Per quanto riguarda la qualità dei dati raccolti dal sensore, a causa delle temperature dell'aria relativamente basse, tutte le distribuzioni di frequenza dei DN osservate sono risultate molto rumorose (Figura 25d,h,l).

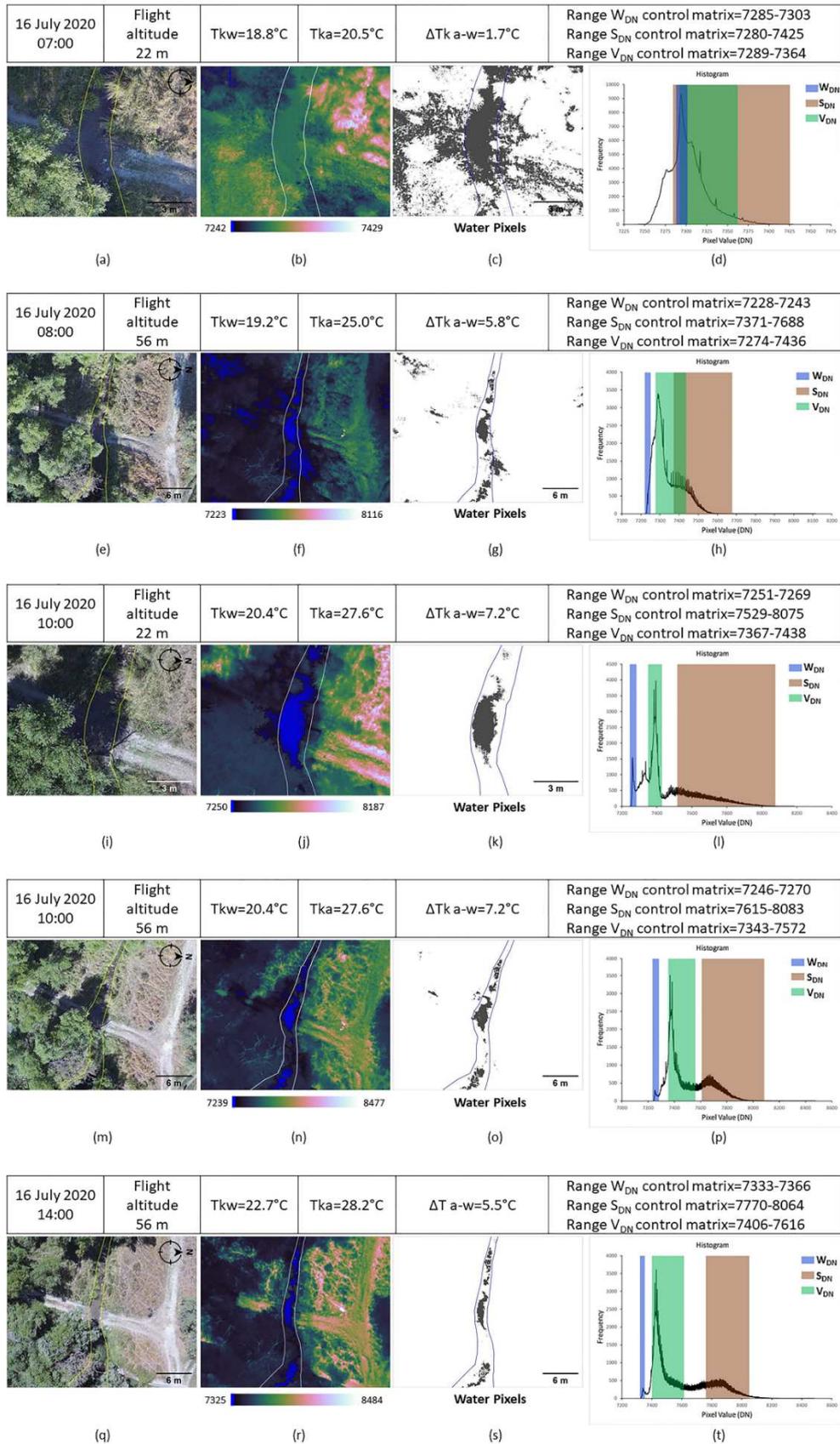


Figura 26. Rilievi eseguiti il 16 luglio 2020, alle ore 07:00 a 22 m di quota (a – d); alle 08:00 a 56 m di quota (e – h); alle 10:00 a 22 m (i – l) e 56 m (m – p) di quota e alle 14:00 a 56 m di quota (q – t). Sono mostrate: l’immagine RGB, con delimitazione del canale geomorfico (a, e, i, m, q); la corrispondente immagine termica IR in *false color*, con delimitazione del canale geomorfico (b, f, j, n, r); i pixel all’interno dell’intervallo W_{DN} (c, g, k, o, s); le distribuzioni di frequenza dei valori DN delle immagini termiche, con tre bande che evidenziano gli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN}

(d, h, l, p, t). Inoltre, vengono fornite informazioni sulla data, l'ora e l'altezza del volo; T_{ka} , T_{kw} e $\Delta T_{k\ a-w}$; e i valori minimo e massimo degli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} .

Per l'ultima giornata di rilievo (16 luglio 2020), tenendo conto dei risultati dei rilievi precedenti, i voli sono stati programmati con frequenza oraria (dalle 06:00 alle 14:00), eseguendo un volo ogni ora. I voli delle 06:00 e delle 07:00 hanno riprodotto sostanzialmente la stessa situazione riscontrata per il rilievo mattutino del 22 ottobre 2019 (ore 09:15) e per tutti quelli del 15 febbraio 2020, con bassi valori di $\Delta T_{k\ a-w}$ (anche negativi alle 06:00), sovrapposizione degli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} e di conseguenza con rilevamenti di falsi pixel acqua (ad es., Figura 26c,d). Il repentino aumento di temperatura, registrato dalle 07:00 alle 08:00 (da 20.5°C a 25.0°C, Tabella 5) ha portato rapidamente ad un contrasto termico aria/acqua di 5,8°C. Da quel momento i range W_{DN} non si sono più sovrapposti a V_{DN} e S_{DN} , iniziando a localizzarsi all'estremità sinistra della distribuzione di frequenza (ad es., Figura 26h,l,p,t), anche se si sono verificati alcuni falsi rilevamenti al di fuori del canale, alle 08:00 e alle 09:00 sia nei voli a 22 m che in quelli a 56 m e alle 10:00 nel volo a 56 m (Tabella 7). Come mostra l'esempio in Figura 26e-g, i falsi rilevamenti sono dovuti alle aree con vegetazione in ombra. Lo stesso esempio mostra anche dei rilevamenti corretti lungo le tracce degli pneumatici del guado, con presenza di acqua stagnante. Dalle 11:00 in poi, l'essiccamento del suolo e della vegetazione ha facilitato la corretta distinzione dei pixel d'acqua durante tutti i voli effettuati (come mostrato nell'esempio di Figura 26q-t).

La qualità del segnale del sensore termico in questa giornata è stata piuttosto variabile, cioè nelle immagini riprese dalle 06:00 alle 09:00, con la temperatura atmosferica variabile da 18,3°C a 25°C (Tabella 5), le distribuzioni di frequenza non sono state particolarmente rumorose (soprattutto alle 07:00, con una temperatura atmosferica di 20,5°C, Figura 26d). Per i rilievi successivi dalle ore 10:00 in poi, che sono stati eseguiti a temperature atmosferiche superiori a 27°C, il rumore è stato più pronunciato, come negli esempi di Figura 26l,p,t.

Per valutare l'accuratezza dei risultati, ogni volo è stato analizzato in termini di affidabilità del rilevamento dei pixel acqua (Micieli et al., 2022). Nello specifico, per ogni rilievo le condizioni di sovrapposizione degli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} e il rilevamento di pixel acqua veri o falsi sono stati correlati, attraverso una rappresentazione in grafici 2D (Figura 27), alle seguenti variabili ambientali:

- temperatura cinetica dell'acqua (T_{kw});
- temperatura cinetica dell'aria (T_{ka});
- differenza tra le due temperature cinetiche ($\Delta T_{k\ a-w}$);
- radiazione solare (R_s);
- evapotraspirazione accumulata durante il giorno fino all'ora di volo (per ogni volo), calcolata dai dati forniti della stazione meteo di Fitterizzi.

Mentre T_{ka} , T_{kw} e R_s forniscono informazioni sulle condizioni atmosferiche effettive durante il volo, ET_{acc} è un proxy degli effetti cumulativi delle interazioni superficie-atmosfera nelle ore diurne prima del volo.

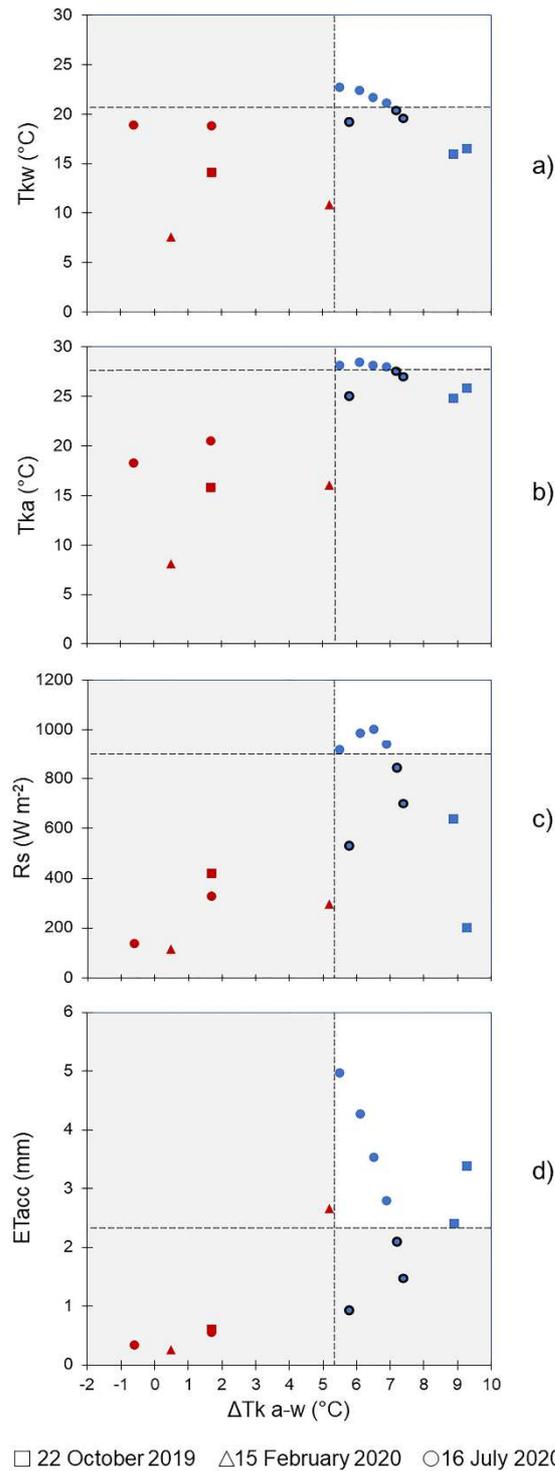


Figura 27. Per ciascuno dei 14 voli effettuati, vengono mostrate diverse variabili confrontate con i contrasti termici tra acqua e aria (ΔT_k a-w): **(a)** temperatura cinetica dell'aria (Tka); **(b)** temperatura cinetica dell'acqua (Tkw); **(c)** radiazione solare (Rs); **(d)** evapotraspirazione accumulata (ETacc). I simboli rossi rappresentano i casi con sovrapposizione degli intervalli W_{DN} con S_{DN} e/o V_{DN} . Tra i casi senza sovrapposizione (simboli blu), quelli in cui non è stato possibile rilevare univocamente la presenza di acqua sono contornati in nero. La figura mostra un punto per ogni data e ora, nonostante le due diverse altezze di volo. Per gli unici due casi in cui i voli a quota 22 m e 56 m hanno fornito indicazioni differenti nella Tabella 7 (cioè 15 febbraio 2020 ore 15:30 e 16 luglio 2020 ore 10:00), è stata rappresentata la condizione peggiore (ovvero 22 m e 56 m rispettivamente per la prima e la seconda data). Le linee tratteggiate dividono i grafici in modo che l'area in alto a destra (sfondo bianco) includa il maggior numero possibile di simboli blu senza contorno, in base alle condizioni combinate ΔT_k a-w > x e $[Tka; Tkw; Rs; ETacc] > y$, dove x ed y sono i valori di soglia selezionati.

In Figura 27 con i simboli rossi sono stati indicati i voli con il range W_{DN} sovrapposto ai range S_{DN} e/o V_{DN} , mentre i simboli blu sono stati usati per i restanti voli (casi S ed NS rispettivamente, Tabella 7). In tutti i voli rossi, si sono verificati falsi rilevamenti di pixel d'acqua congiuntamente alla sovrapposizione osservata degli intervalli DN (Tabella 7), il che implica che in tali voli non era possibile rilevare in modo univoco la presenza di acqua. Falsi rilevamenti si sono verificati anche in alcuni voli blu, rappresentati nella Figura 27 come punti con contorno nero. Pertanto, i voli ottimali (cioè con rilevamento univoco) per l'identificazione della presenza di acqua mediante immagini TIR sono rappresentati come punti blu senza alcun bordo (6 punti su 14).

I voli ottimali sono stati tutti caratterizzati da valori elevati di T_{ka} , T_{kw} e $\Delta T_{k a-w}$, ma che non sempre hanno implicato rilievi dei pixel acqua univoci. In particolare, per $T_{ka} \geq 24,8^{\circ}\text{C}$ e $\Delta T_{k a-w} \geq 5,5^{\circ}\text{C}$, sono stati riscontrati solo punti blu. Tra i voli blu, quelli che hanno prodotto falsi rilevamenti sono stati tre voli mattutini nel luglio 2020, dalle 08:00 alle 10:00; in particolare, durante gli ultimi due voli (delle ore 09:00 e 10:00), nonostante un $\Delta T_{k a-w} > 7^{\circ}\text{C}$ e una $R_s \geq 700 \text{ W m}^{-2}$ (maggiori dei voli di ottobre 2019), a quell'ora l'irraggiamento solare non aveva ancora essiccato sufficientemente la superficie del suolo nudo e la vegetazione ($ET_{acc} < 2,5 \text{ mm}$). Il volo effettuato ad ottobre 2019 alle ore 16:00, invece, è avvenuto con basso irraggiamento ($R_s < 200 \text{ W m}^{-2}$), ma a quell'ora si erano già verificati flussi di evapotraspirazione significativi ($ET_{acc} > 4.5 \text{ mm}$), con conseguente valore di $\Delta T_{k a-w}$ più alto ($9,3^{\circ}\text{C}$). Nel complesso, nel caso di studio analizzato, solo una soglia combinata di $\Delta T_{k a-w}$ e ET_{acc} (ovvero, $\Delta T_{k a-w} \geq 5,5^{\circ}\text{C}$ e $ET_{acc} \geq 2,4 \text{ mm}$) rileva solo voli blu non contornati (Figura 27d).

Dall'analisi della Figura 27 possiamo in definitiva affermare che i risultati dipendono implicitamente dall'ora del giorno, cioè dal tempo necessario alla copertura vegetale e alla superficie del suolo per essicarsi. Sia nell'ottobre 2019 che nel luglio 2020, quando la temperatura dell'aria ha raggiunto valori relativamente elevati, la risposta termica dell'acqua nel pomeriggio è stata sufficientemente diversa rispetto a quella di suolo e vegetazione, anche con bassi valori di irraggiamento (come avvenuto per l'ultimo volo di ottobre 2019 alle 16:00). D'altra parte, con le temperature osservate a febbraio, il rilievo pomeridiano (ore 15:30) con valori di R_s bassi non ha fornito risultati soddisfacenti, nonostante i valori relativamente elevati di $\Delta T_{k a-w}$ ed ET_{acc} . Al contrario, tutti i sondaggi eseguiti dalla tarda mattinata in poi con $T_{ka} \geq 24,8^{\circ}\text{C}$ hanno fornito risultati affidabili.

Nell'ambito degli scenari analizzati, il metodo testato per la rilevazione a distanza della presenza di acqua nei tratti fluviali basato su immagini combinate TIR e RGB, che richiede l'identificazione di opportune matrici di controllo al suolo, si è dimostrato valido nella stagione calde e nella mezza stagione, soprattutto quando i rilievi sono stati eseguiti in momenti della giornata in cui le condizioni meteorologiche consentivano un essiccamento sufficiente del suolo e della vegetazione. Inoltre, i voli eseguiti intorno a mezzogiorno hanno contribuito a ridurre al minimo l'effetto di ombreggiatura (Dugdale et al., 2015). Nel rilievo invernale, invece, la metodologia non ha consentito il riconoscimento univoco dei pixel d'acqua in nessuno dei due voli effettuati. Il fattore principale che influenza il rilevamento affidabile dei pixel acqua con le immagini TIR è la differenza tra le temperature dell'acqua e degli oggetti circostanti. Maggiore è questa differenza, maggiore è la rappresentatività delle *control matrix* e la possibilità che le firme di radianza termica dei diversi target (sia nelle matrici di controllo che

nell'intera scena) non si sovrappongano. La temperatura dell'aria e, di conseguenza, il contrasto termico tra acqua e aria sono indicatori dell'entità di questa differenza. I risultati ottenuti in questi esperimenti dipendono principalmente dalla capacità termica specifica dell'acqua significativamente più elevata rispetto al suolo nudo (principalmente materiale sabbioso e sabbioso-ciottoloso, nell'area test) e dalla vegetazione. Quando la superficie terrestre è sufficientemente riscaldata, il tempo di risposta termica più rapido del suolo e della vegetazione consente un rilevamento chiaro dei pixel dell'acqua più fredda. La tempistica ottimale dei rilievi deve essere pianificata sulla base delle variazioni previste del contrasto termico tra l'acqua e il paesaggio circostante. Tali variazioni possono essere stimate utilizzando strumenti caratterizzati da un diverso livello di complessità. Se le caratteristiche termiche dei materiali che ricoprono la superficie sono note (o stimate con un ragionevole livello di accuratezza), potrebbe essere eseguita un'analisi molto dettagliata utilizzando modelli di interazione tra superficie ed atmosfera (*land surface models*, come ad es. il modello Noah; Chen & Dudhia, 2001), in tempo reale o in modalità previsionale, per simulare le temperature superficiali sia dell'acqua che di altri elementi superficiali. In alternativa, come livello intermedio di dettaglio, potrebbero essere monitorate alcune variabili meteorologiche, come la temperatura dell'aria e la temperatura dell'acqua (se quest'ultima è ispezionabile). Altrimenti, come regola generale, i voli sui bacini mediterranei dovrebbero essere effettuati nel primo pomeriggio (cioè non molto dopo mezzogiorno).

I suggerimenti operativi emersi durante l'attività sperimentale sono ovviamente tarati per climi temperati di tipo mediterraneo e necessitano di essere generalizzati per altri climi dove, ad esempio, la temperatura dell'acqua può essere superiore alla superficie circostante per gran parte della giornata (ad es. terreni ghiacciati). Inoltre, è necessario affrontare meglio l'effettiva riduzione del contenuto informativo associato a falsi rilevamenti al di fuori dei canali geomorfici. In questi esperimenti, i falsi rilevamenti sono stati utilizzati come indice dell'affidabilità del rilievo. Tuttavia, la presenza di molti falsi pixel d'acqua potrebbe non rappresentare un problema insormontabile. Se il range del W_{DN} persiste nel canale geomorfico, delineando bene la rete fluviale, le informazioni fornite dal sensore TIR si possono ritenere valide e utili, eventualmente supportate da immagini RGB. Un esempio di ciò è fornito dalla Figura 25c, dove la temperatura radiometrica dell'acqua è più calda del suolo e simile alla vegetazione. In questo specifico caso, che può configurare una tipica situazione di climi freddi con $\Delta T_{k\ a-w} = 0,5^{\circ}\text{C}$, un'analisi accurata delle immagini combinate RGB e termiche ha permesso di dedurre non solo la presenza di acqua nel canale principale ma anche il ruscellamento in destra idraulica. Nelle ricerche future, i rilievi invernali dovrebbero essere ampliati ed eseguiti anche durante le ore della giornata in cui l'effetto di ombreggiatura è ridotto al minimo. Il supporto delle immagini RGB diventa essenziale quando i rilievi riguardano aree completamente inaccessibili. In queste situazioni, l'identificazione visiva a distanza dei tratti fluviali attivi non nascosti dalla vegetazione è l'unico modo per delimitare una *control matrix* dell'acqua adeguata, da sovrapporre poi alle immagini TIR. Così facendo, ogni punto della rete fluviale visibile con i droni può essere considerato come un nodo da monitorare. Su aree molto grandi, le variazioni di temperatura dell'acqua sono molto probabilmente rilevanti, per cui risulta determinante scegliere le *control matrix* a distanze (per quanto più possibile) regolari, considerando i relativi intervalli W_{DN} rappresentativi di sottozone ben definite. La definizione dell'estensione delle

sottozone dipenderà dalle caratteristiche termiche dell'acqua della rete fluviale analizzata, necessitando quindi di opportune analisi e misure mirate a definirne i gradienti di temperatura.

Gli esperimenti hanno fornito anche altre utili indicazioni riguardanti l'uso di immagini TIR da drone. Le variazioni dell'altezza di volo non hanno prodotto un impatto significativo sul segnale registrato dal sensore termico. Infatti, la risposta della termocamera è stata simile indipendentemente dallo spessore dello strato atmosferico coinvolto per i rilievi (Figura 23 e Tabella 7). La possibilità di rilevare oggetti a quote più elevate rappresenta un'importante prospettiva operativa poiché consente la copertura di aree più ampie in minor tempo. Al contrario, i noti problemi indotti dall'uso di un sensore termico a microbolometro non raffreddato si sono manifestati durante diversi voli. La termocamera usata nei test in generale ha restituito immagini con rumore elettronico irrilevante per temperature comprese approssimativamente tra 18 e 25 °C, come mostrano le distribuzioni di frequenza. Tale disturbo non ha comportato significativi inconvenienti durante gli esperimenti, alla luce degli obiettivi specifici della ricerca in oggetto. Tuttavia, questo diventerebbe un problema cruciale se l'obiettivo fosse la misurazione esatta delle temperature radiometriche degli oggetti rilevati (Dugdale et al., 2019; Ribeiro–Gomes et al., 2017). In questo caso sarebbe necessaria un'attenta calibrazione delle immagini TIR con i riferimenti termici al suolo per ogni tipo di oggetto ripreso.

L'elaborazione e l'interpretazione delle immagini termiche TIR degli UAV sono tutt'altro che semplici (Dugdale et al., 2015; Aragon et al., 2020; Ribeiro–Gomes et al., 2017; Harvey et al., 2016; Maes et al., 2017; Kelly et al., 2019). I principali problemi associati all'elaborazione delle immagini TIR raccolte tramite UAV includono effetti di ombreggiatura e potenziali variazioni delle condizioni meteorologiche durante il volo, che modificherebbero i contrasti termici sottostanti. Sebbene questi problemi siano parzialmente superati dalla metodologia proposta, che considera solo la differenza relativa delle firme di radiazione termica degli oggetti inquadrati, la presenza di sistemi di raffreddamento nelle termocamere montate sugli UAV aumenterebbe notevolmente l'accuratezza dei rilievi. Questo miglioramento atteso, che oggi è stato applicato principalmente su sistemi operanti nell'infrarosso a onde medie (MWIR, cioè circa 3–5 μm) e richiede payload elevati (>2–3 kg), sarà decisivo in quei casi con bassi contrasti termici, rendendo il metodo proposto più generalmente applicabile, anche in diverse condizioni climatiche e ambientali.

4.2. Rilievi congiunti RGB–TIR da drone su Area 1 e Area 2

Per i rilievi dell'Area 1 e dell'Area 2, sono state preliminarmente elaborate le ortofoto RGB, per avere una visione diretta in tempo reale delle condizioni dei siti. In particolare, in entrambi i casi è stato effettuato un solo volo realizzato la mattina (Tabella 6), con copertura areale maggiore dei rilievi TIR e Vis–NIR. Per agevolare, laddove possibile, il riconoscimento e l'accertamento della presenza di acqua con adeguato dettaglio, nonché la delimitazione dei bordi dei canali, le ortofoto RGB sono state riprese in modo da avere un GSD medio pari a 1.5 cm. Le ortofoto dei due siti sono mostrate in Figura 28.



(a)



(b)

Figura 28. Ortofoto ad alta risoluzione (GSD=1.5 cm), Area 1 (a) e Area 2 (b).

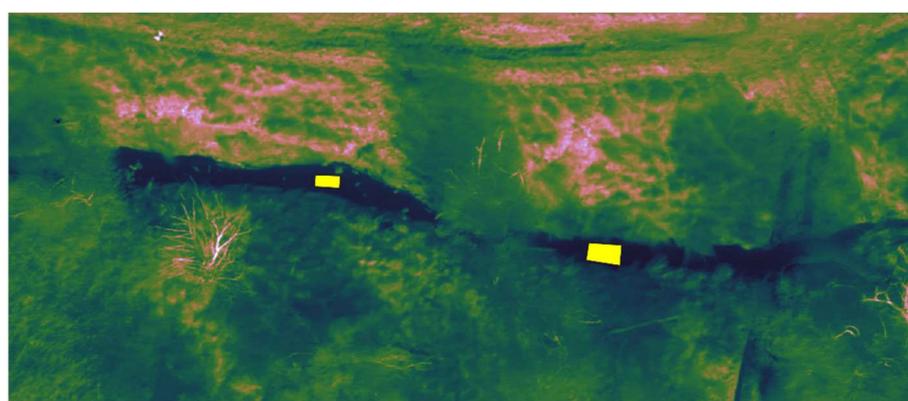
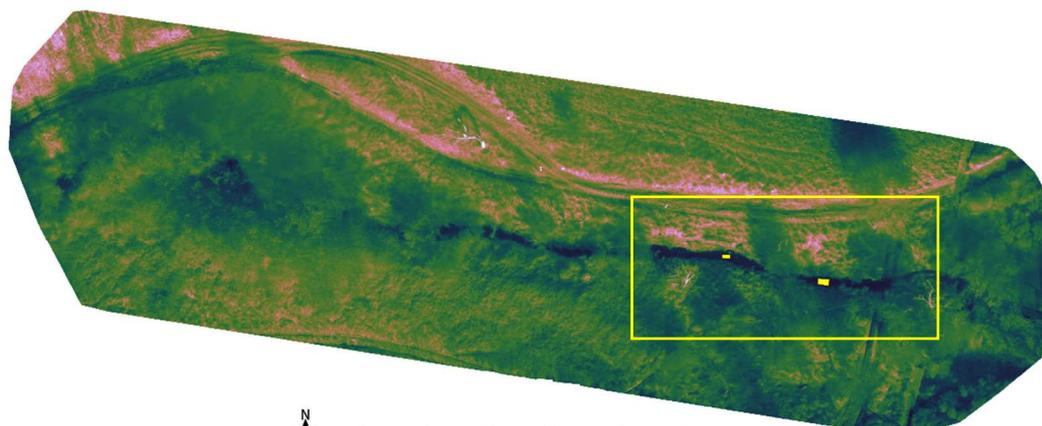
In tabella 8 sono riportate le temperature cinetica di acqua (Tkw) e aria (Tka) e loro differenza ($\Delta T_k a-w$), misurate durante i voli.

Tabella 8. Temperatura cinetica di acqua (Tkw) e aria (Tka) e loro differenza ($\Delta T_k a-w$), misurate durante i voli.

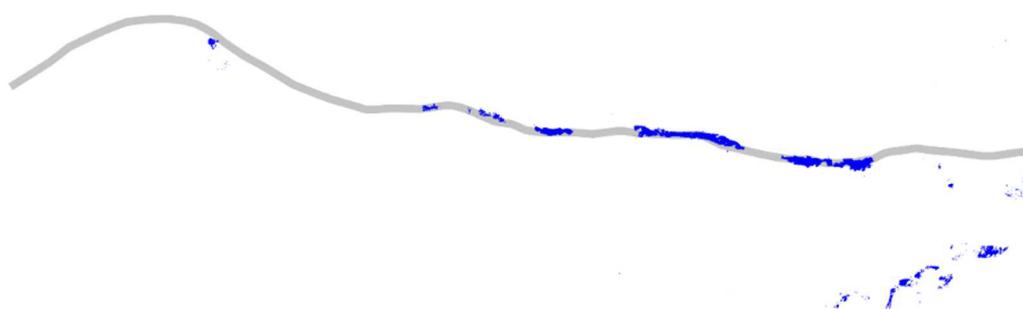
Data	Ora	Tkw (°C)	Tka (°C)	$\Delta T_k a-w$ (°C)	ΔT_{kw}^1 (°C)	Δt_{ka}^1 (°C)
11/11/2021	10:00	16.8	17.3	0.5	0.5	0.2
	14:00	17.3	17.5	0.3		
16/12/2021	10:30	7.7	6.6	-1.1	1.1	4.9
	13:00	8.4	11.5	3.1		
	15:30	8.9	10.7	1.9		

¹ variazione massima di temperatura di acqua e aria durante i voli.

Come anticipato nel paragrafo 3.4, nei rilievi TIR effettuati sulle due aree scelte per i test (Figura 21) solo per il volo della mattina (ore 10:00) dell'11 novembre 2021 sull'Area 1 è stato possibile applicare il processo fotogrammetrico alle immagini ed estrapolare l'ortofoto termica. In figura 29a è mostrata l'ortofoto TIR del rilievo, con indicate due *control matrix* delimitate su due punti diversi del canale (uno in ombra e l'altro soleggiato) con accertata presenza di acqua. In Figura 29b è riportata la mappa, ottenuta rappresentando solo i pixel rientranti nei valori minimo e massimo assoluti delle due matrici di controllo selezionate. Le temperature cinetiche di aria (Tka) e acqua (Tkw) misurate sono state pari 17.3°C e 16.8°C rispettivamente (Tabella 8), con un delta di soli 0.5°C. Nonostante il basso contrasto termico tra aria e acqua, le condizioni soleggiate hanno consentito di catturare immagini TIR dalle quali è stato possibile riconoscere i pixel acqua, sia nel canale che nelle zone di ristagno al disotto della briglia (Figura 29b). Nonostante le temperature di acqua e aria non abbiano subito variazioni significative durante la giornata (alle 14:00 sono stati registrati i valori: Tka=17.5°C e Tkw=17.3°C, con delta di 0.3°C, Tabella 8), la copertura nuvolosa sopraggiunta ha condizionato la qualità delle immagini TIR in modo da non consentirne l'elaborazione fotogrammetrica, né estrapolarne correttamente i pixel acqua.



(a)



(b)

Figura 29. (a) Ortofoto termica (TIR) in *false color* del volo dell'11 novembre 2021, ore 10:00, con indicate le *control matrix* per l'acqua (poligoni gialli), meglio evidenziati nel ritaglio zoomato; (b) mappa dei pixel acqua (la linea grigia indica il canale).

Nei rilievi TIR effettuati il 16 dicembre 2021 sull'Area 2, si è replicata la situazione negativa registrata alle 14:00 dell'11 novembre 2021, ovvero non è stato possibile applicare il processo fotogrammetrico per estrapolarne l'ortofoto termica. Le temperature cinetiche di acqua e aria

misurate simultaneamente ai due voli sono state: $T_{kw}=8.4^{\circ}\text{C}$, $T_{ka}=11.5^{\circ}\text{C}$, con delta di 3.1°C , per il volo delle 13:15; $T_{kw}=8.8^{\circ}\text{C}$ e $T_{ka}=10.7^{\circ}\text{C}$, con delta di 1.9°C , per il volo delle 15:45 (Tabella 8). Alla luce di questo risultato e di quello del volo pomeridiano dell'11 novembre 2021, la mancata performance della termocamera, nonostante per l'AREA 2 il contrasto termico tra acqua e aria sia stato maggiore, rispetto al volo delle 10:00 dell'11 novembre 2021, è da associare principalmente alla copertura nuvolosa, presente durante questi rilievi.

4.3. Rilievi Vis–NIR da drone su Area 1 e Area 2

Migliore è stata la performance della camera multispettrale Vis–NIR, con la quale è stato possibile elaborare in tutti i casi le ortofoto sia per la banda NIR che G, consentendo di calcolare gli indici NDWI e di estrapolare i pixel acqua dalle solo ortofoto NIR.

Le Figure 30 e 31 mostrano le ortofoto NIR dei voli effettuati nelle date 11 novembre 2021 e 16 dicembre 2021, sull'Area 1 e Area 2 rispettivamente.

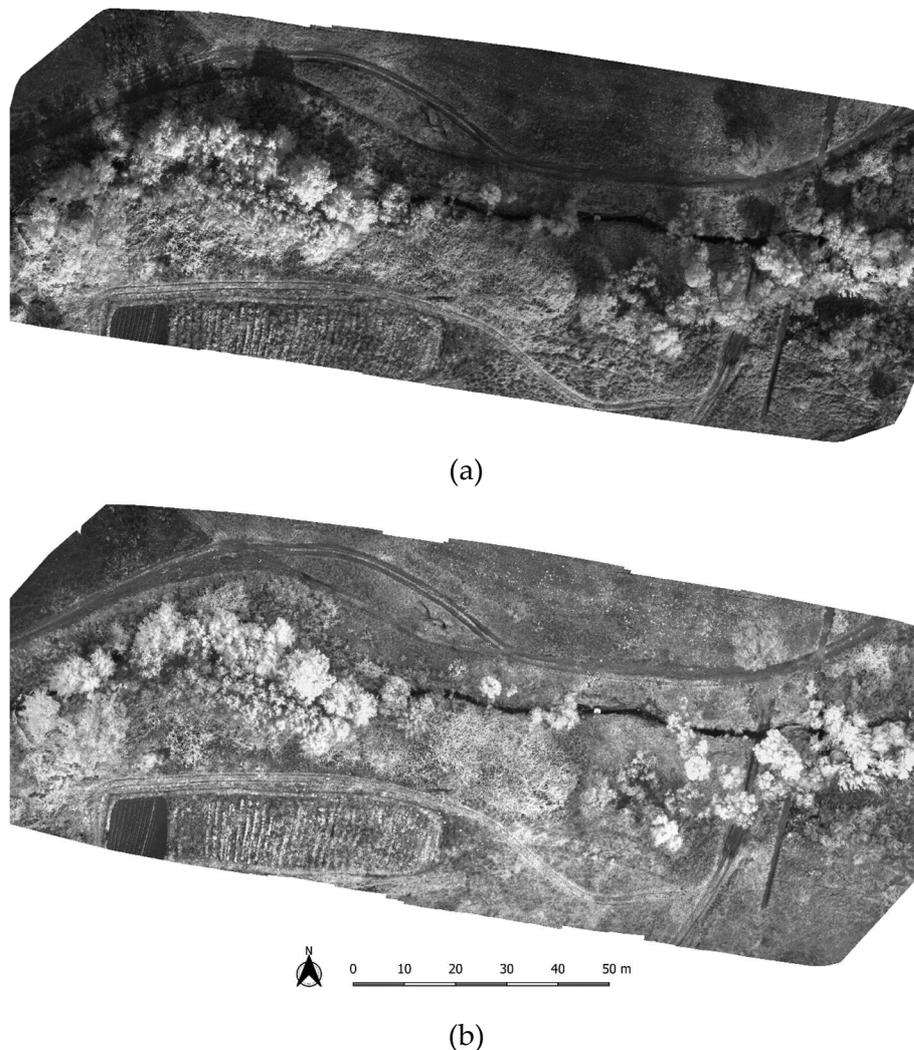
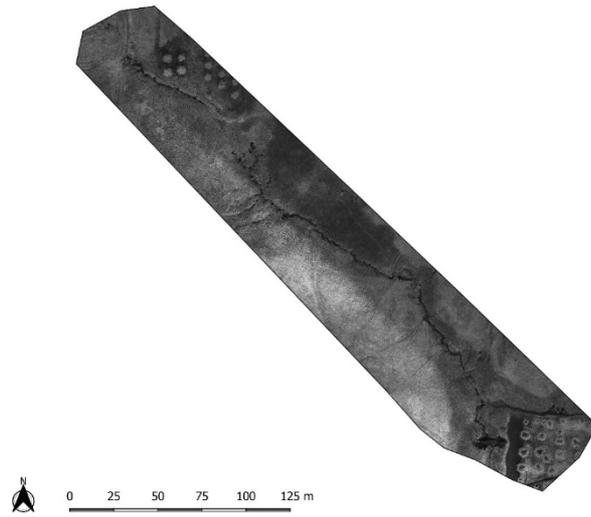
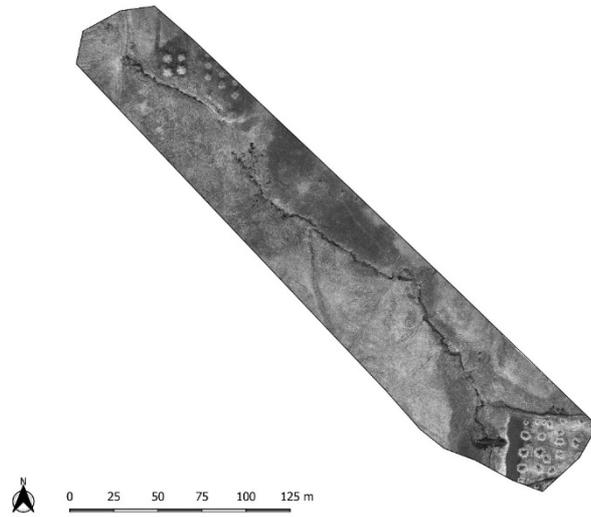


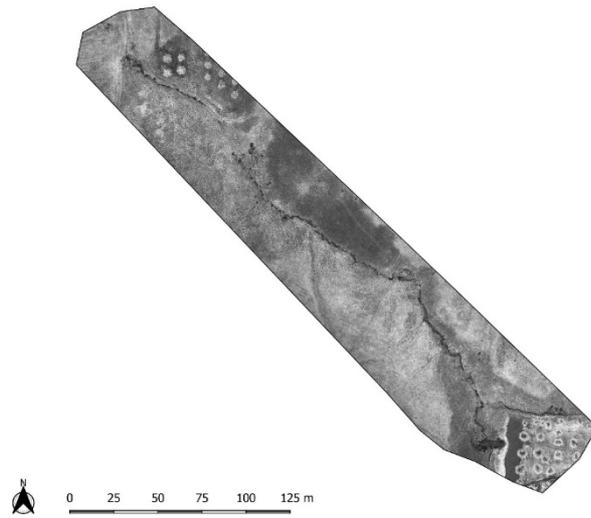
Figura 30. Ortofoto NIR Area 1, 11 novembre 2021, volo delle 10:15 (a) e volo delle 14:10 (b). La differenza di tonalità tra le due immagini è dovuta al diverso coefficiente di calibrazione usato.



(a)



(b)



(c)

Figura 31. Ortofoto NIR Area 2, 16 dicembre 2021, volo delle 10:30 (a); volo delle 13:00 (b) e volo delle 15:30.

Si noti che la difformità delle tonalità di grigio delle immagini NIR di Figura 30 è dovuta al diverso coefficiente di calibrazione impostato sul software proprietario della camera multi-spettrale MAIA M2, scelta dettata dalle differenti condizioni meteo verificatesi quel giorno, ricordando che la mattina era soleggiato ed il pomeriggio nuvoloso, fatto visibilmente comprovato dalla presenza di ombre sia nella prima immagine NIR (Figura 30a) che nell'ortofoto RGB (Figura 28a).

Per tutte le ortofoto NIR sono stati estratti i diagrammi della distribuzione di frequenza, dai quali si è partiti per impostare le soglie per separare i pixel acqua. Considerando che nel caso di studio i canali con acqua coprivano piccole superfici, in confronto all'intera area inquadrata, i pixel acqua erano certamente pochi, per cui ci si aspettava che la soglia fosse localizzata in prossimità di qualche punto di flesso, più o meno pronunciato, a seconda del grado di contrasto della riflettanza emessa dai tre principali soggetti (acqua, suolo, vegetazione), e sicuramente vicino al bordo sinistro dell'istogramma.

In Figura 36 sono riportate le distribuzioni di frequenza delle ortofoto NIR dei voli effettuati sull'area 1 in data 11 novembre 2021.

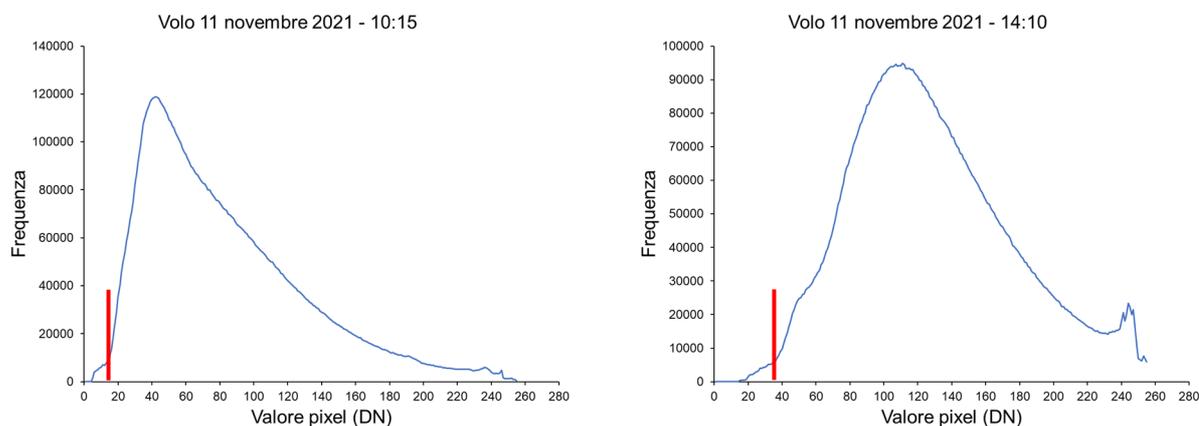
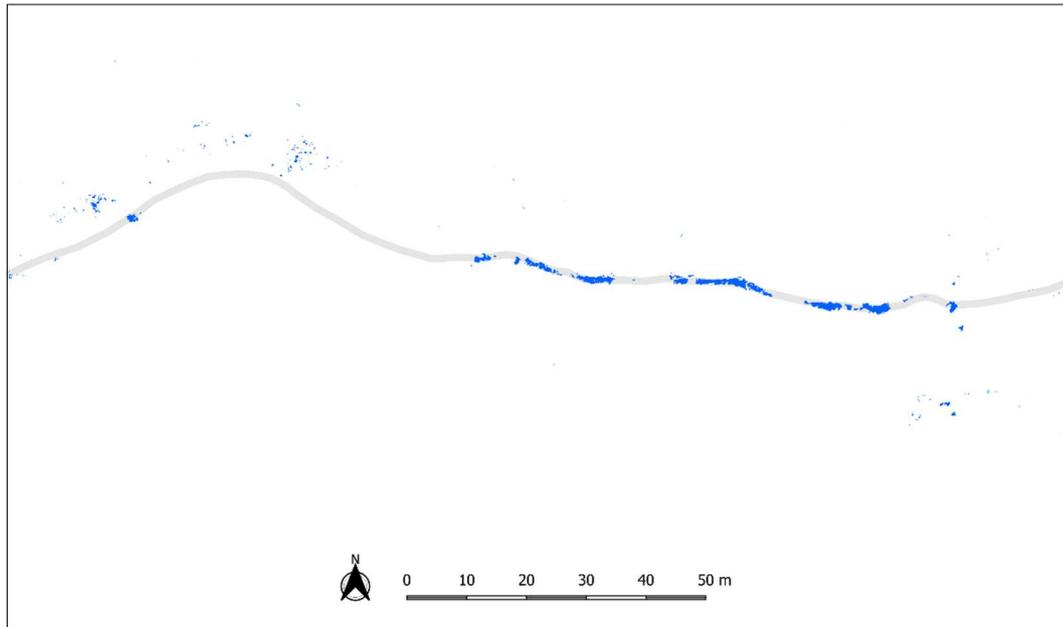


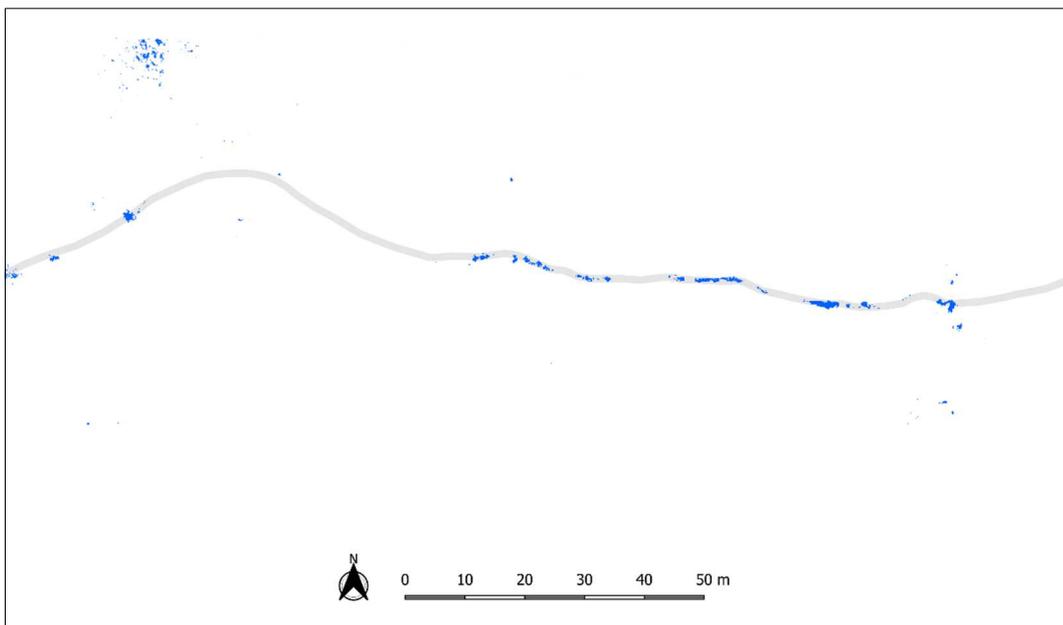
Figura 32. Diagrammi della distribuzione di frequenza delle ortofoto NIR, relative ai voli del 11 novembre 2021 sull'Area 1. La linea rossa identifica i punti di flesso.

In entrambi gli istogrammi di frequenza di Figura 32 si intravedono dei punti di flesso verso il bordo sinistro (indicati dalla linea rossa), ovvero verso i valori di riflettanza più bassa. Ciò suggerisce che il valore soglia dev'essere inferiore a 20 per il volo delle 10:15 e inferiore a 40 per quello delle 14:10. Infatti il miglior risultato nell'estrapolare correttamente i pixel acqua è stato ottenuto con valori soglia rispettivamente di 13 e di 30 per i due rilievi. Altra differenza tra gli istogrammi riguarda la forma della curva di distribuzione dei valori dei DN, che potrebbe essere associata alle diverse condizioni di luce durante i rilievi.

La Figura 33 mostra i pixel, con valori minori/uguali alle soglie identificate, delle immagini NIR ottenute mediante i due voli dell'11 novembre 2021.



(a)



(b)

Figura 33. Rappresentazione delle immagini NIR dei voli eseguiti sull'Area 1 evidenziando solo i pixel con valori minori/uguali delle rispettive soglie prescelte per i voli delle 10:15 (a) e 14:10 (b). La linea grigia rappresenta il canale.

Analizzando in dettaglio le mappe di Figura 33 si nota che dove l'acqua è ben visibile, ovvero non coperta da vegetazione (settore centro – orientale), il sensore riesce a catturarne facilmente la bassa riflettanza in diversi punti, che se gestiti come nodi, consentono una corretta ricostruzione del canale attivo. Tuttavia, sono stati rilevati dei cluster di pixel acqua anche fuori dal canale, in corrispondenza di zone con vegetazione bassa molto umide.

Sulla base di questi risultati si può affermare che la sola banda NIR ha consentito nell'Area 1, indipendentemente dalle condizioni meteo-climatiche, un riconoscimento dei pixel acqua affidabile su entrambi i voli, tenendo conto che i falsi rilevamenti fuori dal canale possono essere riconosciuti dal semplice confronto con le immagini RGB, che permetteranno di filtrare adeguatamente i pixel acqua fuori dal canale, identificando quest'ultimo visivamente.

Per quanto riguarda l'Area 2, dato che i rilievi sono stati eseguiti sempre in condizione di cielo coperto, è stato possibile adoperare lo stesso coefficiente per la calibrazione dei set di immagini. Tuttavia le soglie per rappresentare i soli pixel acqua nell'ortofoto NIR sono risultate diverse, aumentando dalla mattina al pomeriggio, in funzione della distribuzione dei DN. La Figura 34 riporta i diagrammi della distribuzione di frequenza dei DN delle ortofoto NIR dei voli del 16 dicembre 2021. Come per i rilievi dell'11 novembre 2021, la causa è da ricercare nella variazione dell'intensità della luce incidente. È interessante notare che mentre gli istogrammi dell'Area 1 hanno picchi di frequenza più marcati (Figura 32), per i voli dell'Area 2 la presenza delle nubi produce una distribuzione dei DN più uniforme, che si denota dalle curve più dilatate (Figura 34).

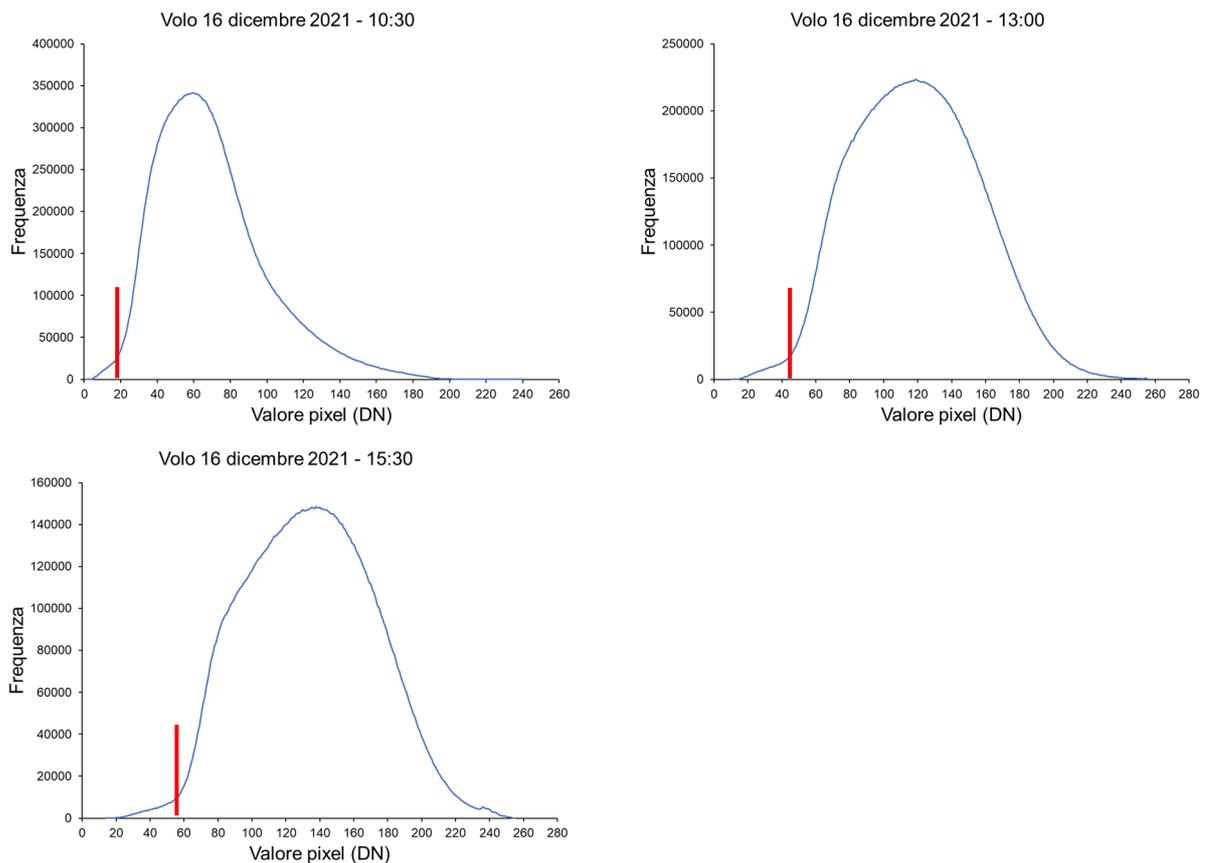


Figura 34. Diagrammi della distribuzione di frequenza delle ortofoto NIR, relative ai voli del 16 dicembre 2021 sull'Area 2. La linea rossa indica approssimativamente il punto di flesso.

Come evidenziato dall'andamento degli istogrammi, a differenza di quelli dei voli eseguiti sull'Area 1, i flessi sono meno accentuati. La scelta dei valori soglia più adeguati a rappresentare i pixel con accertata presenza di acqua, ha comportato l'inclusione di pixel acqua anche al di fuori del canale. Tuttavia, questo comportamento è stato ravvisato maggiormente in

prossimità dei tratti canalizzati. Ciò si spiega considerando che durante i rilievi tutta l'area risultava piuttosto umida, condizione che è variata poco durante la giornata per la presenza costante di nubi che non hanno consentito un essiccamento adeguata dell'ambiente, specie in prossimità e all'interno dei canali. L'umidità ha alterato in quelle zone la riflettanza di suolo e vegetazione, facendola abbassare, fino a far coincidere, in parte, i relativi DN con quelli dell'acqua. Altri fattori da non trascurare sono: le dimensioni dei canali, molto piccoli in questo caso; l'entità modesta dei flussi di acqua nel canale, con tiranti che in alcune zone erano minori di 10 cm. Elementi entrambi limitativi per l'esito dell'esperimento, che richiede una validazione con altri tipi di dati, provenienti dalle immagini RGB e/o da osservazioni dirette a terra. Incrociare dati provenienti dalle immagini NIR con le immagini RGB ha spesso fornito più informazioni rispetto a quelle fornite dall'utilizzo della sola banda NIR, riducendo i falsi rilevamenti (Traore et al., 2021).

Le soglie dei DN individuate per l'estrazione dei pixel acqua sono state: 12 per il volo delle 10:30, 29 per il volo delle 13:00 e 39 per il volo delle 15:30. Le relative mappe con i soli pixel con valori dei DN minori/uguali delle soglie scelte sono mostrate in Figura 35a, b e c.

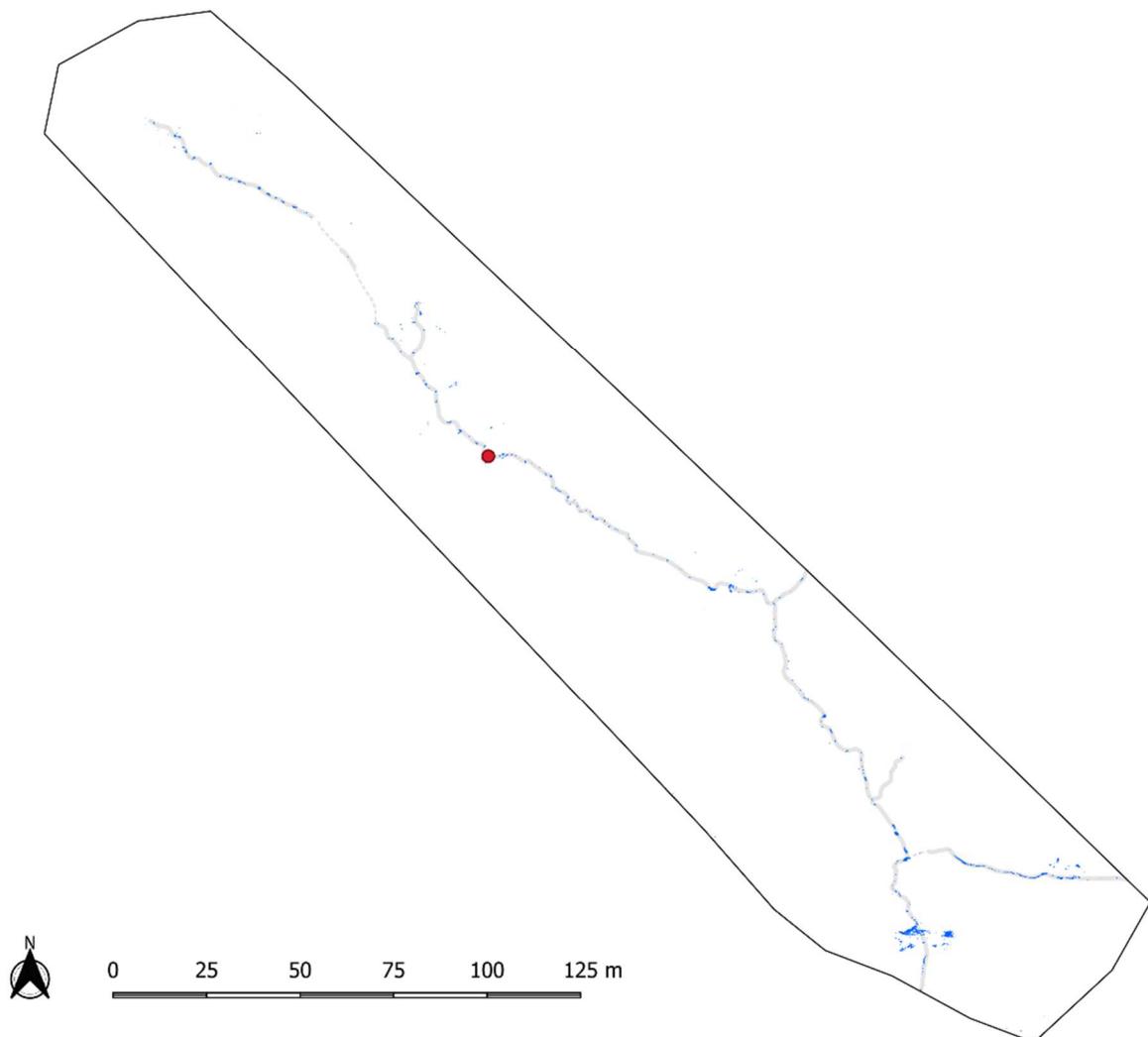


Figura 35a. Rappresentazione delle immagini NIR dei voli eseguiti sull'Area 2 evidenziando solo i pixel con valori minori/uguali delle rispettive soglie prescelte per il volo delle 10:30. La linea grigia continua rappresenta i canali, quella tratteggiata le porzioni non canalizzate. Il pallino rosso delimita le parti del canale principale distinguendo quelle con acqua fluente (lato valle) da quelle con acqua stagnante o canale molto umido (lato monte).

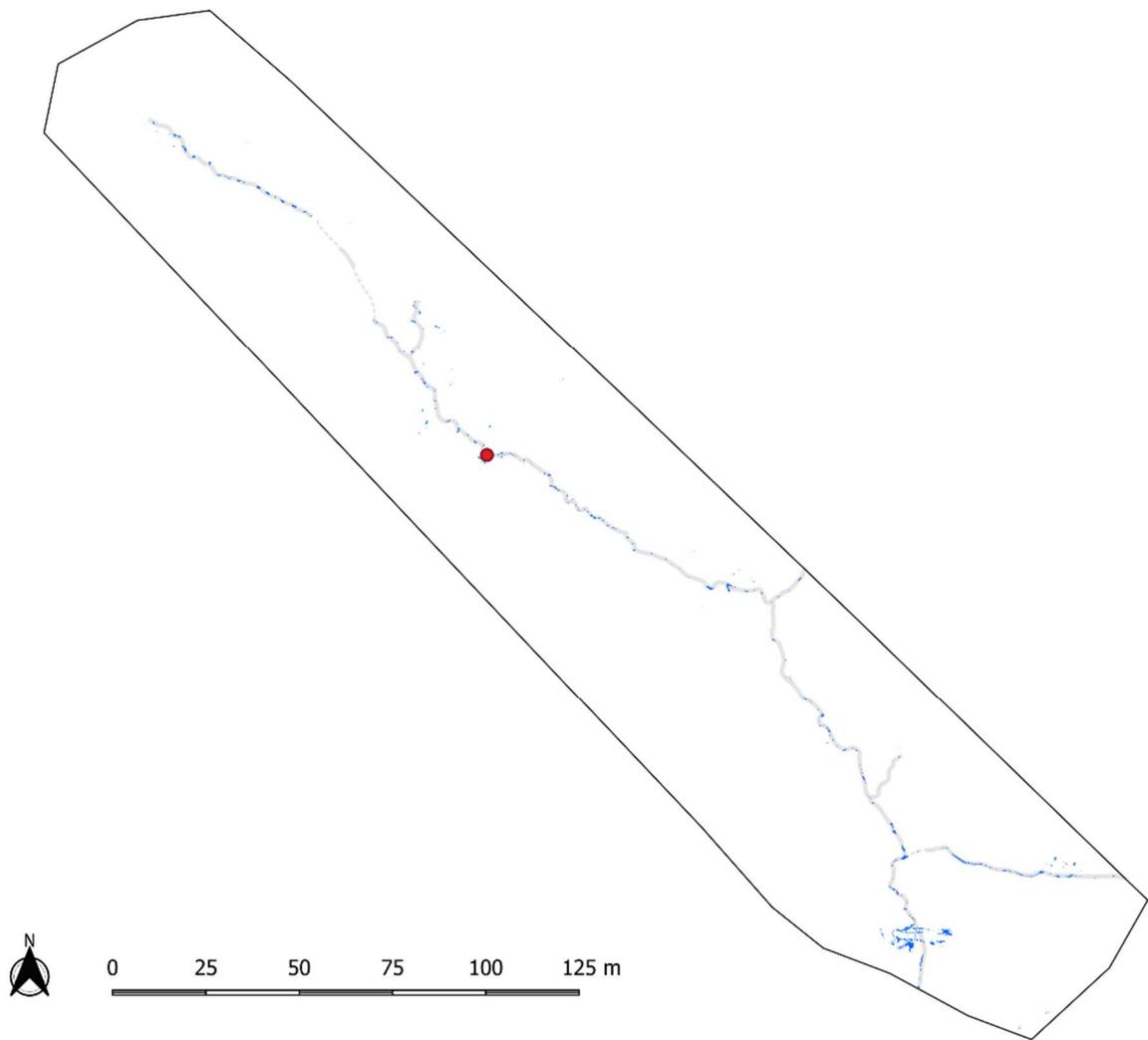


Figura 35b. Rappresentazione delle immagini NIR dei voli eseguiti sull'Area 2 evidenziando solo i pixel con valori minori/uguali delle rispettive soglie prescelte per il volo delle 13:00. La linea grigia continua rappresenta i canali, quella tratteggiata le porzioni non canalizzate. Il pallino rosso delimita le parti del canale principale distinguendo quelle con acqua fluente (lato valle) da quelle con acqua stagnante o canale molto umido (lato monte).

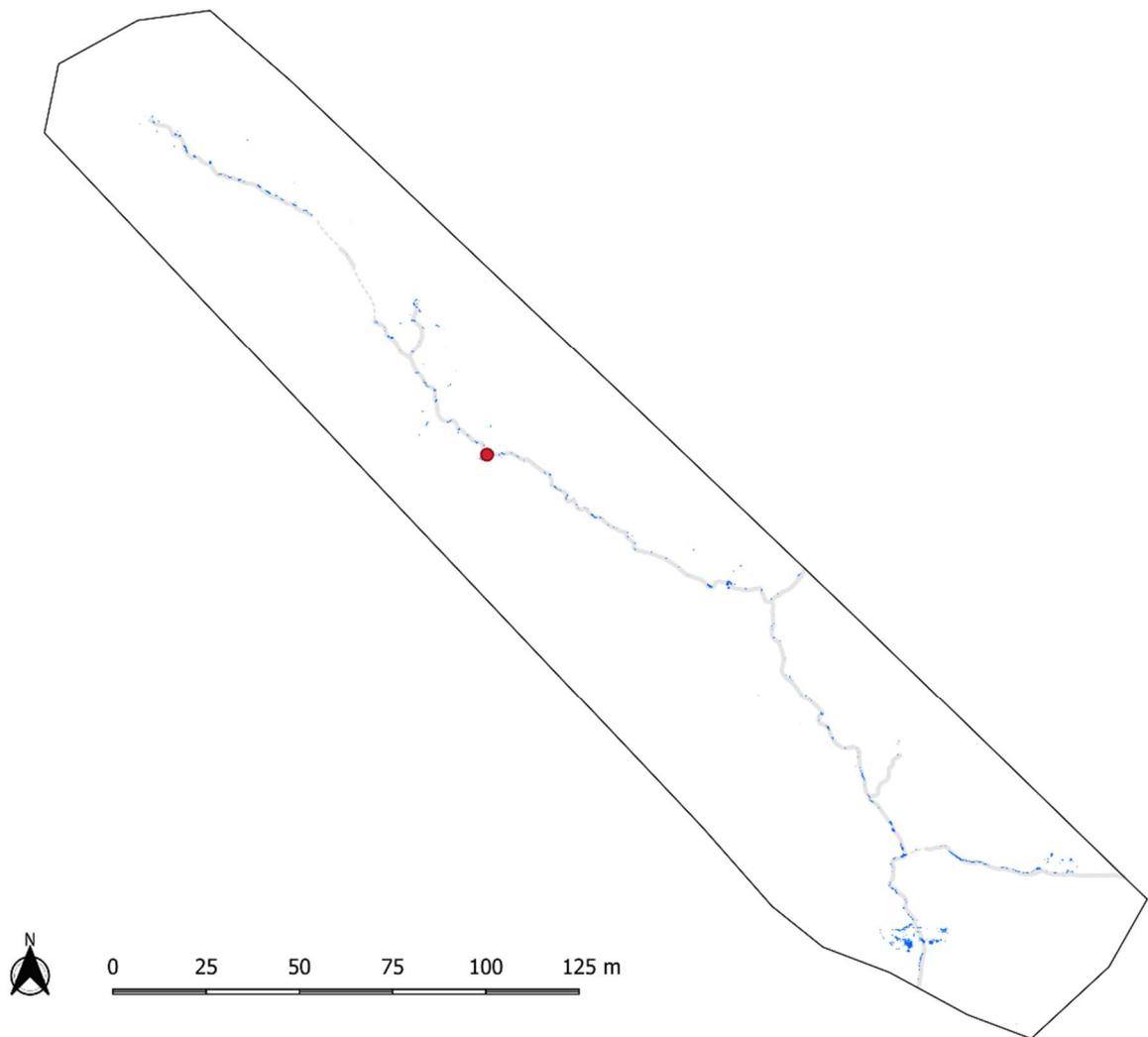


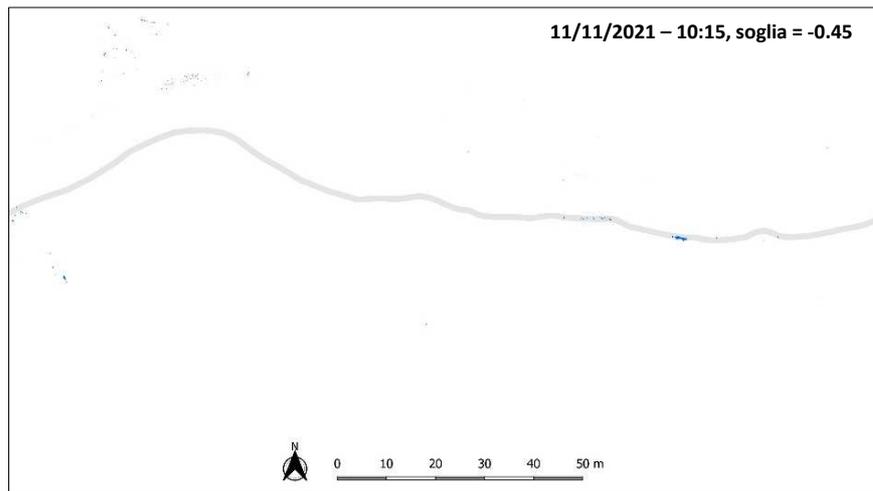
Figura 35c. Rappresentazione delle immagini NIR dei voli eseguiti sull'Area 2 evidenziando solo i pixel con valori minori/uguali delle rispettive soglie prescelte per il volo delle 15:30. La linea grigia continua rappresenta i canali, quella tratteggiata le porzioni non canalizzate. Il pallino rosso delimita le parti del canale principale distinguendo quelle con acqua fluente (lato valle) da quelle con acqua stagnante o canale molto umido (lato monte).

Osservando le Figure 35a,b,c si nota subito la similitudine delle tre mappe, che restituiscono informazioni praticamente identiche, confermando, anche questa volta, l'indipendenza dalle condizioni meteo e dall'orario delle misure NIR. In particolare, con il cerchio rosso in figura è stato indicato il punto più a monte dal quale inizia il deflusso dell'acqua nel canale principale. Tutti i pixel acqua individuati a valle del cerchio rosso corrispondevano ad acqua fluente nei canali e ad acqua stagnante o zone bagnate al di fuori dei canali. Questa situazione è stata verificata direttamente in sito, quando tutto il tratto è stato percorso a piedi per battere i GCP per i rilievi, mentre i pixel acqua che si vedono a monte del punto d'inizio del reticolo attivo in certi casi corrispondevano a pozze d'acqua disconnesse, specialmente nel primo tratto che si biforca, e in altri casi al canale solo bagnato (ultimo tratto canalizzato a monte). La discontinuità dei pixel nei canali con acqua fluente è dovuta alla copertura vegetale, nonché alla particolare conformazione morfologica dei canali di quest'area. Infatti, sovente le canalizzazioni presentano zone molto incise, che rendono praticamente invisibile l'acqua, oltre che

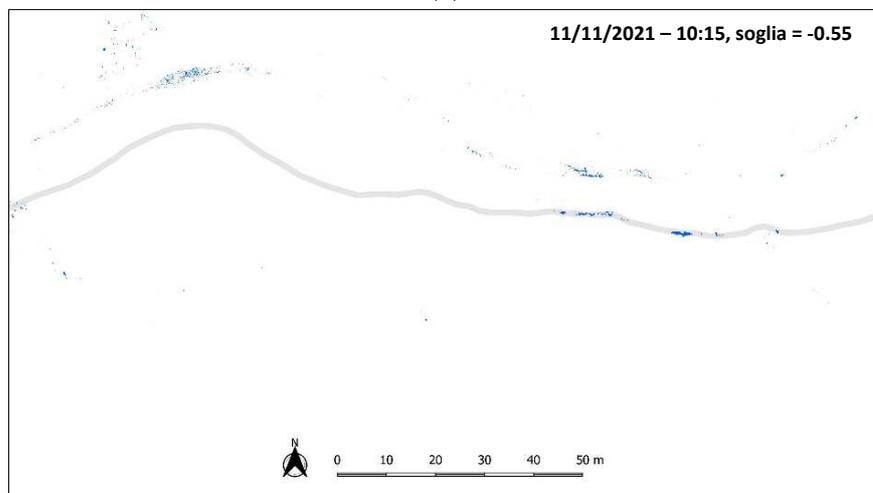
creare delle contropendenze che disconnettono il deflusso all'interno dell'alveo stesso in caso di portate particolarmente basse, come nel caso del tratto subito a monte del pallino rosso.

Questo esperimento rivela che per conformazioni del reticolo complesse e di piccole dimensioni, in condizioni climatiche come quelle registrate il 16 dicembre 2021, il riconoscimento univoco dei pixel acqua a partire dal cerchio spostandosi verso monte (sia se in flusso che stagnante) non è attendibile, in quanto possono essere incluse zone molto umide dei canali, con riflettanza simile a quella dell'acqua, inducendo ad un'interpretazione errata dei risultati. I risultati vanno dunque validati con osservazioni dirette a terra, piuttosto che dalle immagini RGB, le quali per lo stesso motivo, legato alla particolare morfologia dei canali, non consentono la determinazione certa della presenza o meno dell'acqua.

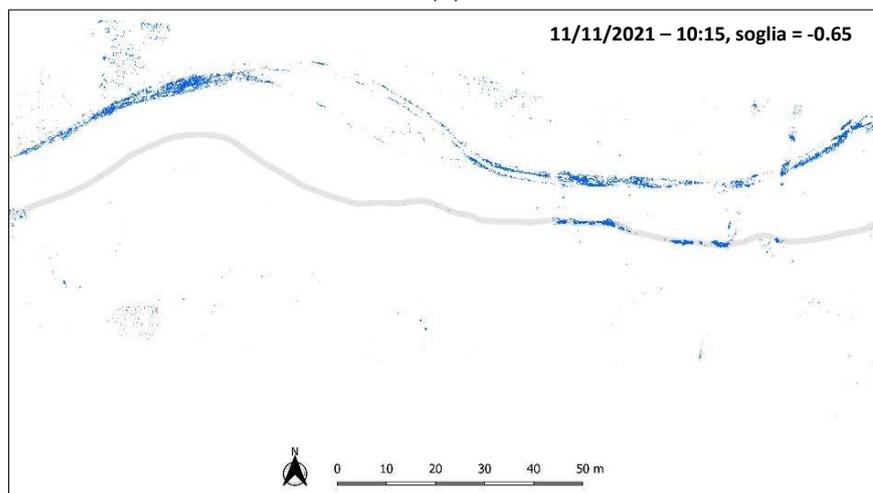
Per entrambi i voli sono stati calcolati in QGIS gli indici NDWI dalle ortofoto NIR e G, usando l'equazione 1. Considerando come soglia quella indicata da McFeeters (1996), ovvero classificare come acqua tutti i pixel con valori positivi, non sono stati ottenuti risultati significativi. È stato necessario spostare la soglia verso valori negativi per una migliore identificazione dei pixel acqua. Per ogni mappa NDWI calcolata, per tutti i voli eseguiti sull'Area 1 e sull'Area 2, sono stati scelti tre valori soglia. I risultati sono riportati nelle figure 36 – 40.



(a)

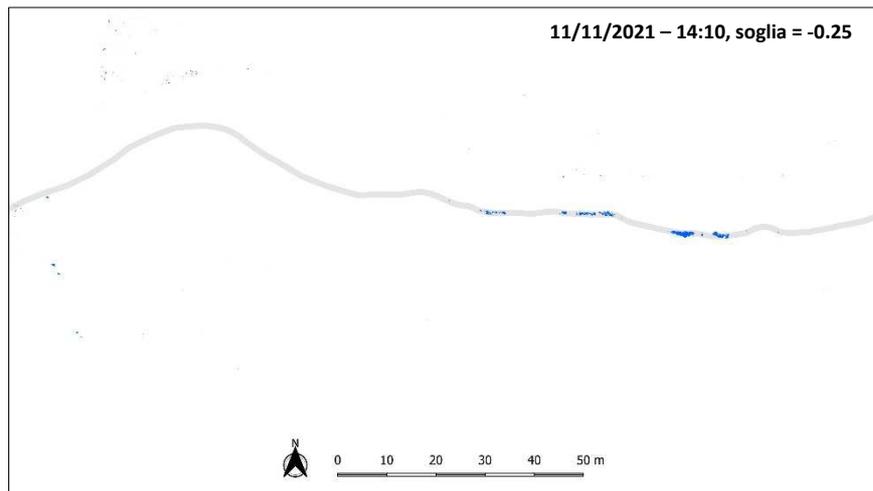


(b)

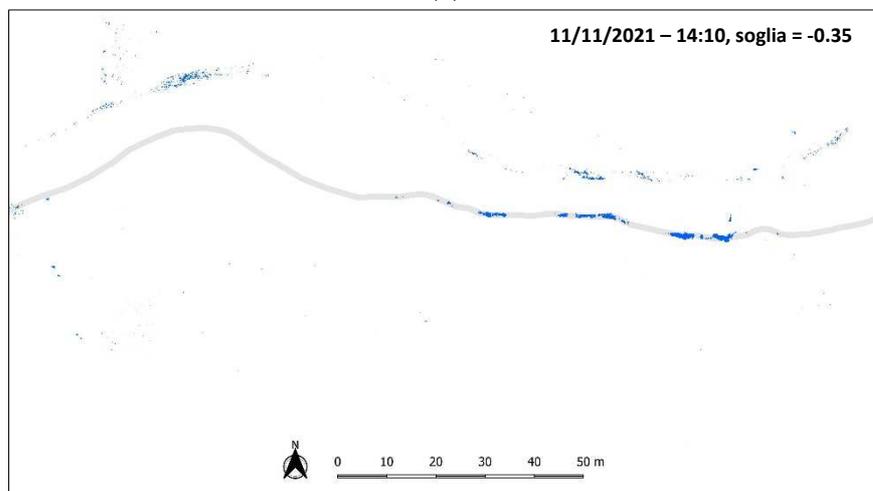


(c)

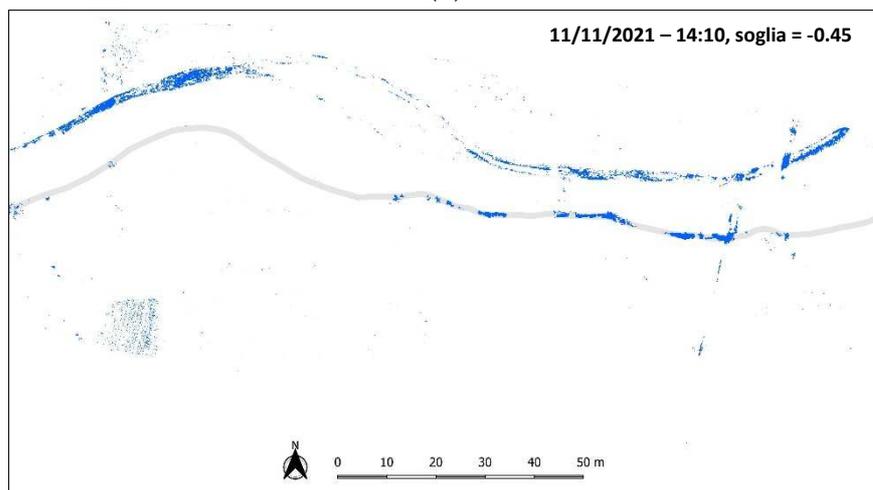
Figura 36. Indice NDWI calcolato per il volo delle 10:15 dell'11 novembre 2021. (a) soglia -0.45 ; (b) soglia -0.55 ; (c) soglia -0.65 . Il canale è indicato dalla linea grigia.



(a)

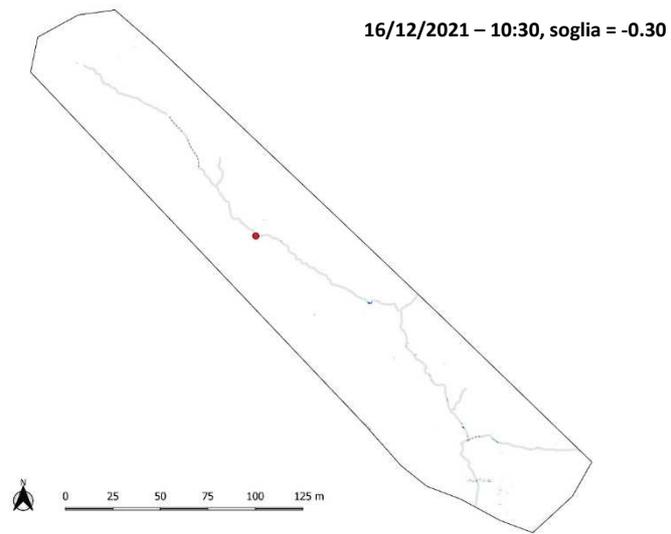


(b)

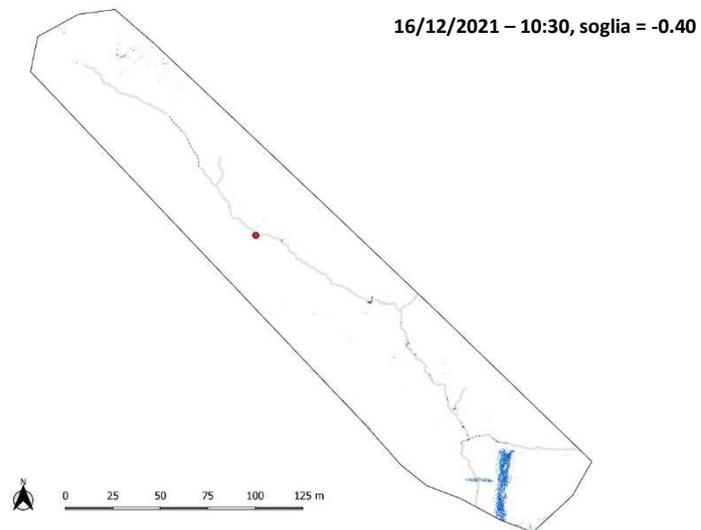


(c)

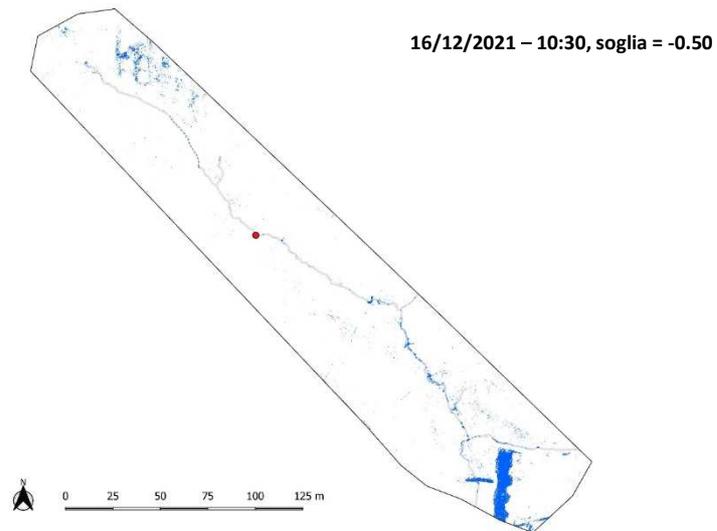
Figura 37. Indice NDWI calcolato per il volo delle 14:10 dell'11 novembre 2021. (a) soglia -0.25 ; (b) soglia -0.35 ; (c) soglia -0.45 . Il canale è indicato dalla linea grigia.



(a)



(b)



(c)

Figura 38. Indice NDWI calcolato per il volo delle 10:30 del 16 dicembre 2021. (a) soglia -0.30 ; (b) soglia -0.40 ; (c) soglia -0.50 . I canali sono indicati dalla linea grigia continua. La linea grigia tratteggiata indica le parti non canalizzate.

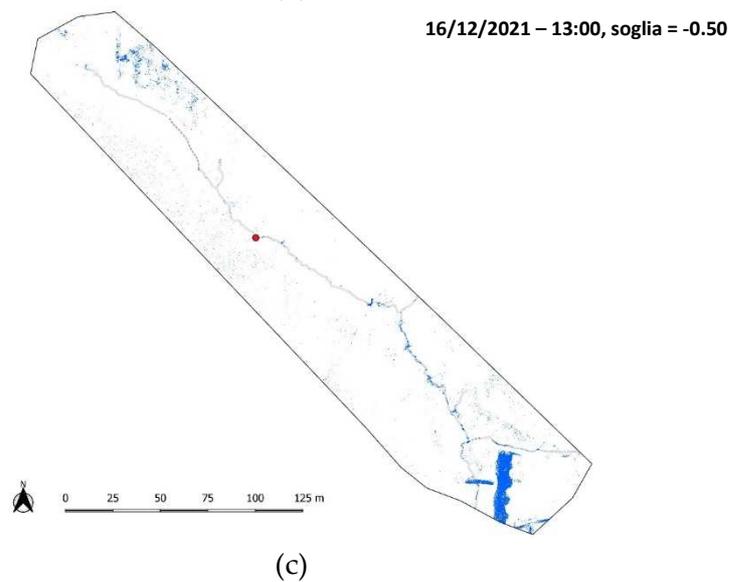
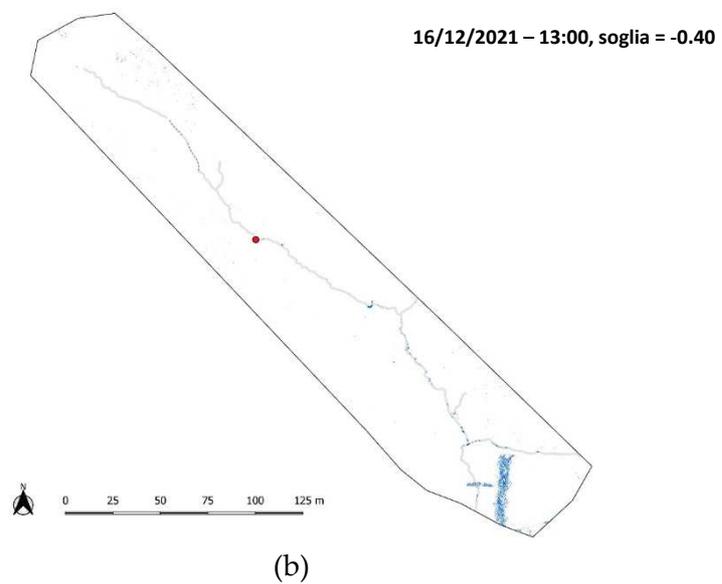
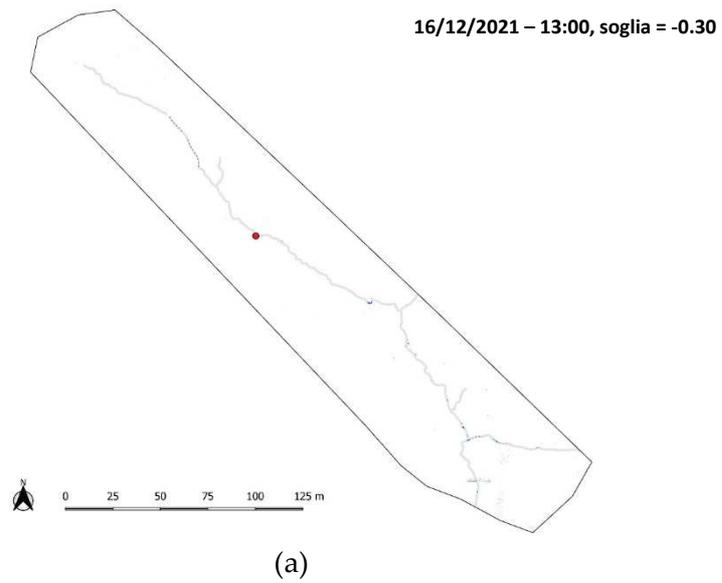


Figura 39. Indice NDWI calcolato per il volo delle 13:00 del 16 dicembre 2021. (a) soglia -0.30 ; (b) soglia -0.40 ; (c) soglia -0.50 . I canali sono indicati dalla linea grigia continuo. La linea grigia tratteggiata indica le parti non canalizzate.

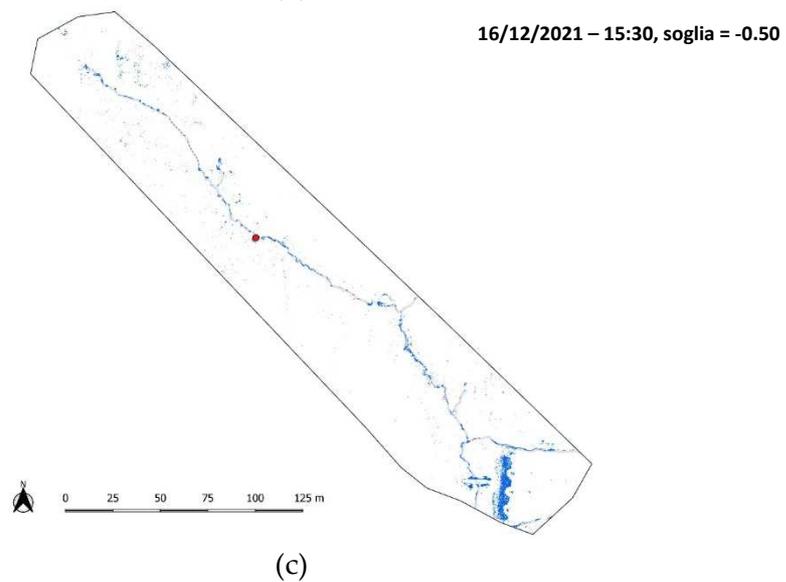
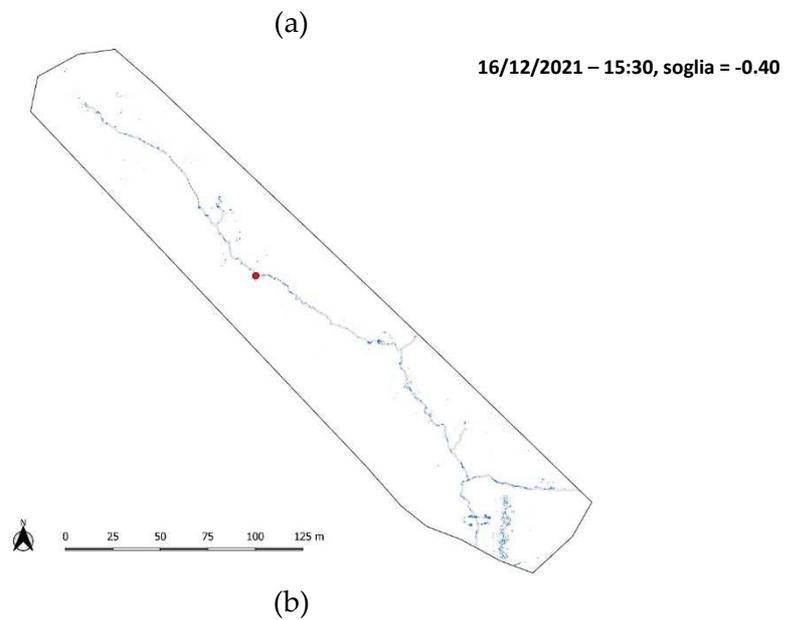
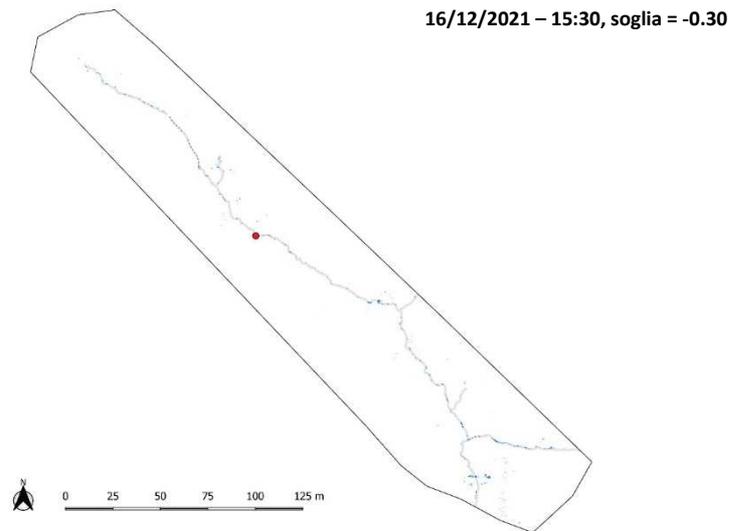


Figura 40. Indice NDWI calcolato per il volo delle 15:30 del 16 dicembre 2021. (a) soglia -0.30 ; (b) soglia -0.40 ; (c) soglia -0.50 . I canali sono indicati dalla linea grigia continuo. La linea grigia tratteggiata indica le parti non canalizzate.

Analizzando le diverse immagini dell'indice NDWI per l'Area 1 si nota che funziona parzialmente solo dove l'acqua è chiaramente visibile e in quantità maggiore. Man mano che la soglia si sposta verso valori negativi, al fine di catturare pixel acqua in altri punti, insieme ai rilevamenti corretti si nota la comparsa di pixel fuori dal canale, specialmente nelle zone caratterizzate dalla presenza di suolo nudo (come la stradina subito a nord del canale, ben visibile nelle figure 36c e 37c). In definitiva, questo indice non ha dimostrato una valida capacità nel riconoscere i pixel acqua, senza includere falsi rilevamenti, risultando meno performante del solo NIR.

Analogamente all'Area 1, anche sulla Area 2 l'indice NDWI non ha prodotto risultati soddisfacenti. Infatti sui tre voli i pixel acqua all'interno dei canali iniziano a comparire in concomitanza con pixel esterni ai canali corrispondenti a falsi rilevamenti, effetto che si nota in generale su tutta l'area, ma in special modo nel settore sud-est, dove c'è una briglia ed un terreno arato, ben visibili sull'ortofoto RGB (Figura 28b).

In Figura 41 vengono messe a confronto le distribuzioni spaziali dei pixel classificati come acqua con la migliore performance (i.e. quelle che hanno più rilevamenti corretti nei canali) corrispondenti con le osservazioni in sito e con il confronto con le immagini RGB, ottenute con TIR, NIR e NDWI, per i voli mattutini dell'11 novembre 2021, ricordando che è l'unico caso dove questo confronto a tre è stato possibile, mentre per gli altri voli sono confrontate le sole mappe NIR e NDWI (figure 42 e 43).

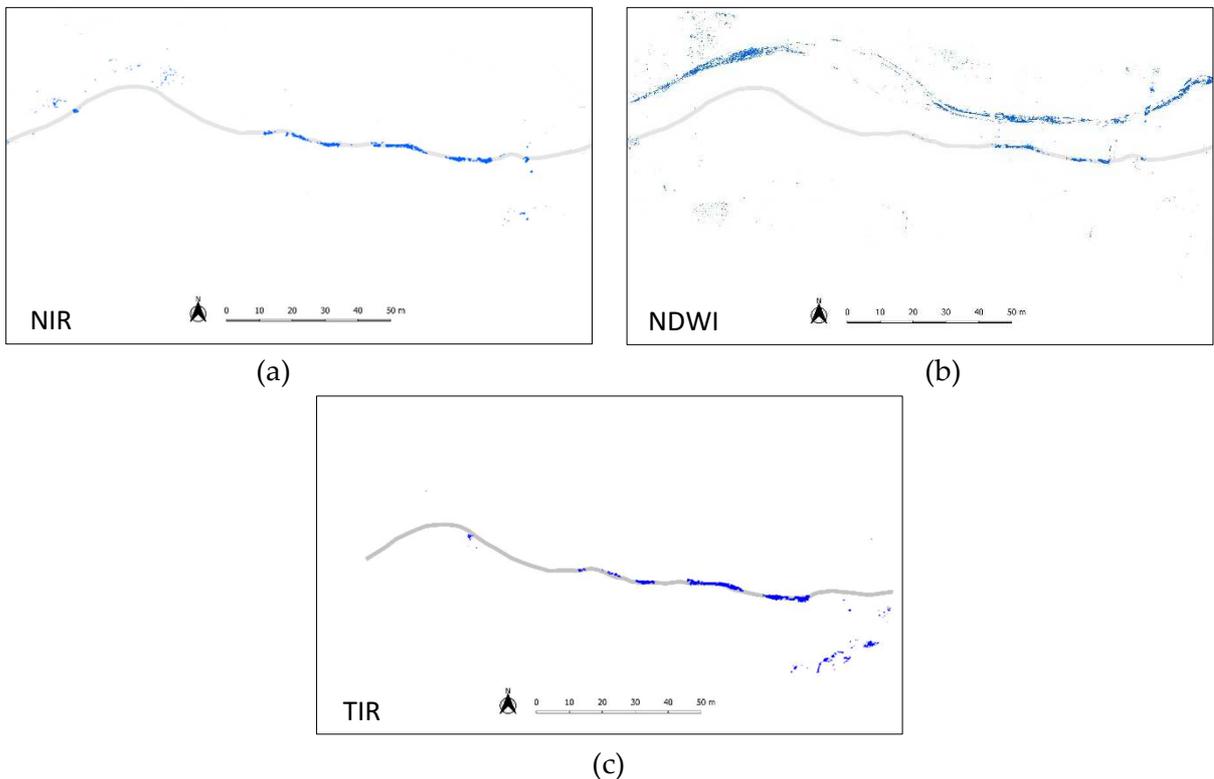


Figura 41. Confronto tra le mappe NIR (a), NDWI (b) e TIR (c) dei voli effettuati alle 10:00 (TIR) e alle 10:15 (NIR) dell'11 novembre 2021.

I risultati di Figura 41 mostrano che la mappa TIR ha dato risultati molto accurati, compresi i pixel acqua nella zona sottostante la briglia. Il NIR invece ha avuto un'ottima risposta nel

canale, addirittura maggiormente dettagliata del TIR nel tratto centrale, con più rilevamenti corretti, però presenta dei falsi rilevamenti nel settore nord-ovest dell'immagine, dovuti a parti del suolo ombreggiate umide (Figura 28a). Infine, la resa peggiore è stata quella dell'indice NDWI, che mostra dei veri pixel acqua, laddove anche gli altri sensori hanno funzionato (l'acqua si vede bene anche sull'ortofoto RGB, Figura 28a), ma anche molti falsi rilevamenti esterni al canale.

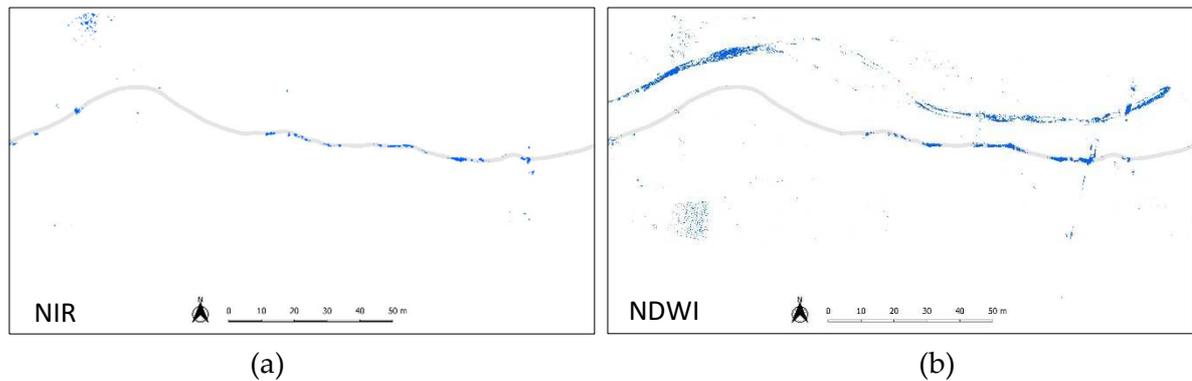


Figura 42. Confronto tra le mappe NIR (a) e NDWI (b) del volo effettuato alle 14:10 dell'11 novembre 2021.

Nel volo delle 14:10 dell'11 novembre 2021, come già descritto, non è stato possibile ottenere l'ortofoto, per cui il confronto è stato fatto solo tra NIR e NDWI. In questo caso, il NIR è visibilmente migliore, cogliendo pixel acqua anche nella parte più a monte del canale attraverso le piccole aperture della vegetazione (Figura 42).

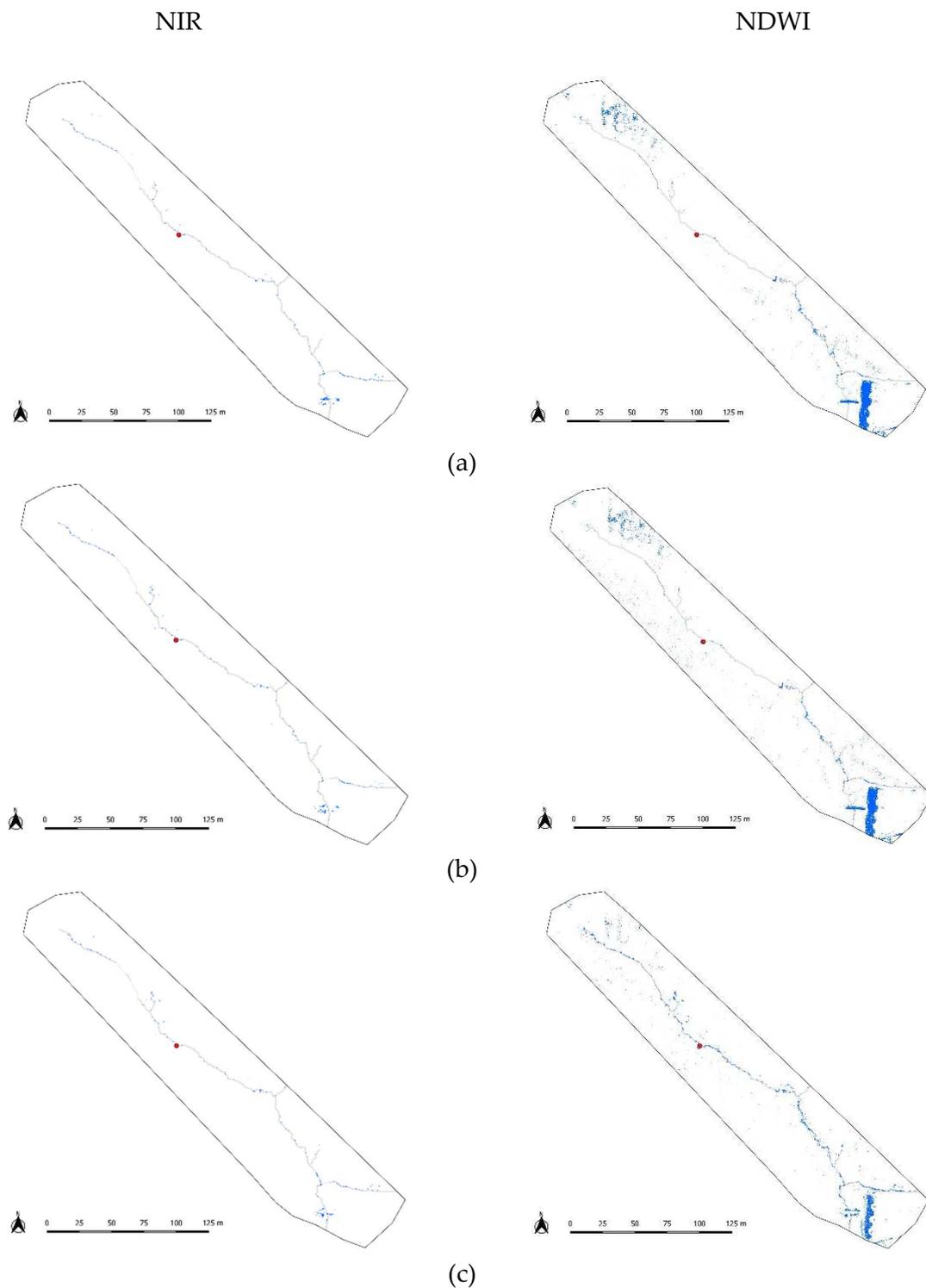


Figura 43. Confronto tra le mappe NIR (a sinistra) e NDWI (a destra) dei voli effettuati alle 10:30 (a), alle 13:00 (b) e alle 15:30 (c) del 16 dicembre 2021.

Anche per l'Area 2, il NIR risulta più performante dell'indice NDWI nel riconoscere i pixel acqua, anche se in questo particolare contesto è necessario avere altri dati osservati direttamente in campo per validare le informazioni da drone.

Complessivamente in base ai risultati ottenuti si possono fare le seguenti considerazioni sulle bande TIR e NIR, compreso l'indice NDWI calcolato con il NIR, usati per il riconoscimento dei corpi idrici superficiali.

Il TIR conferma i suoi limiti nel ricostruire le ortofoto termiche (Maes et al., 2017), ma restituisce buone prestazioni quando il processo fotogrammetrico va a buon fine (come avvenuto per il volo delle 10:00 dell'11 novembre 2021), il quale però richiede condizioni meteo-climatiche adeguate. Ha dimostrato, altresì, che in ambienti umidi risente dell'attenuazione della radiazione termica che comporta una diminuzione dei contrasti, inficiando la qualità delle immagini scattate (Jensen et al., 2012), come appurato nei rilievi del 16 dicembre 2021. Resta comunque valido il metodo proposto per gli esperimenti di ottobre 2019, febbraio e luglio 2020 (Micieli et al., 2022), dove sono utilizzate le singole immagini grezze senza particolari processi di calibrazione a favore di un'analisi speditiva e performante, purché si tenga conto delle condizioni meteo previste e dell'ora del giorno nelle fasi di programmazione dei rilievi. Associare al TIR altri tipi di immagini (NIR, RGB o altre bande) aiuta sicuramente a classificare meglio i pixel acqua, confrontando più firme spettrali, anche attraverso l'uso di specifici indici spettrali. La sensibilità delle termocamere a microbolometri, come quella usata per i test, rimane sempre inferiore rispetto ai sistemi raffreddati, fattore che risulterebbe determinante qualora ci fosse la necessità di misurare la temperatura assoluta (Jensen et al., 2012), che richiederebbe accurate calibrazioni. Quando lo scopo è solo il riconoscimento della presenza di acqua, la misura precisa della temperatura non serve, quello che si cerca sono i contrasti termici tra acqua ed ambiente circostante, che si colgono già dalle immagini TIR grezze senza necessità di calibrarle. Questo è stato uno dei punti di forza nel valorizzare il metodo proposto sull'uso delle immagini TIR per il riconoscimento corretto dei pixel acqua (Micieli et al., 2022), metodo che in adeguate condizioni può essere usato in alternativa alle immagini multispettrali.

Il NIR è stato ampiamente usato per delineare i bordi di corsi d'acqua (ad es. Jensen et al., 2012; Jiang et al., 2014; Traore et al., 2021) sia con sensori montati su drone che dati satellitari. Negli esperimenti condotti ha mostrato sempre un'elevata capacità nel riconoscere l'acqua in superficie, per la bassa riflettanza che questa ha nella banda NIR (Figura 1). Un notevole vantaggio delle immagini NIR è che queste si riescono ad usare agevolmente nei processi fotogrammetrici, restituendo mappe ortorettificate e georeferenziate, come avvenuto nei test eseguiti sulle aree 1 e 2, a prescindere dalle condizioni meteo delle giornate di rilievo. Nei voli eseguiti l'11 novembre 2021 i risultati hanno pienamente soddisfatto le aspettative ed è bastato un confronto con le immagini RGB per ottenere informazioni univoche sui pixel acqua nel canale, oltre che avere a disposizione i dati del rilievo con la termocamera per un'ulteriore convalida. Più complicata è risultata l'interpretazione delle immagini NIR per i rilievi del 16 dicembre 2021 sull'Area2, dove la particolare conformazione geomorfologica del canale rilevato, congiuntamente all'umidità del suolo e della vegetazione, hanno determinato un rumore di fondo che spesso si registra nei canali stretti e con poca acqua (Jiang et al., 2014), non consentendo di discriminare tra veri pixel acqua e terreno bagnato. Purtroppo, in questo caso, le immagini RGB non hanno permesso di migliorare sufficientemente l'analisi, così come successo per le immagini TIR, assegnando alla sola osservazione diretta in campo la validazione dei rilevamenti corretti dei pixel acqua.

L'indice NDWI è stato definito per evidenziare i corpi idrici superficiali nelle immagini telerilevate, basandosi sul metodo delle soglie. Sfortunatamente queste soglie non sono

univoche (Ji et al., 2015). Nei test effettuati sulle aree 1 e 2 ha presentato il ben noto problema del rumore di fondo e della variabilità delle soglie da zona a zona ed in funzione dell'ora dell'acquisizione (Jiang et al., 2014), non consentendo un riconoscimento adeguato dei pixel acqua in nessun caso. Tale indice restituisce profili spettrali stabili solo per corpi idrici profondi e limpidi, al contrario, come nei casi di studio, i bassi tiranti (soprattutto nell'Area 2) hanno determinato riflettanze miste tra acqua e terreno, non permettendo di separare le tipologie di pixel.

4.4. Modellazione della lunghezza della rete di drenaggio attiva – ADNL

La modellazione statistica, realizzata inizialmente per il solo periodo di monitoraggio aprile – giugno 2019 (Senatore et al., 2021), è stata calibrata come descritto nel paragrafo 3.5, ottenendo i risultati riportati in Tabella 9.

Tabella 9. Parametri calibrati del modello ADNL relativi alla recessione dell'anno 2019.

Modelli ADNL 2019				
Parametri Calibrazione	Sottobacino E (calibrazione)		Sottobacino O (validazione)	
	R ²	MAE (km)	R ²	MAE (km)
T (giorni) = 31 k _c = 0.449 k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.034±0.0006	0.92	0.19±0.02	0.83	0.43
Parametri Calibrazione	Sottobacino O (calibrazione)		Sottobacino E (validazione)	
	R ²	MAE (km)	R ²	MAE (km)
T (giorni) = 34 k _c = 0.755 k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.035±0.0003	0.98	0.05±0.01	0.79	0.53

Le piccole differenze del valore di T (31 e 34 giorni) tra i due sottobacini possono essere spiegate dalla loro diversa conformazione geomorfologica: più uniforme e con pendenze inferiori quella del sottobacino E, rispetto a quello O che presenta canali più incisi, che favorirebbero la connessione del deflusso superficiale con quello sotterraneo. I diversi valori di k_c rispecchiano le differenze osservate nell'uso del suolo dei due sottobacini. Anche se i valori di R² tendono ad essere più alti nel sottobacino O, i pattern sono abbastanza simili nei due casi (Figura 44). In particolare, i valori di T più piccoli sono associati ai valori R² più bassi per ogni k_c, suggerendo che il valore cumulativo a breve termine delle variabili meteorologiche è scarsamente correlato con la dinamica osservata della rete di drenaggio.

I pattern dei valori di R² nel dominio Tk_c per entrambi i sottobacini E e O sono mostrati in Figura 44.

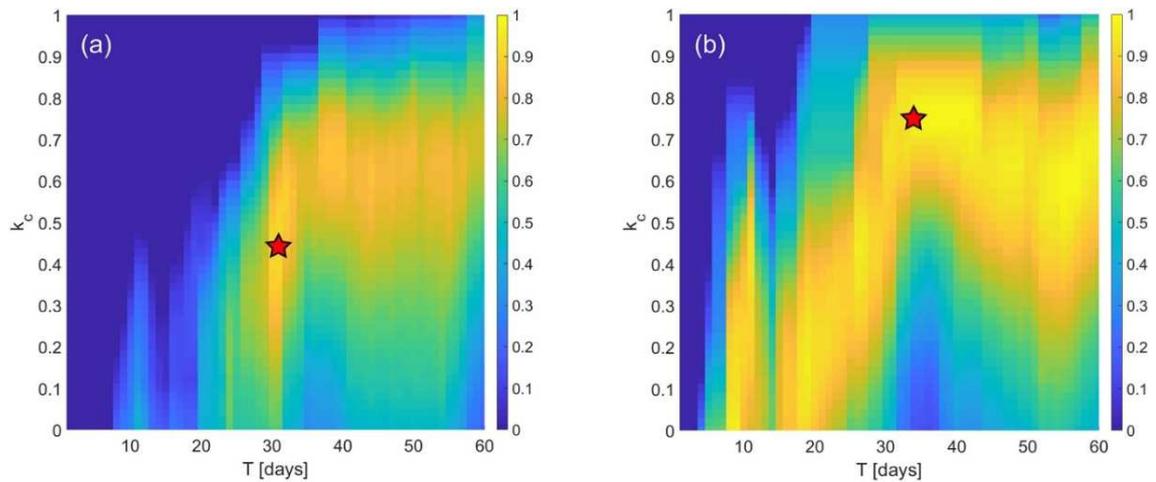


Figura 44. Valori di R^2 nel dominio Tk_c per entrambi i sottobacini E (a) e O (b). Le stelle rosse rappresentano il miglior set di parametri.

La Figura 44 evidenzia che, per il sottobacino E, il miglior insieme di parametri è per lo più concentrato in una regione ben definita del dominio Tk_c , mentre per il sottobacino O la regione dello spazio dei parametri in cui le prestazioni sono maggiori è più sparsa.

I parametri T e k_c riassumono gli effetti delle differenze di topografia e copertura del suolo nei due sottobacini. Tenendo conto di ciò, è interessante notare che il rapporto tra l'ADNL e le precipitazioni in eccesso accumulate è quasi lo stesso ($K_{EP} = 0.034 \pm 0.0006$ e 0.035 ± 0.0003 rispettivamente per i sottobacini E e O). In Tabella 9 è riportata anche l'analisi di *cross-validation* (convalida incrociata) per il parametro k_{EP} . I risultati hanno evidenziato la robustezza del modello (coefficienti di variazione di k_{EP} dell'ordine di 0.01) che è stata confermata anche dai valori dell'errore assoluto medio (MAE). Il modello non solo risponde bene nel sottobacino in cui è calibrato ma fornisce anche previsioni affidabili nel corrispondente sottobacino di convalida (Tabella 9).

La Figura 45 riporta gli andamenti delle ADNL modellate dei due sottobacini, confrontati con i dati rilevati in sito. I grafici forniscono una rappresentazione visiva delle buone prestazioni dei modelli, confermati dagli elevati valori di R^2 e dai bassi valori del MAE (Tabella 9).

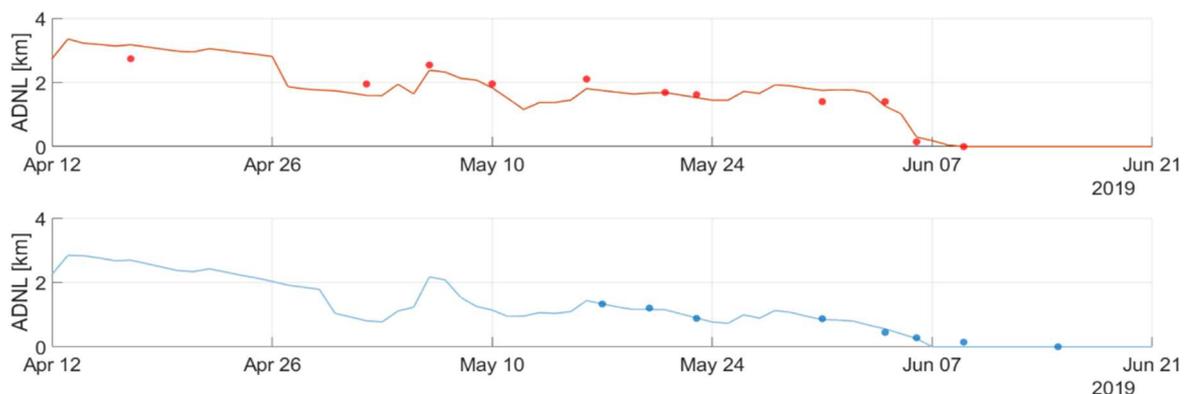


Figura 45. Modelli calibrati dell'ADNL dei sottobacini E (linea rossa) e O (linea blu), con i dati osservati in sito (punti rossi sottobacino E e blu sottobacino O).

Questo modello calibrato è stato usato poi per ricostruire l'andamento della lunghezza totale della rete di drenaggio attiva nei due sottobacini per i periodi di recessione (mesi di aprile, maggio e giugno) degli anni 2020 e 2021.

Le figure 46 e 47 mostrano in dettaglio le fasi di recessione dei sottobacini E e O ricostruite applicando gli stessi parametri usati per l'anno 2019 e osservate, rispettivamente per gli anni 2020 e 2021.

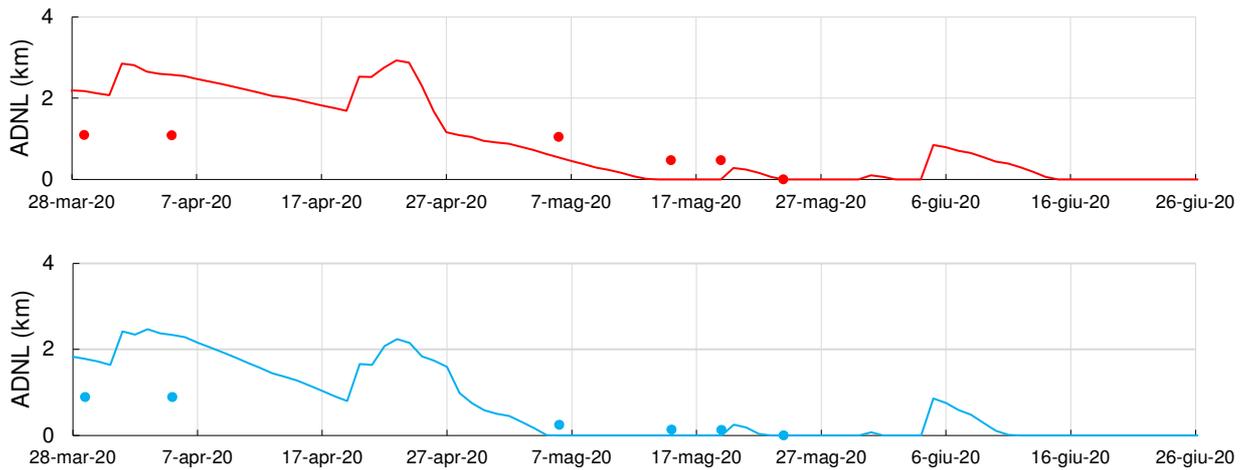


Figura 46. Modelli dell'ADNL delle fasi di recessione dei sottobacini E (linea rossa) e O (linea blu) ricostruiti e osservati in sito (punti rossi sottobacino E e blu sottobacino O), per il periodo aprile 2020 – giugno 2020.

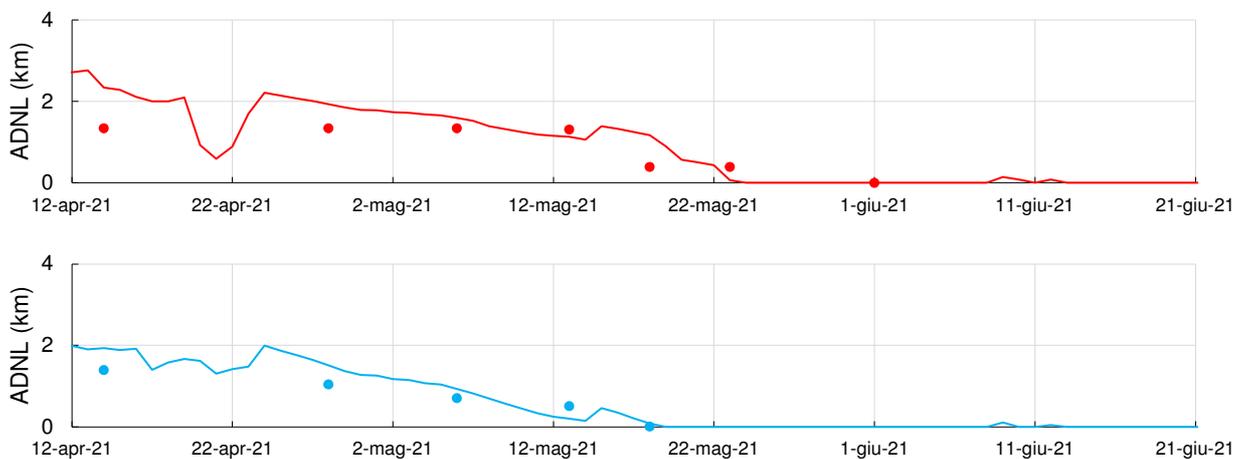


Figura 47. Modelli dell'ADNL delle fasi di recessione dei sottobacini E (linea rossa) e O (linea blu) ricostruiti e osservati in sito (punti rossi sottobacino E e blu sottobacino O), per il periodo aprile 2021 – giugno 2021.

I modelli di recessione degli anni 2020 e 2021 sono stati quindi calibrati allo stesso modo dell'anno 2019, seguendo l'approccio descritto nel paragrafo 3.5.

Data la mancanza di valori osservati della rete nella fase di recessione del 2020, per agevolare la calibrazione del modello è stata fatta un'ipotesi: il rilevamento della rete del 30 marzo dello stesso anno è stato considerato come dato registrato il 1° aprile 2020.

I parametri calibrati dei modelli ADNL relativi alla recessione degli anni 2020 e 2021 sono riportati in Tabella 10.

Tabella 10. Parametri calibrati dei modelli ADNL relativi alla recessione degli anni 2020 e 2021.

Modelli ADNL 2020			
Parametri Calibrazione		R ²	
Sottobacino E			
T (giorni) = 59		0.93	
k _c = 0.469			
k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.0145			
Sottobacino O			
T (giorni) = 33		0.99	
k _c = 0.286			
k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.0112			
Modelli ADNL 2021			
Sottobacino E			
T (giorni) = 26	T (giorni) = 59	0.84	0.87
k _c = 0.265	k _c = 0.469		
k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.0218		k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.0114	
Sottobacino O			
T (giorni) = 34		0.88	
k _c = 0.755			
k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.0255			

La calibrazione del modello, relativamente ai due sottobacini, nel periodo aprile – giugno 2020, ha restituito una variabilità dei coefficienti di determinazione mostrata in Figura 48.

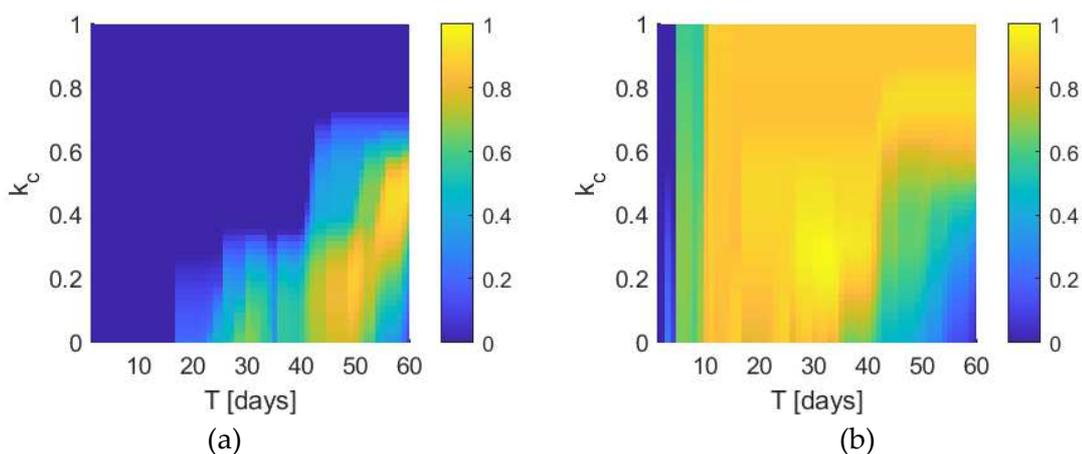


Figura 48. Valori di R^2 nel dominio Tk_c per entrambi i sottobacini E (a) e O (b), per la recessione dell'anno 2020.

La Figura 49 riporta le regressioni lineari dell'ADNL osservata nei due sottobacini, in funzione della pioggia cumulata nel periodo T , scelto per massimizzarne l' R^2 , per il periodo di recessione dell'anno 2020.

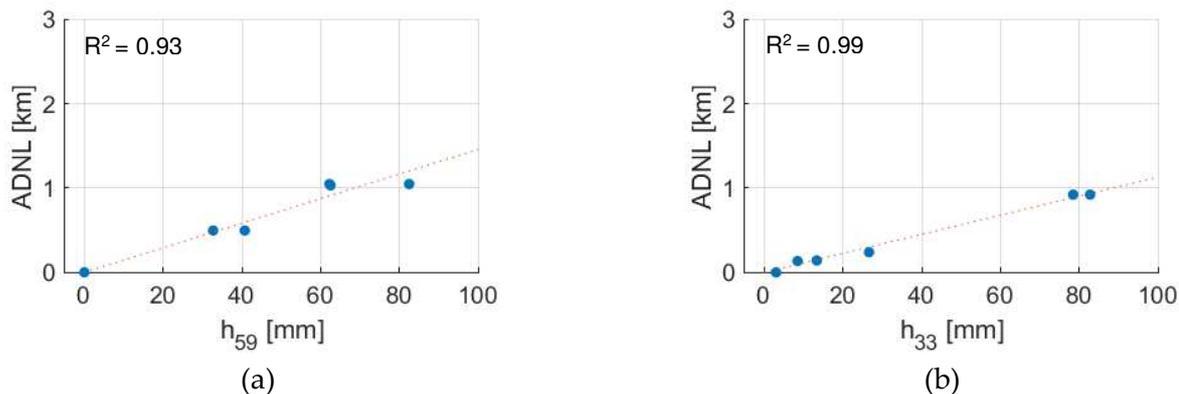


Figura 49. Regressione lineare dell'ADNL rilevata in sito dei sottobacini E (a) e O (b), in funzione di h_T (mm di pioggia cumulata nel periodo T, scelto per la massimizzazione dell' R^2). Periodo di recessione anno 2020.

I modelli dell'ADNL calibrati per la recessione 2020 per entrambi i sotto bacini sono riportati in Figura 50.

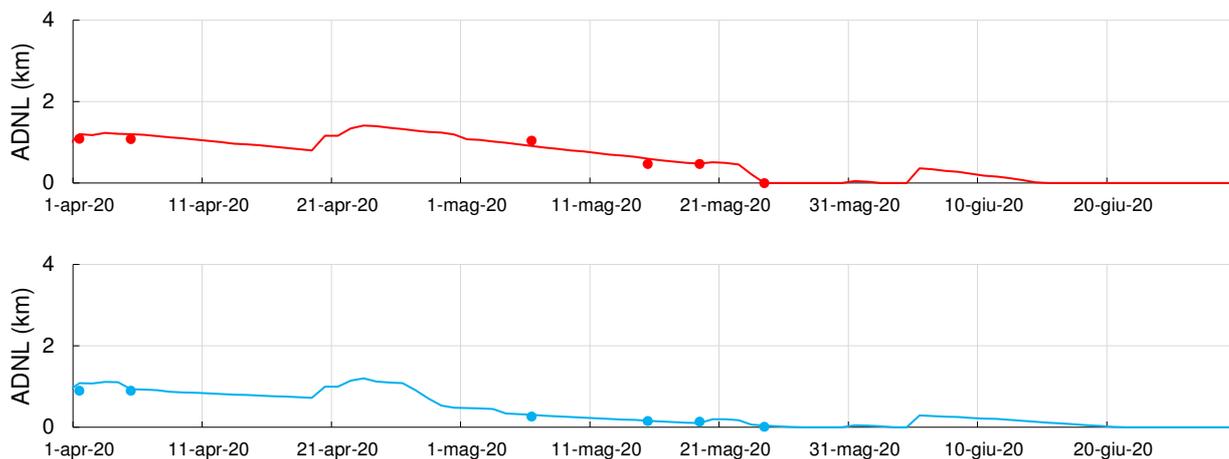


Figura 50. Modelli dell'ADNL calibrati delle fasi di recessione dei sottobacini E (linea rossa) e O (linea blu) e osservati in sito (punti rossi sottobacino E e blu sottobacino O), per il periodo aprile 2020 – giugno 2020.

Nelle figure 51 e 52 sono mostrati rispettivamente i valori di R^2 nel dominio T_{k_c} e le regressioni lineari dell'ADNL osservata in sito, in funzione delle piogge cumulate nel periodo T scelto, per l'anno 2021. Si sottolinea che per il sottobacino E, il modello ha evidenziato due valori rilevanti dell' R^2 , ($R^2=0.84$ e 0.87 per $T=26$ e 59 rispettivamente, Figura 51a), i quali sono stati entrambi considerati per ricostruire l'ADNL (Figura 53).

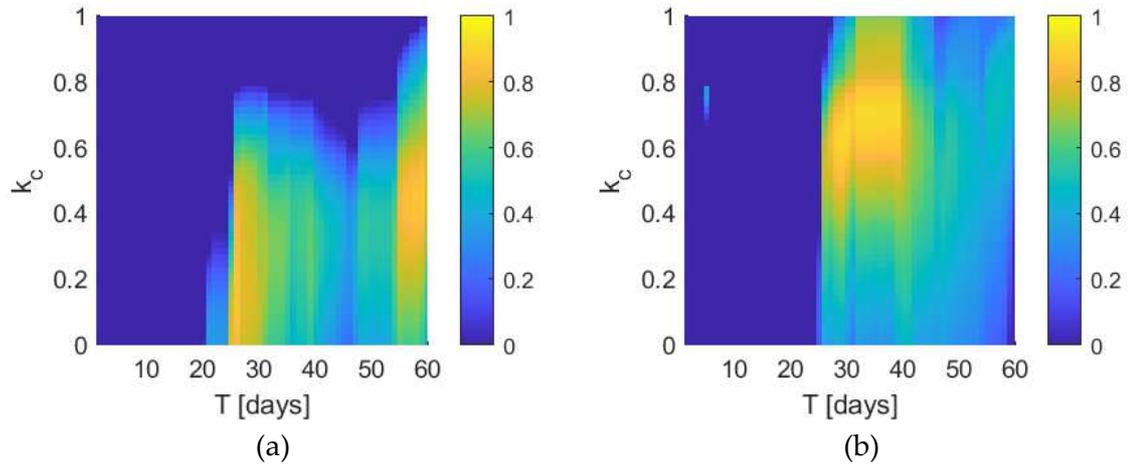


Figura 51. Valori di R^2 nel dominio Tk_c per entrambi i sottobacini E (a) e O (b), per la recessione dell'anno 2021.

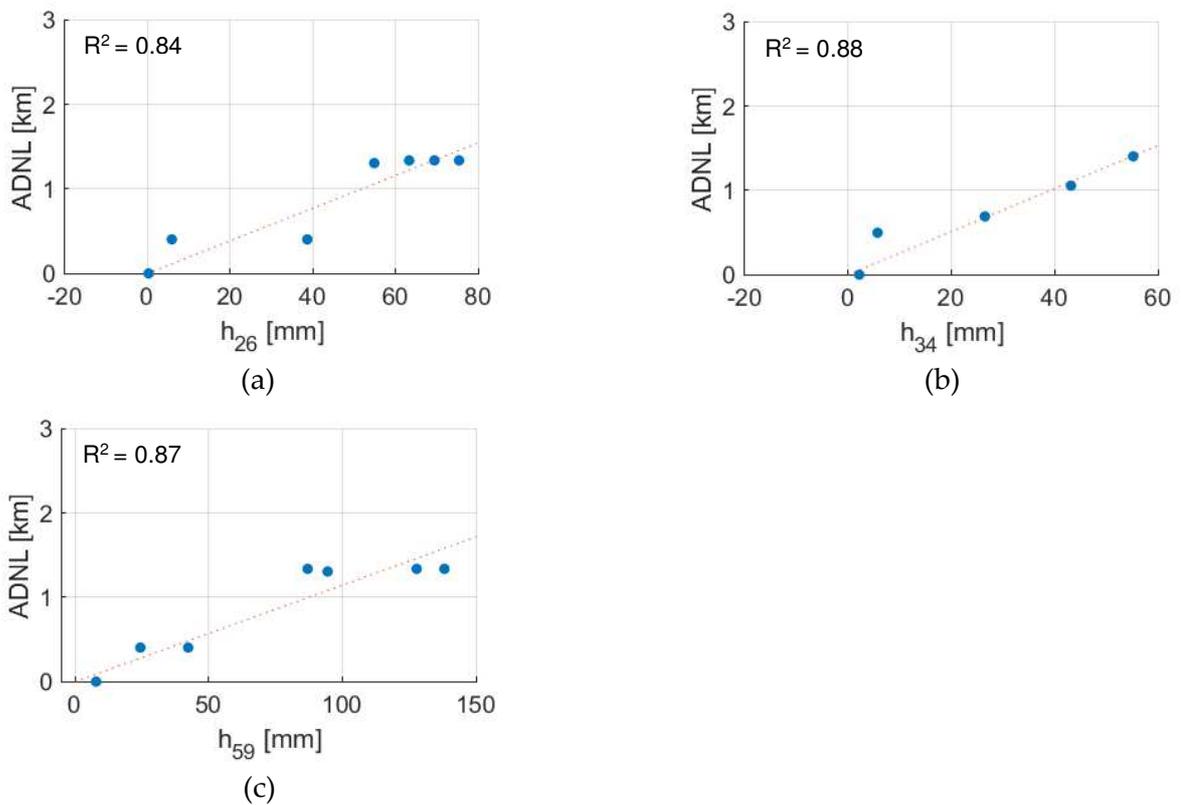


Figura 52. Regressione lineare dell'ADNL rilevata in sito dei sottobacini E (a,c) e O (b), in funzione di h_r (mm di pioggia cumulata nel periodo T , scelto per la massimizzazione dell' R^2). Periodo di recessione anno 2021.

I modelli dell'ADNL calibrati per i sottobacini per la recessione 2021 sono riportati in Figura 53.

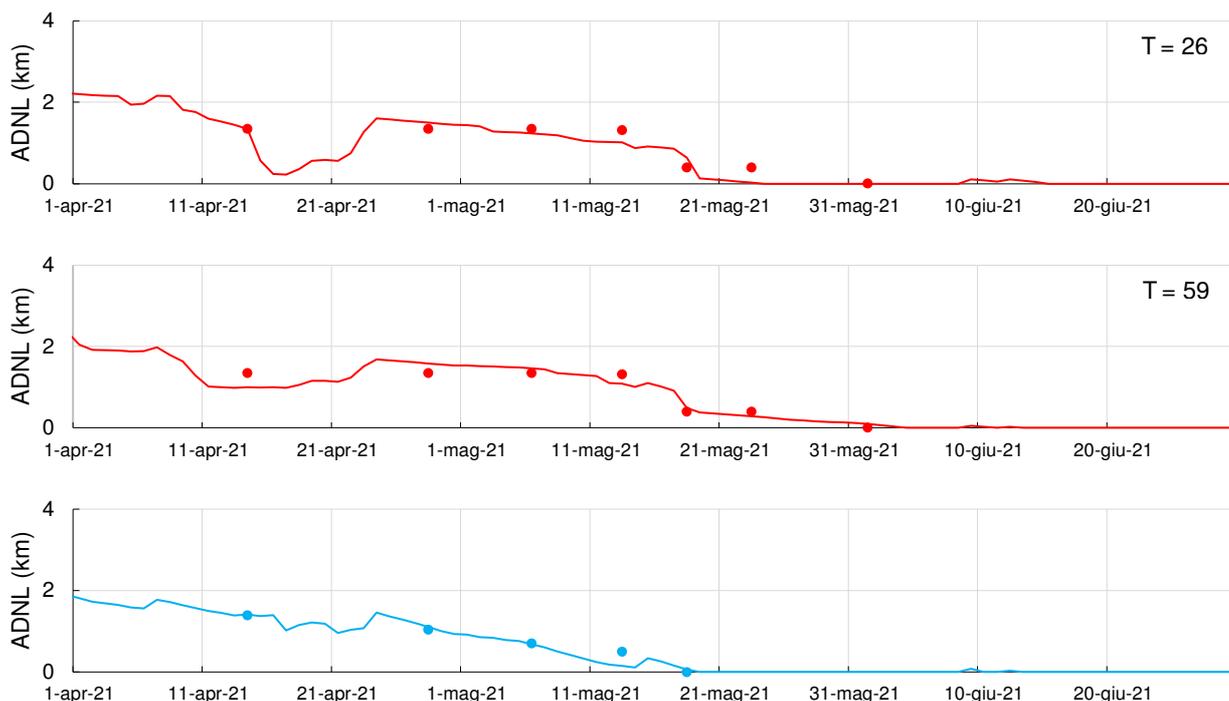


Figura 53. Modelli dell'ADNL calibrati delle fasi di recessione dei sottobacini E (linea rossa) e O (linea blu) e osservati in sito (punti rossi sottobacino E e blu sottobacino O), per il periodo aprile 2021 – giugno 2021. Per il sottobacino E sono rappresentati i due modelli con buone prestazioni, ottenuti per valori di T=26 e 59.

Infine, il modello è stato calibrato su tutti e tre gli anni di recessioni (2019, 2020 e 2021). I parametri calibrati sono riportati in Tabella 11.

Tabella 11. Parametri calibrati dei modelli ADNL relativi alle recessioni del periodo 2019 – 2021.

Modelli ADNL 2019 – 2020 – 2021	
Parametri Calibrazione	R ²
Sottobacino E	
T (giorni) = 56	0.68
k _c = 0.490	
k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.01656	
Sottobacino O	
T (giorni) = 33	0.80
k _c = 0.612	
k _{EP} (km mm ⁻¹) = 0.01897	

In Figura 54 sono mostrati i pattern dei valori di R² nel dominio Tk_c per entrambi i sottobacini E e O per le recessioni degli anni 2019, 2020 e 2021, mentre le regressioni lineari dell'ADNL rilevata per i relativi periodi di recessione sono mostrate in Figura 55.

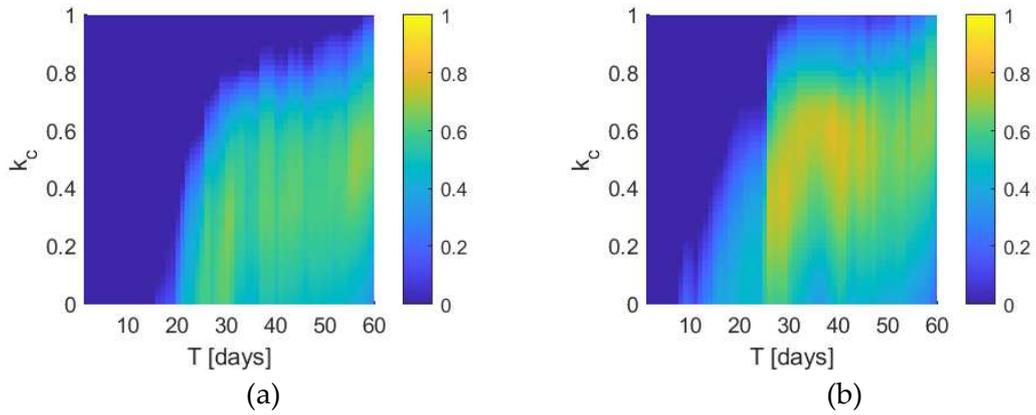


Figura 54. Valori di R^2 nel dominio Tk_c per entrambi i sottobacini E (a) e O (b), per le recessioni 2019, 2020 e 2021.

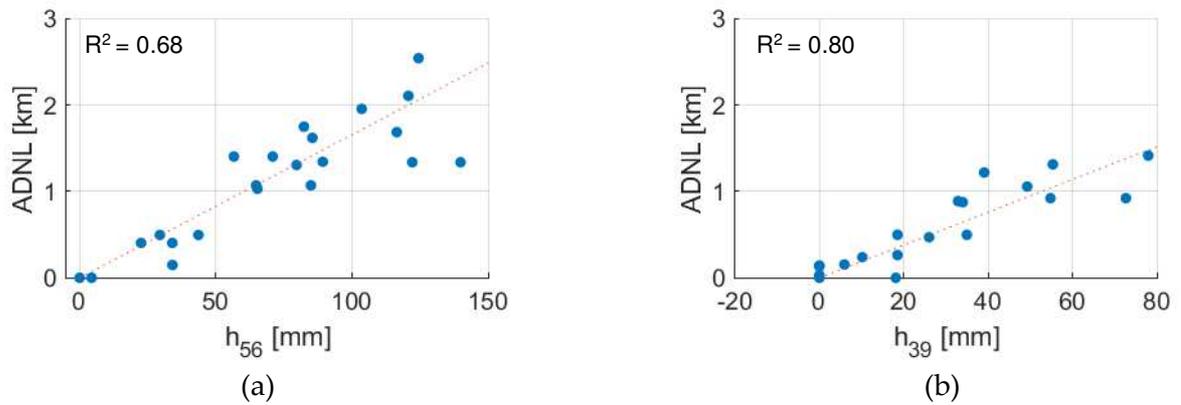


Figura 55. Regressione lineare dell'ADNL rilevata in sito dei sottobacini E (a) e O (b), in funzione di h_{hr} (mm di pioggia cumulata nel periodo T , scelto per la massimizzazione dell' R^2), per le recessioni degli anni 2019, 2020 e 2021.

I modelli dell'ADNL per i sottobacini calibrati sui tre anni (2019, 2020 e 2021) sono riportati in Figura 56.

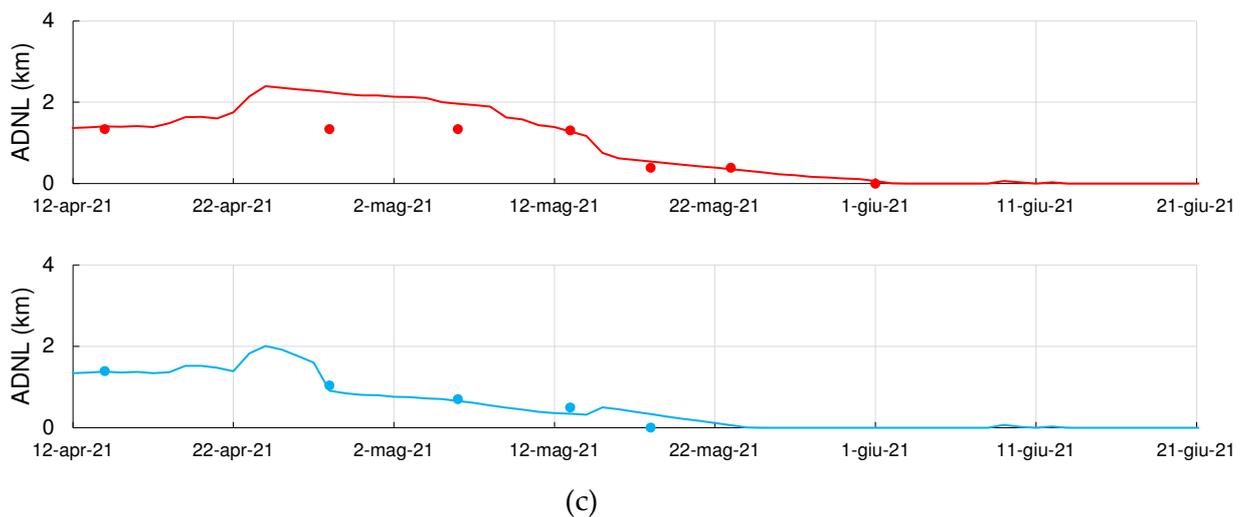
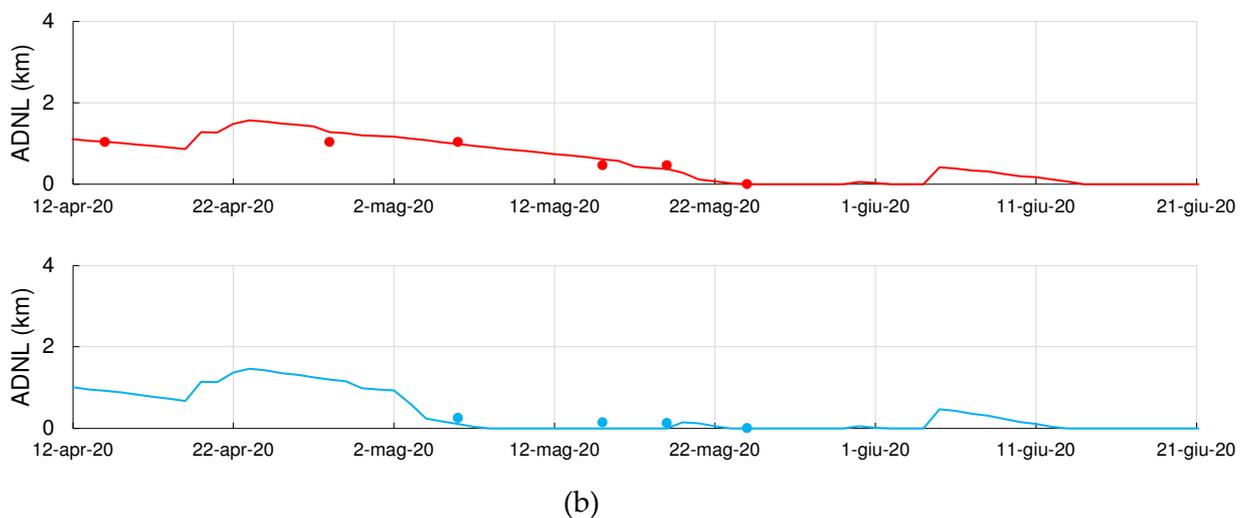
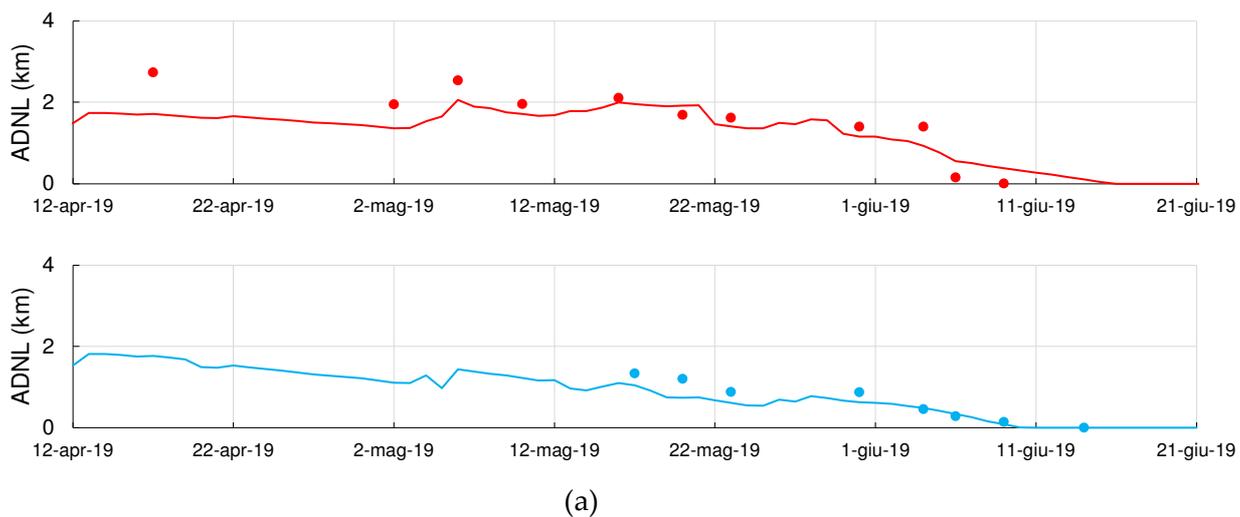


Figura 56. Modelli dell'ADNL delle fasi di recessione dei sottobacini E (linea rossa) e O (linea blu) e osservati in sito (punti rossi sottobacino E e blu sottobacino O), calibrati sui tre anni 2019 (a), 2020 (b) e 2021 (c).

La calibrazione eseguita nei periodi di recessione per ogni singolo anno ha sicuramente migliorato la prestazione del modello della lunghezza della rete fluviale attiva. Tuttavia, i parametri relativi ai diversi anni hanno mostrato una significativa variabilità, specialmente per il sottobacino E. Tra il 2019 e il 2020, il periodo T necessario per l'integrazione antecedente delle variabili meteorologiche si è quasi raddoppiato; nel 2021 la presenza di due possibili soluzioni evidenzia ulteriormente la variabilità dei parametri. I valori di R^2 sono stati: 0.92 per il 2019, 0.93 per il 2020, 0.84 e 0.87 per il 2021. Per il sottobacino O il periodo T è rimasto praticamente invariato: 34 per il 2019, 33 per il 2020 e 34 per il 2021 e valori di R^2 pari a 0.98, 0.99 e 0.88 rispettivamente.

La calibrazione fatta sui tre anni complessivi dimostra che il modello risponde in modo accurato per quel che riguarda la ricostruzione dell'ADNL nel sottobacino O per le recessioni del 2020 e 2021 ed un po' meno nel 2019; per il sottobacino E si ha invece un'ottima corrispondenza per il 2020, ma con differenze più pronunciate (tra ADNL ricostruita e osservata) nel 2019 e nel 2021. Il periodo T necessario per l'integrazione antecedente delle variabili meteorologiche per il sottobacino O si è mantenuto a 33, mentre è risultato di 56 giorni per il sottobacino E. I valori dell' R^2 , sono stati di 0.68 e 0.80 per i sottobacini E ed O rispettivamente, evidenziando la maggiore dispersione dei parametri per il sottobacino E, in accordo con il pattern nel dominio Tk_c di Figura 54a e il relativo grafico di regressione lineare (Figura 55a).

Per un confronto diretto i dati di calibrazioni di tutti i modelli sono replicati nella Tabella 12.

Tabella 12. Parametri calibrati dei modelli ADNL per ogni anno e per tutti i tre anni.

Calibrazione	Sottobacino E		Sottobacino O
2019	T (giorni) = 31 $k_c = 0.449$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.034 \pm 0.0006$ $R^2 = 0.92$		T (giorni) = 34 $k_c = 0.755$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.035 \pm 0.0003$ $R^2 = 0.98$
2020	T (giorni) = 59 $k_c = 0.469$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.0145$ $R^2 = 0.93$		T (giorni) = 33 $k_c = 0.286$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.0112$ $R^2 = 0.99$
2021	T (giorni) = 26 $k_c = 0.265$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.0218$ $R^2 = 0.84$	T (giorni) = 59 $k_c = 0.469$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.0114$ $R^2 = 0.87$	T (giorni) = 34 $k_c = 0.755$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.0255$ $R^2 = 0.88$
2019-2020-2021	T (giorni) = 56 $k_c = 0.490$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.01656$ $R^2 = 0.68$		T (giorni) = 33 $k_c = 0.612$ $k_{EP} \text{ (km mm}^{-1}\text{)} = 0.01897$ $R^2 = 0.80$

In generale, la variabilità dimostrata dai parametri di questo modello sottolinea l'importanza della quantità della serie di dati da analizzare. I risultati mostrano comunque che la

lunghezza complessiva della rete attiva è modulata dalle dinamiche meteorologiche, per l'elevata correlazione tra la pioggia cumulata antecedente e L'ADNL, facendo osservare che:

- a) la variabilità temporale dell'ADNL può essere descritta con successo sulla base dei dati meteorologici;
- b) nel contesto climatico dei sottobacini analizzati, vi sono prove statistiche sufficienti che l'evapotraspirazione migliora la previsione delle dinamiche della rete di drenaggio attiva osservate.

Il modello statistico elaborato (Senatore et al., 2021) dimostra che la forzante meteorologica controlla gli aspetti temporali delle dinamiche di espansione e contrazione della rete di drenaggio attiva, mentre per quanto concerne la distribuzione spaziale della rete i fattori maggiormente influenti sono legati alle caratteristiche geomorfologiche, geologiche e idrogeologiche del sito. In particolare vanno considerati: la topografia, la permeabilità dei terreni, le proprietà idrauliche superficiali, le litologie del substrato roccioso, le strutture tettoniche (faglie, pieghe, anticlinali), caratteristiche ampiamente usate in letteratura (Costigan et al., 2016; Godsey & Kirchner, 2014; Goulsbra et al., 2014; Jensen et al., 2018, 2019; Kaplan et al., 2020; Prancevic & Kirchner, 2019; Whiting & Godsey, 2016).

4.5. Distribuzione spaziale della rete di drenaggio attiva – ADNL, periodo aprile – giugno 2019

La relazione TWI–ADNL può essere utilizzata per modellare la distribuzione spaziale della rete attiva se i valori TWI delle celle sono significativamente correlati con i corrispondenti valori di persistenza P_i (definita come il rapporto tra il numero di volte che una generica cella è stata attiva sul numero totale di rilievi in sito). Nello specifico, si può ipotizzare che una cella della rete di canali con indice topografico TWI maggiore sia attiva più a lungo di una cella con TWI minore; quindi, la sua persistenza P_i è maggiore. Indirettamente, questa ipotesi implica che l'attivazione dei tratti nell'intera rete segue un ordine gerarchico poiché l'indice topografico TWI è un parametro costante nel tempo.

I valori TWI nelle celle che ospitano le reti di canali geomorfici sono ben correlati con P_i (Figura 57) sia nel sottobacino E ($r = 0.714$, $p \ll 0.001$) che nel sottobacino O ($r = 0.833$, $p \ll 0.001$).

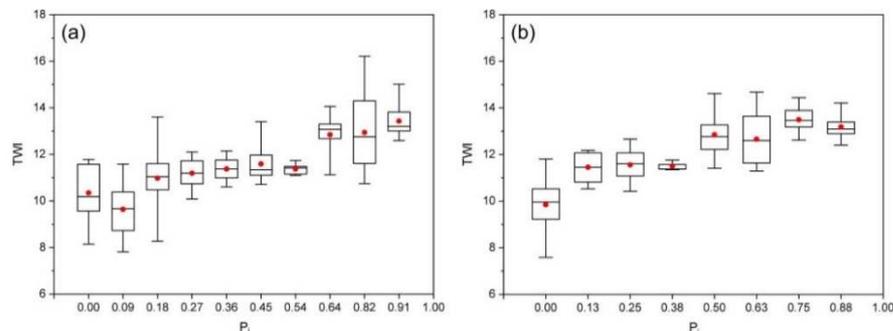


Figura 57. Distribuzione dell'indice topografico TWI nel sottobacino E (a) e nel sottobacino O (b), suddivisi secondo il corrispondente P_i valori, per ogni cella del modello digitale del terreno appartenente alla rete di drenaggio geomorfico. I punti rossi rappresentano i valori medi.

A partire dalla corrispondenza biunivoca tra TWI e ADNL stabilità con i criteri descritti nel paragrafo 3.6, per facilitare il confronto tra i due sottobacini, la lunghezza della rete di drenaggio attiva ed i valori TWI sono stati scalati in funzione della densità di drenaggio attivo (ADD) e del valore più alto dell'indice topografico (TWI_{max}). L'andamento della lunghezza della rete è stato così rappresentato in funzione del rapporto TWI/TWI_{max} per ogni cella attiva (Figura 58).

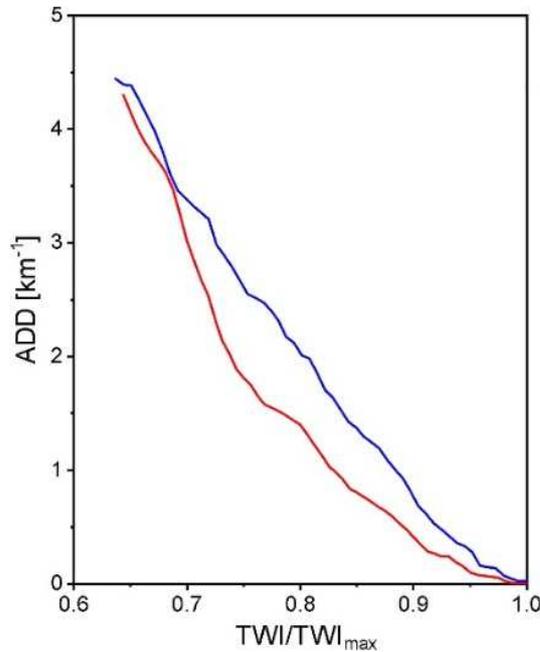


Figura 58. Distribuzione tra la densità di drenaggio attivo (ADD) e rispettiva soglia TWI/TWI_{max} , per il sottobacino E (linea rossa) ed il sottobacino O (linea blu).

La Figura 58 evidenzia un aumento pressoché lineare di ADD riducendo al contempo la soglia TWI nel sottobacino O; nel sottobacino E, invece, l'aumento di ADD è più lento per valori di TWI più alti (cioè a quote più basse) e più veloce per valori più bassi. Inoltre, il modello osservato di ADD rispetto a TWI/TWI_{max} nel sottobacino E riflette il più alto rapporto di biforcazione della rete a monte e la presenza di un unico canale principale relativamente lungo nella parte inferiore del sottobacino. Pertanto, nel sottobacino E, l'ADNL è più sensibile alle variazioni della soglia TWI per valori TWI inferiori e viceversa. Le relazioni ADNL-TWI trovate nei due sottobacini sono state utilizzate per guidare la distribuzione spaziale dell'ADNL modellata nelle celle del DTM.

Il confronto della distribuzione spaziale modellata delle celle attive con i dati osservati evidenzia che le prestazioni del modello possono essere ulteriormente migliorate integrando le caratteristiche topografiche, sintetizzate dal TWI, con informazioni geolitologiche. Nello specifico, nei due canali principali dei sottobacini i punti A (interfaccia sabbia-argilla, Figura 9) e B (anticlinale), dove emergono sorgenti temporanee, devono essere prioritari quando si definiscono le regole di attivazione poiché le osservazioni hanno mostrato che le celle appartenenti a tali tratti vengono attivate più rapidamente rispetto alle celle con valori TWI più elevati appartenenti ad altri tratti. Pertanto, l'allocazione spaziale delle celle attive in ciascun sottobacino è regolata da due curve TWI-ADNL, con la seconda (bassa priorità) attivata solo

quando l'ADNL massima associata alla prima (alta priorità – a partire dal punto A o B) è raggiunta.

Le prestazioni dell'intero processo di modellizzazione spaziale (ovvero, la modellazione ADNL basata sulla piovosità effettiva e la conseguente allocazione spaziale dei siti canalizzati), evidenziando per ciascun rilievo in ciascun sottobacino, la percentuale di TP (veri positivi), TN (veri negativi), FP (falsi positivi) e FN (falsi negativi), sono riportate in Figura 59. Le barre etichettate con "T" sono correlate al modello utilizzando solo l'indice topografico TWI, mentre quelle etichettate con "TG" utilizzando sia TWI che informazioni geolitologiche.

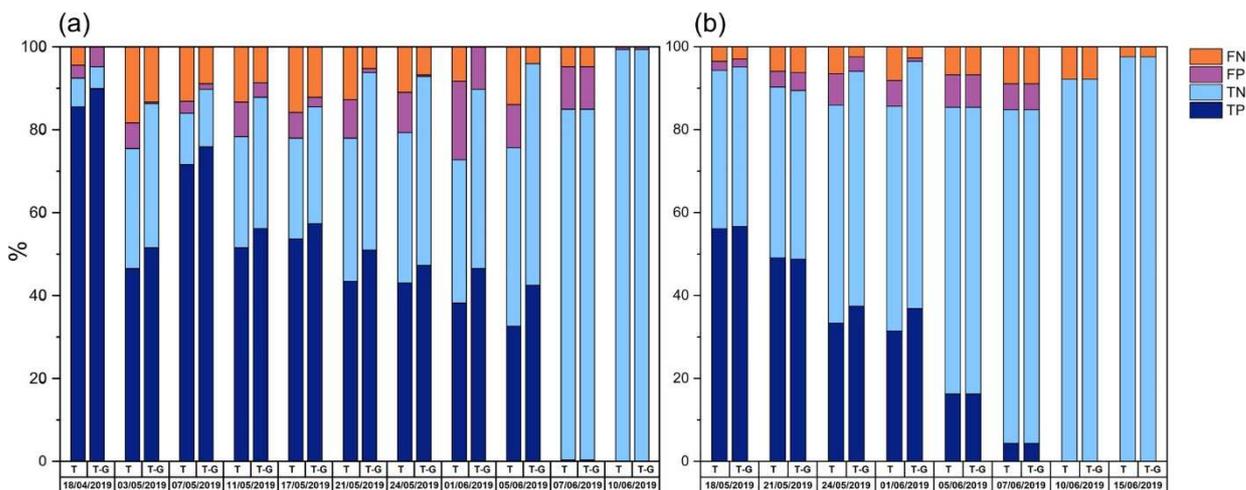


Figura 59. Confronto cella per cella della distribuzione spaziale osservata e modellata dalle celle attive per tutti i rilievi, (a) sottobacino E, (b) sottobacino O. TP, veri positivi; TN, veri negativi; FP, falsi positivi; FN, falsi negativi.

Dall'analisi della distribuzione spaziale osservata e modellata utilizzando solo l'indice topografico TWI è risultato che l'accuratezza media nel sottobacino E (Figura 59a) varia dal 72.8% (1° giugno) al 99.4% (10 giugno), con un valore medio dell'81.7%. Nel sottobacino O (Figura 59b), la precisione varia dall'84.8% (7 giugno) al 97.6% (15 giugno), con un valore medio dell'89.5%. Le percentuali di FP e FN sono comparabili in entrambi i bacini (FP = 7.8% e FN = 10.5% nel sottobacino E, FP = 4.2% e FN = 6.3% nel sottobacino O), evidenziando una performance del modello simile nei due sottobacini.

Assumendo le priorità suggerite dall'analisi delle caratteristiche geolitologiche, sono stati raggiunti i risultati mostrati in Figura 59a,b (barre di destra, etichettate con "TG"). La precisione media nel sottobacino E aumenta del 9.4% rispetto al modello basato solo su TWI (Figura 59a), con un valore medio del 91.1% e un range che varia dall'84.9% (7 giugno) al 99.4% (10 giugno). Nel sottobacino O (Figura 59b), la versione migliorata del modello ne aumenta in misura minore le prestazioni (+2.4%). Le percentuali di FP e FN rimangono confrontabili in entrambi i bacini, ma con valori inferiori rispetto alla versione del modello che utilizza solo informazioni topografiche (FP = 3.2% e FN = 5.8% nel sottobacino E; FP = 3.1% e FN = 5.0% nel sottobacino O).

La Figura 60 mostra alcuni esempi su confronti cella per cella tra reti di drenaggio attive osservate e modellate, utilizzando sia il modello basato su TWI che il modello topografico e geolitologico integrato. Nello specifico, per il sottobacino E, le rilevazioni effettuate il 7 maggio e il 5 giugno sono state selezionate come rappresentative rispettivamente delle condizioni umide e secche (ma senza completo essiccamento). Alla prima data (Figura 60a), il sottobacino

idrografico era piuttosto umido e la prioritizzazione del tratto che interseca l'anticlinale ha avuto un piccolo effetto sull'andamento spaziale osservato della rete attiva. Il 5 giugno invece (Figura 59b), la stessa strategia ha portato a un miglioramento della precisione totale di oltre il 20%. Per quanto riguarda il sottobacino O, l'esempio riportato in Figura 10c, che si riferisce al 1° giugno, evidenzia le conseguenze benefiche implicite nella prioritizzazione del canale principale (con un miglioramento della precisione di quasi l'11%); tuttavia, quando il canale principale non è completamente attivo (5 giugno, Figura 62d), i due approcci sono quasi equivalenti.

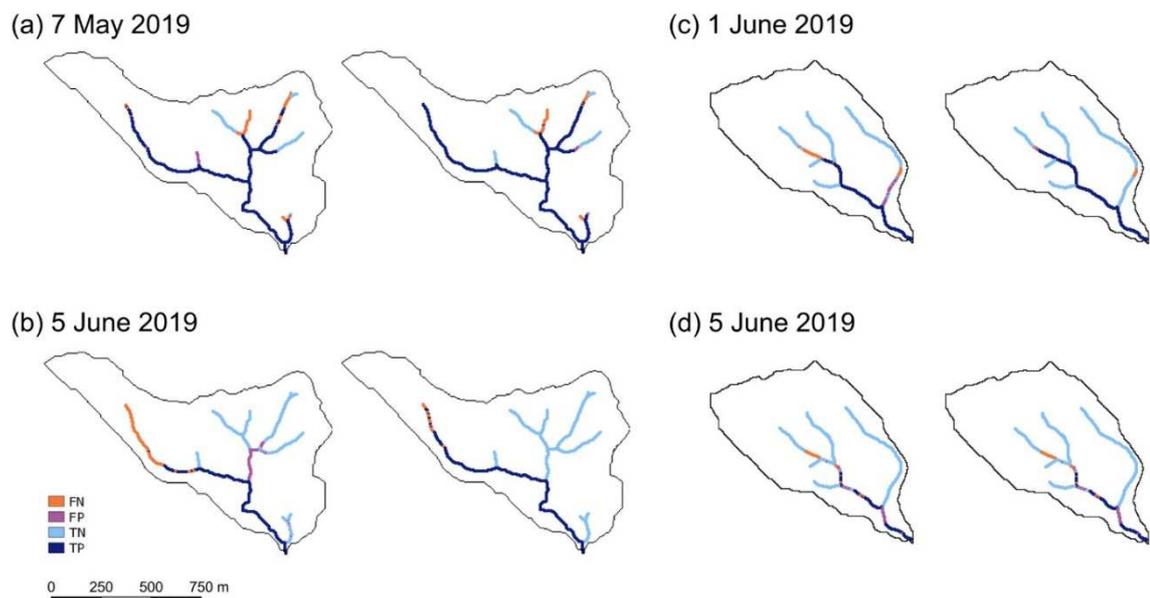


Figura 60. Confronto cella per cella della distribuzione spaziale osservata e modellata dalle celle attive su alcune giornate rappresentative: (a) 7 maggio 2019, sottobacino E; (b) 5 giugno 2019 sottobacino E; (c) 1° giugno 2019 sottobacino O; (d) 5 giugno 2019, sottobacino O. Per ogni figura nel pannello, la mappa di sinistra è correlata al modello utilizzando solo l'indice TWI, la mappa di destra utilizzando sia TWI che informazioni geolitologiche. TP, veri positivi; TN, veri negativi; FP, falsi positivi; FN, falsi negativi.

Sulla base dei risultati raggiunti con la modellazione spaziale si osserva che l'elevata correlazione tra l'indice di persistenza P_i e TWI per entrambi i sottobacini conferma l'importanza primaria della topografia superficiale nel delineare i modelli spaziali delle reti di drenaggio attive. Le litologie prevalentemente argillose dei suoli non consentono un'infiltrazione importante delle acque superficiali, determinando un numero relativamente basso di disconnessioni dei reticoli osservate. Tuttavia, nonostante il contesto geologico pressoché omogeneo dei siti di studio, la topografia non può spiegare completamente la dinamica spaziale dell'espansione e della contrazione della rete di drenaggio attiva (Jensen et al., 2019). La presenza di singolarità geolitologiche compromette l'ipotesi che la localizzazione dei corsi d'acqua sia vincolata solo dalla topografia (es. Godsey & Kirchner, 2014), soprattutto durante la fase di recessione (Payn et al., 2012), anche nei bacini limitrofi con caratteristiche geomorfologiche simili (Floriantic et al., 2018). L'aver tenuto conto di alcune particolari caratteristiche geologiche (vale a dire, l'interfaccia sabbia - argilla e l'anticlinale, Figura 9) ha contribuito a migliorare la

rappresentazione dei modelli spaziali della dinamica dei corsi d'acqua attivi, specialmente durante le fasi finali di recessione, quando l'effetto di queste particolarità geologiche è stato più evidente.

L'approccio basato su una corrispondenza biunivoca tra la lunghezza della rete e TWI (con o senza prioritizzazione) si è dimostrato efficace in entrambi i sottobacini esaminati, consentendo di raggiungere due importanti obiettivi. Da un lato il modello statistico che fornisce informazioni sulla lunghezza totale della rete attiva (Durighetto et al., 2020) è stato integrato efficacemente con un modello morfometrico per l'identificazione della rete di drenaggio; dall'altro il ruolo degli attributi topografici e geologici sui modelli spaziali della rete attiva è stato svincolato da quello dei fattori idrometeorologici.

La modellazione spaziale ha avvalorato l'ipotesi dell'esistenza di un ordine gerarchico predefinito nell'attivazione e spegnimento dei vari tratti del reticolo, il che implica che quelli che si attivano successivamente sono i primi a prosciugarsi e viceversa. Comportamento che si manifesta in condizioni geomorfologiche e geolitologiche che restano costanti nel tempo, dalle quale dipende strettamente la persistenza del deflusso. Le conseguenze di tale comportamento, che devono essere confermate e generalizzate da ulteriori studi, sono discusse in Botter e Durighetto (2020). Nel momento in cui l'attività dei nodi meno persistenti può essere dedotta dal monitoraggio di quelli più persistenti, le attività di rilevamento delle dinamiche di espansione e contrazione delle reti di drenaggio attive saranno più semplici.

CONCLUSIONI

Le attività di questo lavoro di tesi sono state finalizzate allo studio dei reticoli fluviali temporanei, adottando tecniche innovative di monitoraggio e modellazione delle dinamiche di espansione e contrazione della rete di drenaggio attiva (ADNL). La ricerca è stata svolta sulla porzione montana del bacino del torrente Turbolo, affluente sinistro del fiume Crati, in Calabria.

Gli esperimenti con i droni, condotti nei tre anni di ricerca, hanno fornito risultati soddisfacenti sul loro utilizzo per il riconoscimento dell'acqua nei canali a supporto delle attività di monitoraggio delle dinamiche di espansione e contrazione delle reti di drenaggio attive. Il primo metodo sperimentato, consistente nell'acquisizione congiunta di immagini TIR ed RGB, si è dimostrato valido nel riconoscere i pixel acqua nella stagione calda e nella mezza stagione (nel caso specifico in autunno), soprattutto quando i rilievi sono stati eseguiti in momenti della giornata (tarda mattinata e primo pomeriggio) in cui le condizioni meteorologiche avevano sufficientemente asciugato i primi strati di suolo e la vegetazione. Al contrario, nei rilievi invernali, la metodologia non ha consentito il riconoscimento univoco dei pixel d'acqua in nessuno dei voli effettuati. Il metodo, se adoperato in condizioni meteo – climatiche idonee, rappresenta un'alternativa semplice ed efficace ai metodi esistenti per il rilevamento dell'acqua, anche in considerazione dei tempi relativamente brevi richiesti per il post-processing delle immagini acquisite. È importante scegliere la tempistica ottimale per eseguire i rilievi, che deve essere pianificata in base alle variazioni attese del contrasto termico tra l'acqua e tutto ciò che la circonda. Contrasti che potrebbero essere eventualmente stimati in diversi modi: (a) utilizzando modelli di superficie del suolo (LSM, *land surface models*), per simulare le temperature superficiali sia dell'acqua che degli altri elementi presenti; (b) in alternativa, come livello intermedio di dettaglio, potrebbero essere monitorate alcune variabili meteorologiche, come la temperatura dell'aria e la temperatura dell'acqua (se quest'ultima è ispezionabile); (c) in caso contrario, come regola generale, i voli sui bacini mediterranei dovrebbero essere effettuati nel primo pomeriggio (cioè non molto dopo mezzogiorno). Queste indicazioni operative sono principalmente valide per climi caldi e necessitano di essere generalizzate per altri climi dove, ad esempio, la temperatura dell'acqua può essere superiore alla superficie circostante per gran parte della giornata (es. suoli ghiacciati). Altro vantaggio riscontrato con questo metodo è stato quello dell'indipendenza dell'altezza di volo del drone per le riprese: le immagini relative a diverse quote sono risultate simili in tutti i casi sperimentati. Questa metodologia può essere migliorata in futuro, quando saranno sviluppati sensori termici raffreddati e con risoluzioni maggiori, adeguatamente dimensionati per i droni, che dovrebbero quindi essere in grado di catturare immagini più dettagliate e accurate. Questo miglioramento renderà il metodo sperimentato più generalmente applicabile, anche a diverse condizioni climatiche e ambientali.

L'uso della banda NIR si è dimostrato efficace indipendentemente dalle condizioni meteorologiche nei test realizzati sull'asta principale del Turbolo, permettendo il corretto riconoscimento dei pixel acqua, mentre è stato meno adeguato sull'altro sito. Questa differenza è

imputabile alle dimensioni dei canali ripresi, nonché allo spessore dei tiranti idrici nell'area sperimentale del sottobacino analizzato (E). Il segnale NIR è stato disturbato dal terreno costituente l'alveo, a differenza dell'area sul Turbolo, dove il canale è più ampio e la portata notevolmente superiore. Se paragonato al metodo TIR, il NIR risulta più flessibile, potendo essere adoperato anche in condizioni climatiche sfavorevoli. Tuttavia, si è visto che in condizioni favorevoli il TIR è stato più efficace del NIR (Rilievo delle 10:00 dell'11 novembre 2021), riconoscendo i pixel acqua correttamente e senza presentare particolari falsi rilevamenti fuori dal canale.

L'indice NDWI invece è stato meno efficace rispetto al Tir ed al NIR, risultando in questo studio il metodo meno indicato a riconoscere i pixel acqua in contesti come quelli dei siti di studio e confermando la variabilità delle soglie da sito a sito, nonché la sensibilità ai rumori di fondo e alle superfici di suolo nudo e/o cementate.

In definitiva, considerando l'insieme dei risultati emersi dai rilievi effettuati con il drone, equipaggiato con i diversi sensori sperimentati, si può ragionevolmente affermare che l'uso congiunto di RGB, TIR e NIR possa essere adoperato in tutte le stagioni ed in diversi contesti idrografici a supporto del monitoraggio della rete di drenaggio attiva. Il NIR sarà da privilegiare quando le condizioni meteo previste non saranno adeguate al TIR, ossia in previsione di copertura nuvolosa, sempre e comunque combinati entrambi con le immagini RGB.

Infine, la modellazione statistica delle dinamiche di espansione e contrazione dei reticoli dei sottobacini del Turbolo selezionati in questo studio ha restituito risultati che hanno: (i) ampliato la gamma di studi sperimentali sui bacini a clima mediterraneo temperato; (ii) fornito informazioni sulla scala temporale delle dinamiche di attivazione e recessione della rete di drenaggio attiva, controllata dalla forzante meteorologica, valutando in modo particolare l'effetto dell'evapotraspirazione nelle fasi di recessione; (iii) permesso di valutare l'influenza delle caratteristiche topografiche, idrogeologiche e geolitologiche sulla distribuzione spaziale del reticolo attivo.

Nello specifico, è stato dimostrato che la variabilità temporale dell'ADNL può essere descritta con successo sulla base dei dati meteorologici e che, nel contesto climatico dell'area di studio, l'evapotraspirazione migliora in modo decisivo la previsione delle dinamiche osservate della lunghezza attiva.

Il modello statistico, calibrato inizialmente sul periodo di recessione dell'anno 2019 (Senatore et al., 2021), è stato applicato anche alle recessioni dei due anni successivi (2020 e 2021), restituendo risultati che ne hanno confermato l'efficacia, sia calibrando separatamente le recessioni dei due anni aggiuntivi, sia calibrando il modello su tutti i tre anni di monitoraggio.

Per quanto riguarda la modellazione spaziale, l'elevata correlazione tra l'indice di persistenza P_i e TWI per entrambi i sottobacini conferma l'importanza primaria della topografia, ma le prestazioni del modello possono essere ulteriormente migliorate integrando con le informazioni idrogeologiche e geolitologiche. L'approccio basato su una corrispondenza biunivoca tra la lunghezza della rete e TWI si è dimostrato efficace, consentendo di integrare il modello statistico con un modello morfometrico per l'identificazione della rete di drenaggio; inoltre, il ruolo degli attributi topografici e geologici sui modelli spaziali della rete attiva è stato

svincolato da quello dei fattori idrometeorologici. La modellazione spaziale ha avvalorato l'ipotesi dell'esistenza di un ordine gerarchico predefinito nell'attivazione e spegnimento dei vari tratti del reticolo. In generale, il concetto di priorità può essere applicato in modo più articolato; ad esempio, la priorità attribuita ai tratti posti a valle di una singolarità geologica può avere effetto solo all'interno di una determinata regione di influenza, ad esempio definita da una certa soglia TWI più piccola, rispetto a quella scelta per tutta l'area. Tuttavia, l'adozione di questa strategia è condizionata da una conoscenza dettagliata delle specificità del bacino e può essere difficile da generalizzare. Inoltre, la calibrazione del modello statistico ha mostrato che anche i due sottobacini adiacenti sono descritti da diversi insiemi di parametri. Pertanto, il trasferimento delle informazioni ad altri bacini e la generalizzazione dei risultati non è semplice e richiede un'adeguata conoscenza delle caratteristiche geologiche e geomorfologiche dell'area da studiare, da acquisire con rilievi ed indagini specifiche in sito.

Gli sviluppi futuri potranno essere indirizzati all'analisi non solo delle fasi di recessione ma anche di quelle di riattivazione, focalizzando inoltre l'attenzione sulle sorgenti temporanee, legate alle dinamiche sotterranee delle falde a pelo libero, spesso condizionate dalle attività geologico-strutturali. Ciò richiederà un'approfondita conoscenza delle escursioni delle falde poco profonde, avvalendosi di strumenti di monitoraggio remoto, come i trasduttori di pressione da installare in tubi piezometrici, appositamente realizzati in punti critici che saranno scelti sulla base delle caratteristiche geologiche e idrogeologiche del bacino.

BIBLIOGRAFIA

1. Abbott, B. W., Baranov, V., Mendoza-Lera, C., Nikolakopoulou, M., Harjung, A., Kolbe, T., et al. (2016). Using multi-tracer inference to move beyond single-catchment ecohydrology. *Earth-Science Reviews*, 160, 19–42. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2016.06.01>.
2. Acuña, V., Datry, T., Marshall, J., Barceló, D., Dahm, C. N., Ginebreda, A., et al. (2014). Why should we care about temporary waterways? *Science*, 343(6175), 1080–1081. <https://doi.org/10.1126/science.1246666>.
3. Allen, G. H., Pavelsky, T. M., Barefoot, E. A., Lamb, M. P., Butman, D., Tashie, A., & Gleason, C. J. (2018). Similarity of stream width distributions across headwater systems. *Nature Communications*, 9, 610. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-02991-w>.
4. Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration—Guidelines for computing crop water requirements—FAO irrigation and drainage paper 56 (300(9), D05109). FAO. Retrieved from <http://www.scscourt.org/complex-civil/105CV049053/v>.
5. Anderson, M. G., & Burt, T. P. (1978). Analysis of spatial water quality and stream networks in the southern Cotswolds during and after the drought of 1976. *Earth Surface Processes*, 3(1), 59–69.
6. Aragon, B., Johansen, K., Parkes, S., Malbeteau, Y., Al-Mashharawi, S., Al-Amoudi, T., ... & McCabe, M. F. (2020). A Calibration Procedure for Field and UAV-Based Uncooled Thermal Infrared Instruments. *Sensors*, 20(11), 3316. <https://doi.org/10.3390/s20113316>.
7. Assendelft, R. S., & van Meerveld, H. J. (2019). A low-cost, multi-sensor system to monitor temporary stream dynamics in mountainous headwater catchments. *Sensors*, 19(21), 4645. <https://doi.org/10.3390/s19214645>.
8. Beltrán-Marcos, D., Suárez-Seoane, S., Fernández-Guisuraga, J. M., Fernández-García, V., Pinto, R., García-Llamas, P., & Calvo, L. (2021). Mapping Soil Burn Severity at Very High Spatial Resolution from Unmanned Aerial Vehicles. *Forests*, 12(2), 179. <https://doi.org/10.3390/f12020179>.
9. Berger, E., Haase, P., Kuemmerlen, M., Leps, M., Schaefer, R., & Sundermann, A. (2017). Water quality variables and pollution sources shaping stream macroinvertebrate communities. *Science of the Total Environment*, 587, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.02.03>.
10. Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology [Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant]. *Hydrological Sciences Journal*, 24(1), 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>.
11. Bhaga, T. D., Dube, T., Shekede, M. D., & Shoko, C. (2020). Impacts of climate variability and drought on surface water resources in Sub-Saharan Africa using remote sensing: A review. *Remote Sensing*, 12(24), 4184. <https://doi.org/10.3390/rs12244184>.
12. Biswal, B., & Marani, M. (2010). Geomorphological origin of recession curves. *Geophysical Research Letters*, 37, L24403. <https://doi.org/10.1029/2010GL045415>.

13. Blyth, K., & Rodda, J. (1973). A stream length study. *Water Resources Research*, 9(5), 1464–1461. <https://doi.org/10.1029/WR009i005p01454>.
14. Boodoo, K. S., Trauth, N., Schmidt, C., Schelker, J., & Battin, T. J. (2017). Gravel bars are sites of increased CO₂ outgassing in stream corridors. *Scientific Reports*, 7(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14439-0>.
15. Borg Galea, A., Sadler, J. P., Hannah, D. M., Datry, T., Dugdale, S. J. (2019). Mediterranean intermittent rivers and ephemeral streams: Challenges in monitoring complexity. *Ecohydrology*, 12(8), e2149. <https://doi.org/10.1002/eco.2149>.
16. Botter, G., Vingiani, F., Senatore, A., Jensen, C., Weiler, M., McGuire, K., ... & Durighetto, N. (2021). Hierarchical climate-driven dynamics of the active channel length in temporary streams. *Scientific reports*, 11(1), 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00922-2>.
17. Briggs, M. A., Dawson, C. B., Holmquist-Johnson, C. L., Williams, K. H., Lane, J. W. (2018). Efficient hydrogeological characterization of remote stream corridors using drones. *Hydrological Processes*, 33(2). 10.1002/hyp.13332.
18. Casas-Mulet, R., Pander, J., Ryu, D., Stewardson, M. J., & Geist, J. (2020). Unmanned Aerial Vehicle (UAV)-Based Thermal Infra-Red (TIR) and Optical Imagery Reveals Multi-Spatial Scale Controls of Cold-Water Areas Over a Groundwater-Dominated Riverscape. *Frontiers in Environmental Science*, 8, 64. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.00064>.
19. Chen, F., & Dudhia, J. (2001). Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly weather review*, 129(4), 569–585. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2).
20. Colella, A., De Boer, P.L., Nio, S.D. (1987). Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentology* 34:721–736. doi:10.1111/j.1365-3091.1987.tb00798.x.
21. Corrente, G.A., Corso, S., Micieli, M., Argento, E.L., Mendicino, G., Botter, G., Senatore, A., Beneduci, A. (2021). Hydrochemical study of the Turbolo basin: evaluation of the spatial and seasonal variation of surface water quality. XXVII Congresso Nazionale della Società Chimica Italiana.
22. Costigan, K. H., Jaeger, K. L., Goss, C. W., Fritz, K. M., & Goebel, P. C. (2016). Understanding controls on flow permanence in intermittent rivers to aid ecological research: Integrating meteorology, geology and land cover. *Ecohydrology*, 9(7), 1141–1153. <https://doi.org/10.1002/eco.1712>
23. Datry, T., Foulquier, A., Corti, R., Von Schiller, D., Tockner, K., Mendoza-Lera, C., et al. (2018). A global analysis of terrestrial plant litter dynamics in non-perennial waterways. *Nature Geoscience*, 11(7), 497–503. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0134-4>.
24. Datry, T., Larned, S. T., & Tockner, K. (2014). Intermittent rivers: A challenge for freshwater ecology. *BioScience*, 64, 229–235. <https://doi.org/10.1093/biosci/bit027>.
25. Day, D. (1978). Drainage density changes during rainfall. *Earth Surface Processes*, 3, 319–326. <https://doi.org/10.1002/esp.3290030310>.
26. DeBell, L., Anderson, K., Brazier, R. E., King, N., Jones, L. (2015). Water resource management at catchment scales using lightweight UAVs: Current capabilities and future

- perspectives. *Journal of Unmanned Vehicle Systems*, 4(1), 7-30. <https://doi.org/10.1139/juvs-2015-0026>.
27. Downing, J. A., Cole, J. J., Duarte, C. M., Middelburg, J. J., Melack, J. M., Prairie, Y. T., et al. (2012). Global abundance and size distribution of streams and rivers. *Inland Waters*, 2, 229–236. <https://doi.org/10.5268/IW-2.4.502>.
 28. Du, Y., Zhang, Y., Ling, F., Wang, Q., Li, W., & Li, X. (2016). Water bodies' mapping from Sentinel-2 imagery with modified normalized difference water index at 10-m spatial resolution produced by sharpening the SWIR band. *Remote Sensing*, 8(4), 354. <https://doi.org/10.3390/rs8040354>.
 29. Dugdale, S. J., Bergeron, N. E., & St-Hilaire, A. (2015). Spatial distribution of thermal refuges analysed in relation to riverscape hydromorphology using airborne thermal infrared imagery. *Remote Sensing of Environment*, 160, 43-55. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.12.021>.
 30. Dugdale, S. J., Kelleher, C. A., Malcolm, I. A., Caldwell, S., & Hannah, D. M. (2019). Assessing the potential of drone-based thermal infrared imagery for quantifying river temperature heterogeneity. *Hydrological Processes*, 33(7), 1152-1163. <https://doi.org/10.1002/hyp.13395>.
 31. Dupas, R., Abbott, B., Minaudo, C., & Fovet, O. (2019). Distribution of landscape units within catchments influences nutrient export dynamics. *Frontiers in Environmental Science*, 7, 43. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00043>.
 32. Durigetto, N., Vingiani, F., Bertassello, L. E., Camporese, M., & Botter, G. (2020). In-traseasonal drainage network dynamics in a headwater catchment of the Italian Alps. *Water Resources Research*, 56, e2019WR025563. <https://doi.org/10.1029/2019WR025563>.
 33. European Commission. (2000). Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for community action in the field of water policy. Office for Official Publications of the European Communities.
 34. Floriancic, M. G., van Meerveld, I., Smoorenburg, M., Margreth, M., Naef, F., Kirchner, J. W., & Molnar, P. (2018). Spatio-temporal variability in contributions to low flows in the high Alpine Poschiavino catchment. *Hydrological Processes*, 32(26), 3938–3953. <https://doi.org/10.1002/hyp.13302>.
 35. Fritz, K. M., Hagenbuch, E., D'Amico, E., Reif, M., Wigington, P. J., Jr., Leibowitz, S. G., et al. (2013). Comparing the extent and permanence of headwater streams from two field surveys to values from hydrographic databases and maps. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 49(4), 867–882. <https://doi.org/10.1111/jawr.12040>.
 36. Gao, B. C. (1996). NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote sensing of environment*, 58(3), 257-266. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00067-3](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00067-3).
 37. Garcia, C., Amengual, A., Homar, V., & Zamora, A. (2017). Losing water in temporary streams on a Mediterranean island: Effects of climate and land-cover changes. *Global and Planetary Change*, 148, 139–152. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.11.010>.

38. Godsey, S., & Kirchner, J. (2014). Dynamic, discontinuous stream networks: Hydrologically driven variations in active drainage density, flowing channels and stream order. *Hydrological Processes*, 28, 5791–5803. <https://doi.org/10.1002/hyp.10310>.
39. González-Ferreras, A. M., & Barquín, J. (2017). Mapping the temporary and perennial character of whole river networks. *Water Resources Research*, 53, 6709–6724. <https://doi.org/10.1002/2017WR020390>.
40. Goulsbra, C., Evans, M., & Lindsay, J. (2014). Temporary streams in a peatland catchment: pattern, timing, and controls on stream network expansion and contraction. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(6), 790-803.
41. Gregory, K., & Gardiner, V. (1979). Comment on drainage density and streamflow: A closer look by S. L. Dingman. *Water Resources Research*, 15(6), 1662–1664. <https://doi.org/10.1029/WR015i006p01662>.
42. Gregory, K., & Walling, D. (1968). The variation of drainage density within a catchment. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, 13, 61–68. <https://doi.org/10.1080/02626666809493583>.
43. Guisan, A., Weiss, S. B., & Weiss, A. D. (1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology*, 143(1), 107–122. <https://doi.org/10.1023/A:1009841519580>.
44. Han, W., Huang, C., Duan, H., Gu, J., & Hou, J. (2020). Lake Phenology of Freeze-Thaw Cycles Using Random Forest: A Case Study of Qinghai Lake. *Remote Sensing*, 12(24), 4098. <https://doi.org/10.3390/rs12244098>.
45. Handcock, R. N., Torgersen, C. E., Cherkauer, K. A., Gillespie, A. R., Tockner, K., Faux, R. N., ... & Carbonneau, P. E. (2012). Thermal infrared remote sensing of water temperature in riverine landscapes. *Fluvial remote sensing for science and management*, 1(2012), 85-113.
46. Harvey, M. C., Rowland, J. V., & Luketina, K. M. (2016). Drone with thermal infrared camera provides high resolution georeferenced imagery of the Waikite geothermal area, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 61-69. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.014>.
47. Jaeger, K. L., Montgomery, D. R., & Bolton, S. M. (2007). Channel and perennial flow initiation in headwater streams: Management implications of variability in source-area size. *Environmental Management*, 40(5), 775. <https://doi.org/10.1007/s00267-005-0311-2>.
48. Jaeger, K. L., Sando, R., McShane, R. R., Dunham, J. B., Hockman-Wert, D. P., Kaiser, K. E., et al. (2019). Probability of Streamflow Permanence Model (PROSPER): A spatially continuous model of annual streamflow permanence throughout the Pacific Northwest. *Journal of Hydrology X*, 2, 100005. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2018.100005>.
49. Jensen, A. M., Neilson, B. T., McKee, M., Chen, Y. (2012). Thermal remote sensing with an autonomous unmanned aerial remote sensing platform for surface stream temperatures. In 2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (pp. 5049-5052). IEEE. 10.1109 / IGARSS.2012.6352476
50. Jensen, C. K., McGuire, K. J., McLaughlin, D. L., & Scott, D. T. (2019). Quantifying spatiotemporal variation in headwater stream length using flow intermittency sensors.

- Environmental Monitoring and Assessment, 191(4), 226. <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7373-8>.
51. Jensen, C. K., McGuire, K. J., Shao, Y., & Andrew Dolloff, C. (2018). Modeling wet headwater stream networks across multiple flow conditions in the Appalachian Highlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(13), 2762–2778. <https://doi.org/10.1002/esp.4431>.
 52. Jensen, C., McGuire, K., & Prince, P. (2017). Headwater stream length dynamics across four physiographic provinces of the Appalachian Highlands. *Hydrological Processes*, 31, 3350–3363. <https://doi.org/10.1002/hyp.11259>.
 53. Jenson, S. K., & Domingue, J. O. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 54(11), 1593–1600.
 54. Ji, L., Geng, X., Sun, K., Zhao, Y. & Gong, P. (2015) Metodo di rilevamento del bersaglio per la mappatura dell'acqua utilizzando le immagini Landsat 8 OLI/TIRS. *Acqua*, 7 (2), 794 – 817. <https://doi.org/10.3390/w7020794>.
 55. Ji, L., Zhang, L., & Wylie, B. (2009). Analysis of dynamic thresholds for the normalized difference water index. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 75(11), 1307-1317. <https://doi.org/10.14358/PERS.75.11.1307>.
 56. Jiang, H., Feng, M., Zhu, Y., Lu, N., Huang, J., & Xiao, T. (2014). An automated method for extracting rivers and lakes from Landsat imagery. *Remote Sensing*, 6(6), 5067-5089. <https://doi.org/10.3390/rs6065067>.
 57. Jiang, Y., Fu, P., & Weng, Q. (2015). Assessing the impacts of urbanization-associated land use/cover change on land surface temperature and surface moisture: A case study in the midwestern United States. *Remote Sensing*, 7(4), 4880-4898. <https://doi.org/10.3390/rs70404880>.
 58. Kaplan, N. H., Blume, T., & Weiler, M. (2020). Predicting probabilities of streamflow intermittency across a temperate mesoscale catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(11), 5453–5472. <https://doi.org/10.5194/hess-24-5453-2020>.
 59. Kelly, J., Kljun, N., Olsson, P.O., Mihai, L., Liljeblad, B., Weslien, P.,... Eklundh, L. (2019) Challenges and best practices for deriving temperature data from an uncalibrated UAV thermal infrared camera. *Remote Sensing*, 11(5), 567. <https://doi.org/10.3390/rs11050567>.
 60. Kolli, M. K., Opp, C., Karthe, D., & Groll, M. (2020). Mapping of Major Land-Use Changes in the Kolleru Lake Freshwater Ecosystem by Using Landsat Satellite Images in Google Earth Engine. *Water*, 12(9), 2493. <https://doi.org/10.3390/w12092493>.
 61. Köppen, W. (1936). Das geographische System der Klimate. In W. Köppen & G. Geiger (Eds.), *Handbuch der Klimatologie* (Vol. 1). Gebrüder Borntraeger. Retrieved from https://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/pdf/Koppen_1936.pdf.
 62. Kuhn, J., Casas-Mulet, R., Pander, J., & Geist, J. (2021). Assessing Stream Thermal Heterogeneity and Cold-Water Patches from UAV-Based Imagery: A Matter of Classification Methods and Metrics. *Remote Sensing*, 13(7), 1379. <https://doi.org/10.3390/rs13071379>.
 63. Lacaux, J. P., Tourre, Y. M., Vignolles, C., Ndione, J. A., & Lafaye, M. (2007). Classification of ponds from high-spatial resolution remote sensing: Application to Rift Valley

- Fever epidemics in Senegal. *Remote Sensing of Environment*, 106(1), 66-74. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.012>.
64. Lanzafame, G., Zuffa, G. (1976). Geologia e petrografia del foglio Bisignano (Bacino del Crati, Calabria). *Geologica Romana* 15:223–270.
 65. Larned, S. T., Datry, T., Arscott, D. B., & Tockner, K. (2010). Emerging concepts in temporary-river ecology. *Freshwater Biology*, 5, 717–738. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2009.02322.x>.
 66. Li, L., Yan, Z., Shen, Q., Cheng, G., Gao, L., & Zhang, B. (2019). Water body extraction from very high spatial resolution remote sensing data based on fully convolutional networks. *Remote Sensing*, 11(10), 1162. <https://doi.org/10.3390/rs11101162>.
 67. Lillesand, T., Kiefer, R. W., & Chipman, J. (2015). *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons.
 68. Lovill, S. M., Hahm, W. J., & Dietrich, W. E. (2018). Drainage from the critical zone: Lithologic controls on the persistency and spatial extent of wetted channels during the summer dry season. *Water Resources Research*, 54, 5702–5726. <https://doi.org/10.1029/2017WR021903>.
 69. Maes, W.H., Huete, A.R., Steppe, K. (2017). Optimizing the processing of UAV-based thermal imagery. *Remote Sensing*, 9(5), 476. <https://doi.org/10.3390/rs9050476>.
 70. Manfreda, S., McCabe, M. F., Miller, P. E., Lucas, R., Pajuelo Madrigal, V., Mallinis, G., ...Toth, B (2018). On the use of unmanned aerial systems for environmental monitoring. *Remote sensing*, 10(4), 641. <https://doi.org/10.3390/rs10040641>.
 71. McFeeters, S.K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *Remote Sensing*, 17, 1425–1432. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>.
 72. Medici, C., Butturini, A., Bernal, S., Vázquez, E., Sabater, F., Vélez, J. I., & Francés, F. (2008). Modelling the non-linear hydrological behaviour of a small Mediterranean forested catchment. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(18), 3814–3828. <https://doi.org/10.1002/hyp.6991>.
 73. Mendicino, G., & Colosimo, F. (2019). Analysis of flow resistance equations in gravel-bed rivers with intermittent regimes: Calabrian fiumare data set. *Water Resources Research*, 55, 7294–7319. <https://doi.org/10.1029/2019WR024819>.
 74. Mendicino, G., & Sole, A. (1997). The information content theory for the estimation of the topographic index distribution used in TOPMODEL. *Hydrological Processes*, 11(9), 1099–1114. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199707\)11:9<1099::AID-HYP547>3.0.CO;2-F](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199707)11:9<1099::AID-HYP547>3.0.CO;2-F).
 75. Mesas-Carrascosa, F. J., Pérez-Porras, F., Meroño de Larriva, J. E., Mena Frau, C., Agüera-Vega, F., Carvajal-Ramírez, F., ... & García-Ferrer, A. (2018). Drift correction of lightweight microbolometer thermal sensors on-board unmanned aerial vehicles. *Remote Sensing*, 10(4), 615.
 76. Messenger, M.L., Lehner, B., Cockburn, C. et al. Global prevalence of non-perennial rivers and streams. *Nature* 594, 391–397 (2021). <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03565-5>.

77. Micieli, M., Botter, G., Mendicino, G., & Senatore, A. (2022). UAV Thermal Images for Water Presence Detection in a Mediterranean Headwater Catchment. *Remote Sensing*, 14(1), 108. <https://doi.org/10.3390/rs14010108>.
78. Mokhtari, A., Ahmadi, A., Daccache, A., & Drechsler, K. (2021). Actual Evapotranspiration from UAV Images: A Multi-Sensor Data Fusion Approach. *Remote Sensing*, 13(12), 2315. <https://doi.org/10.3390/rs13122315>.
79. Morgan, R. (1972). Observations on factors affecting the behaviour of a first-order stream. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 56, 171–185. <https://doi.org/10.2307/621547>.
80. Ndlovu, H. S., Odindi, J., Sibanda, M., Mutanga, O., Clulow, A., Chimonyo, V. G., & Mabhaudhi, T. (2021). A comparative estimation of maize leaf water content using machine learning techniques and unmanned aerial vehicle (UAV)-based proximal and remotely sensed data. *Remote Sensing*, 13(20), 4091. <https://doi.org/10.3390/rs13204091>.
81. Nikolaidis, N. P., Demetropoulou, L., Froebrich, J., Jacobs, C., Gallart, F., Prat, N., et al. (2013). Towards sustainable management of Mediterranean river basins: Policy recommendations on management aspects of temporary streams. *Water Policy*, 15(5), 830–849. <https://doi.org/10.2166/wp.2013.158>.
82. Niroumand-Jadidi, M., & Vitti, A. (2017). Reconstruction of river boundaries at sub-pixel resolution: Estimation and spatial allocation of water fractions. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 6(12), 383. <https://doi.org/10.3390/ijgi6120383>.
83. Olbrycht, R., Więcek, B., & De Mey, G. (2012). Thermal drift compensation method for microbolometer thermal cameras. *Applied Optics*, 51(11), 1788-1794. <https://doi.org/10.1364/AO.51.001788>.
84. Ouma, Y. O., & Tateishi, R. (2006). A water index for rapid mapping of shoreline changes of five East African Rift Valley lakes: an empirical analysis using Landsat TM and ETM+ data. *International Journal of Remote Sensing*, 27(15), 3153-3181. <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01431160500309934#:~:text=https%3A//doi.org/10.1080/01431160500309934>.
85. Pai, H., Malenda, H. F., Briggs, M. A., Singha, K., González-Pinzón, R., Gooseff, M. N., ... AirCTEMPS Team. (2017). Potential for small unmanned aircraft systems applications for identifying groundwater-surface water exchange in a meandering river reach. *Geophysical Research Letters*, 44(23), 11-868. <https://doi.org/10.1002/2017GL075836>.
86. Paillex, A., Siebers, A. R., Ebi, C., Mesman, J., & Robinson, C. T. (2020). High stream intermittency in an alpine fluvial network: Val Roseg, Switzerland. *Limnology & Oceanography*, 65(3), 557–568. <https://doi.org/10.1002/lno.11324>.
87. Payn, R. A., Gooseff, M. N., McGlynn, B. L., Bencala, K. E., & Wondzell, S. M. (2012). Exploring changes in the spatial distribution of stream baseflow generation during a seasonal recession. *Water Resources Research*, 48, W04519. <https://doi.org/10.1029/2011WR011552>.
88. Peirce, S. E., & Lindsay, J. B. (2015). Characterizing ephemeral streams in a southern Ontario watershed using electrical resistance sensors. *Hydrological Processes*, 29(1), 103–111. <https://doi.org/10.1002/hyp.10136>.

89. Phillips, R. W., Spence, C., & Pomeroy, J. W. (2011). Connectivity and runoff dynamics in heterogeneous basins. *Hydrological Processes*, 25(19), 3061–3075. <https://doi.org/10.1002/hyp.8123>.
90. Prancevic, J. P., & Kirchner, J. W. (2019). Topographic controls on the extension and retraction of flowing streams. *Geophysical Research Letters*, 46, 2084–2092. <https://doi.org/10.1029/2018GL081799>.
91. Reyjol, Y., Argillier, C., Bonne, W., Borja, A., Buijse, A. D., Cardoso, A. C., et al. (2014). Assessing the ecological status in the context of the European Water Framework Directive: Where do we go now? *The Science of the Total Environment*, 497, 332–344. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.07.11>.
92. Ribeiro-Gomes, K., Hernández-López, D., Ortega, J.F., Ballesteros, R., Poblete, T., Moreno, M.A. (2017). Uncooled thermal camera calibration and optimization of the photogrammetry process for UAV applications in agriculture. *Sensors*, 17(10), 2173. <https://doi.org/10.3390/s17102173>.
93. Rivas Casado, M., Ballesteros Gonzalez, R., Wright, R., & Bellamy, P. (2016). Quantifying the effect of aerial imagery resolution in automated hydromorphological river characterisation. *Remote Sensing*, 8(8), 650. <https://doi.org/10.3390/rs8080650>.
94. Roberts, M. C., & Archibold, O. W. (1978). Variation of drainage density in a small British Columbia watershed 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 14(2), 470–476. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1978.tb02183.x>.
95. Rundquist, D. C., Lawson, M. P., Queen, L. P., & Cervený, R. S. (1987). The relationship between summer-season rainfall events and lake-surface area 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 23(3), 493-508. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1987.tb00828.x>.
96. Samboko, H. T., Abas, I., Luxemburg, W. M. J., Savenije, H. H. G., Makurira, H., Banda, K., Winsemius, H. C. (2020). Evaluation and improvement of remote sensing-based methods for river flow management. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 102839. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2020.102839>
97. Schiller, D. V., Marcé, R., Obrador, B., Gómez-Gener, L., Casas-Ruiz, J. P., Acuña, V., & Koschorreck, M. (2014). Carbon dioxide emissions from dry watercourses. *Inland Waters*, 4(4), 377–382. <https://doi.org/10.5268/IW-4.4.746>.
98. Senatore, A., Corrente, G.A., Argento, E.L., Micieli, M., Mendicino, G., Beneduci, A., Botter, G. (2021). Seasonal and event-based dynamics of dissolved organic carbon (DOC) concentration in a Mediterranean headwater catchment by long-term high-frequency measurements. *AGU Fall Meeting*, 13-17 December 2021, New Orleans, LA.
99. Senatore, A., Mendicino, G., Smiatek, G., & Kunstmann, H. (2011). Regional climate change projections and hydrological impact analysis for a Mediterranean basin in southern Italy. *Journal of Hydrology*, 399(1–2), 70–92. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.035>.
100. Senatore, A., Micieli, M., Liotti, A., Durigetto, N., Mendicino, G., & Botter, G. (2021). Monitoring and modeling drainage network contraction and dry down in Mediterranean headwater catchments. *Water Resources Research*, 57(6), e2020WR028741.
101. Shaw, S. B., Bonville, D. B., & Chandler, D. G. (2017). Combining observations of channel network contraction and spatial discharge variation to inform spatial controls on

- baseflow in Birch Creek, Catskill Mountains, USA. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 12, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.03.003>.
102. Sivanpillai, R., & Miller, S. N. (2010). Improvements in mapping water bodies using ASTER data. *Ecological Informatics*, 5(1), 73-78. <https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2009.09.013>.
 103. Spence, C., Mengistu, S. (2016). Deployment of an unmanned aerial system to assist in mapping an intermittent stream. *Hydrological Processes*, 30(3), 493-500. <https://doi.org/10.1002/hyp.10597>.
 104. Tamminga, A., Hugenholtz, C., Eaton, B., Lapointe, M. (2015). Hyperspatial remote sensing of channel reach morphology and hydraulic fish habitat using an unmanned aerial vehicle (UAV): A first assessment in the context of river research and management. *River Research and Applications*, 31(3), 379-391. <https://doi.org/10.1002/rra.2743>
 105. Tomaščík, J., Mokroš, M., Surový, P., Grznárová, A., Merganič, J. (2019). UAV RTK/PPK Method—An Optimal Solution for Mapping Inaccessible Forested Areas?. *Remote sensing*, 11(6), 721. <https://doi.org/10.3390/rs11060721>.
 106. Tooth, S. (2000). Process, form and change in dryland rivers: A review of recent research. *Earth-Science Reviews*, 5, 67–107. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00014-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00014-3).
 107. Tortorici, L., Monaco, C., Tansi, C., Cocina, O. (1995). Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (south Italy). *Tectonophysics* 243:37–55.
 108. Traore, S., Fipps, G., Swanson, C., Dufek, J. & Robin, M. (2021) Sistema di veicoli aerei senza equipaggio che integra sensori ad alta risoluzione per il rilevamento di perdite nei canali di irrigazione – Prova del concetto. *Irrigazione e drenaggio*, 1 – 12. Disponibile da: <https://doi.org/10.1002/ird.2641>.
 109. Turner, D., Lucieer, A., Wallace, L. (2013). Direct georeferencing of ultrahigh-resolution UAV imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(5), 2738-2745. 10.1109 / TGRS.2013.2265295.
 110. Turner, D., Lucieer, A., Watson, C. (2012). An automated technique for generating georectified mosaics from ultra-high resolution unmanned aerial vehicle (UAV) imagery, based on structure from motion (SfM) point clouds. *Remote sensing*, 4(5), 1392-1410. <https://doi.org/10.3390/rs4051392>.
 111. Vander Vorste, R., Sarremejane, R., & Datry, T. (2019). Intermittent rivers and ephemeral streams: A unique biome with important contributions to biodiversity and ecosystem services. In *Reference module in Earth systems and environmental sciences* (pp. 419–429). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12054-8>.
 112. Wang, R., Xia, H., Qin, Y., Niu, W., Pan, L., Li, R., ... & Fu, P. (2020). Dynamic Monitoring of Surface Water Area during 1989–2019 in the Hetao Plain Using Landsat Data in Google Earth Engine. *Water*, 12(11), 3010. <https://doi.org/10.3390/w12113010>.
 113. Ward, A. S., Schmadel, N. M., & Wondzell, S. M. (2018). Simulation of dynamic expansion, contraction, and connectivity in a mountain stream network. *Advances in Water Resources*, 114, 64–82. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.01.01>.
 114. Watts, A. C., Ambrosia, V. G., Hinkley, E. A. (2012). Unmanned aircraft systems in remote sensing and scientific research: Classification and considerations of use. *Remote Sensing*, 4(6), 1671-1692. <https://doi.org/10.3390/rs4061671>.

115. Whitehead, K., Hugenholtz, C. H. (2014). Remote sensing of the environment with small unmanned aircraft systems (UASs), part 1: A review of progress and challenges. *Journal of Unmanned Vehicle Systems*, 2(3), 69-85. <https://doi.org/10.1139/juvs-2014-0006>.
116. Whiting, J. A., & Godsey, S. E. (2016). Discontinuous headwater stream networks with stable flowheads, Salmon River basin, Idaho. *Hydrological Processes*, 30(13), 2305–2316. <https://doi.org/10.1002/hyp.10790>.
117. Wigington, P. J., Jr., Moser, T. J., & Lindeman, D. R. (2005). Stream network expansion: A riparian water quality factor. *Hydrological Processes: An International Journal*, 19(8), 1715–1721. <https://doi.org/10.1002/hyp.5866>.
118. Woodget, A. S., Austrums, R., Maddock, I. P., Habit, E. (2017). Drones and digital photogrammetry: from classifications to continuums for monitoring river habitat and hydromorphology. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 4(4), e1222. <https://doi.org/10.1002/wat2.1222>.
119. Woodget, A. S., Carbonneau, P. E., Visser, F., Maddock, I. P. (2015). Quantifying submerged fluvial topography using hyperspatial resolution UAS imagery and structure from motion photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(1), 47-64. <https://doi.org/10.1002/esp.3613>.
120. Xu, H. (2006). Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International journal of remote sensing*, 27(14), 3025-3033. <https://doi.org/10.1080/01431160600589179>.
121. Xu, Y., Wang, L., Ross, K. W., Liu, C., & Berry, K. (2018). Standardized soil moisture index for drought monitoring based on soil moisture active passive observations and 36 years of north American land data assimilation system data: A case study in the southeast United States. *Remote Sensing*, 10(2), 301. <https://doi.org/10.3390/rs10020301>.
122. Yang, X., Li, Y., Wei, Y., Chen, Z., & Xie, P. (2020). Water Body Extraction from Sentinel-3 Image with Multiscale Spatiotemporal Super-Resolution Mapping. *Water*, 12(9), 2605. <https://doi.org/10.3390/w12092605>.
123. Yu, S., Bond, N. R., Bunn, S. E., Xu, Z., & Kennard, M. (2018). Quantifying spatial and temporal patterns of flow intermittency using spatially contiguous runoff data. *Journal of Hydrology*, 559, 861–872. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.03.009>.
124. Zimmer, M. A., & McGlynn, B. L. (2017). Ephemeral and intermittent runoff generation processes in a low relief, highly weathered catchment. *Water Resources Research*, 53, 7055–7077. <https://doi.org/10.1002/2016WR019742>.

APPENDICE A – SPECIFICHE STRUMENTI E SENSORI

Stazioni meteo

Delle tre stazioni meteo (Figura A1) installate sul bacino di studio, quella di località Fitterizzi è gestita dall' Agenzia Regionale per l' Ambiente ARPACal, mentre le altre due sono state appositamente installate per le attività del Progetto DyNET.

Di seguito sono elencati i parametri misurati dalle stazioni meteo:

- Fitterizzi → pioggia (mm), temperatura (°C), direzione e velocità del vento (m/s), pressione (hPa), umidità (%), radiazione solare (w/m^2); livello idrico;
- Cavallerizzo → pioggia (mm), temperatura (°C), velocità del vento (m/s), umidità (%), radiazione solare (w/m^2);
- Osticano → pioggia (mm), temperatura (°C), velocità del vento (m/s), pressione (mbar), umidità (%), radiazione solare (w/m^2).

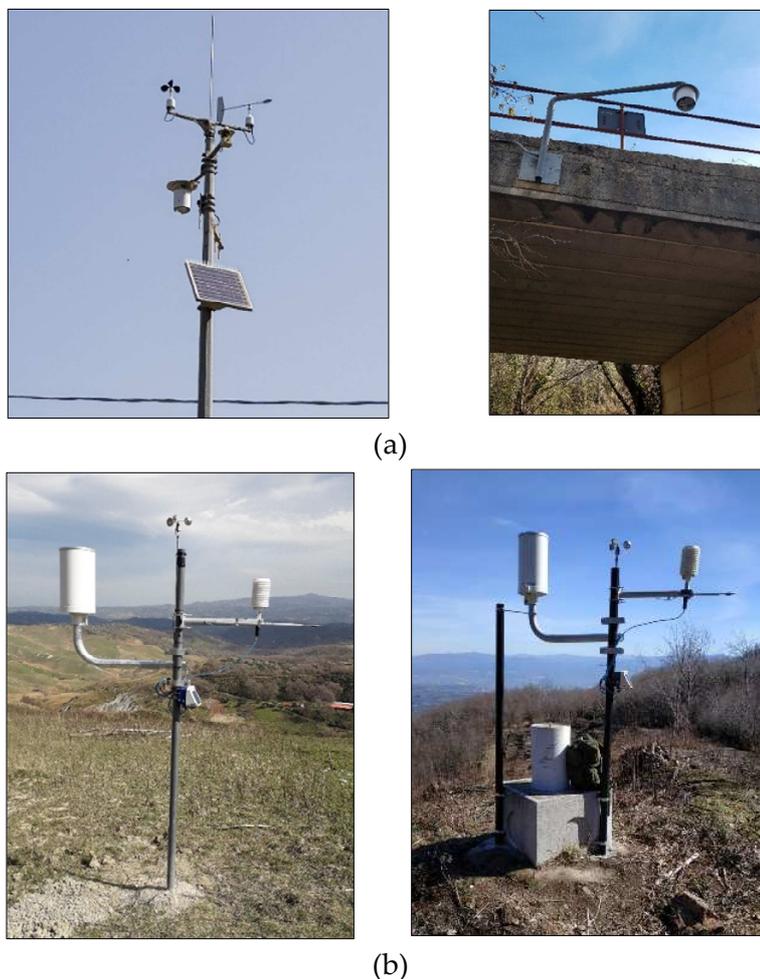


Figura A1. Stazioni meteo e idrometro di Fitterizzi (a), stazioni meteo di Cavallerizzo e Osticano (b).

Sonde multiparametriche YSI EXO2

Le sonde multiparametriche YSI EXO2 (FIGURA A2) sono usate per il monitoraggio di alcuni parametri chimici e fisici delle acque. I parametri misurabili sono:

1. conducibilità (mS/cm);
2. temperatura (°C);
3. ossigeno disciolto (mg/L);
4. materia organica disciolta – fDOM (QSU);
5. ammonio – NH₄ (mg/L);
6. nitrati – NO₃ (mg/L);
7. pH;
8. potenziale di ossido riduzione – ORP (mV);
9. torbidità (FNU).



(a)



(b)

Figura A2. Sonda multiparametrica YSI EXO2 (a). Installazione in località Fitterizzi (b).

Trasduttori di pressione

Sono stati installati due tipi di trasduttori di pressione, entrambi che misurano anche la temperatura: (1) modello DCX-22 che misura due valori di pressione attraverso un sensore immerso in acqua e uno fuori, facendo la differenza che corrisponderà al livello idrico; (2) modello DCX-16, più piccolo ma che misura un solo valore di pressione con unico sensore restituendo l'altezza dell'acqua.

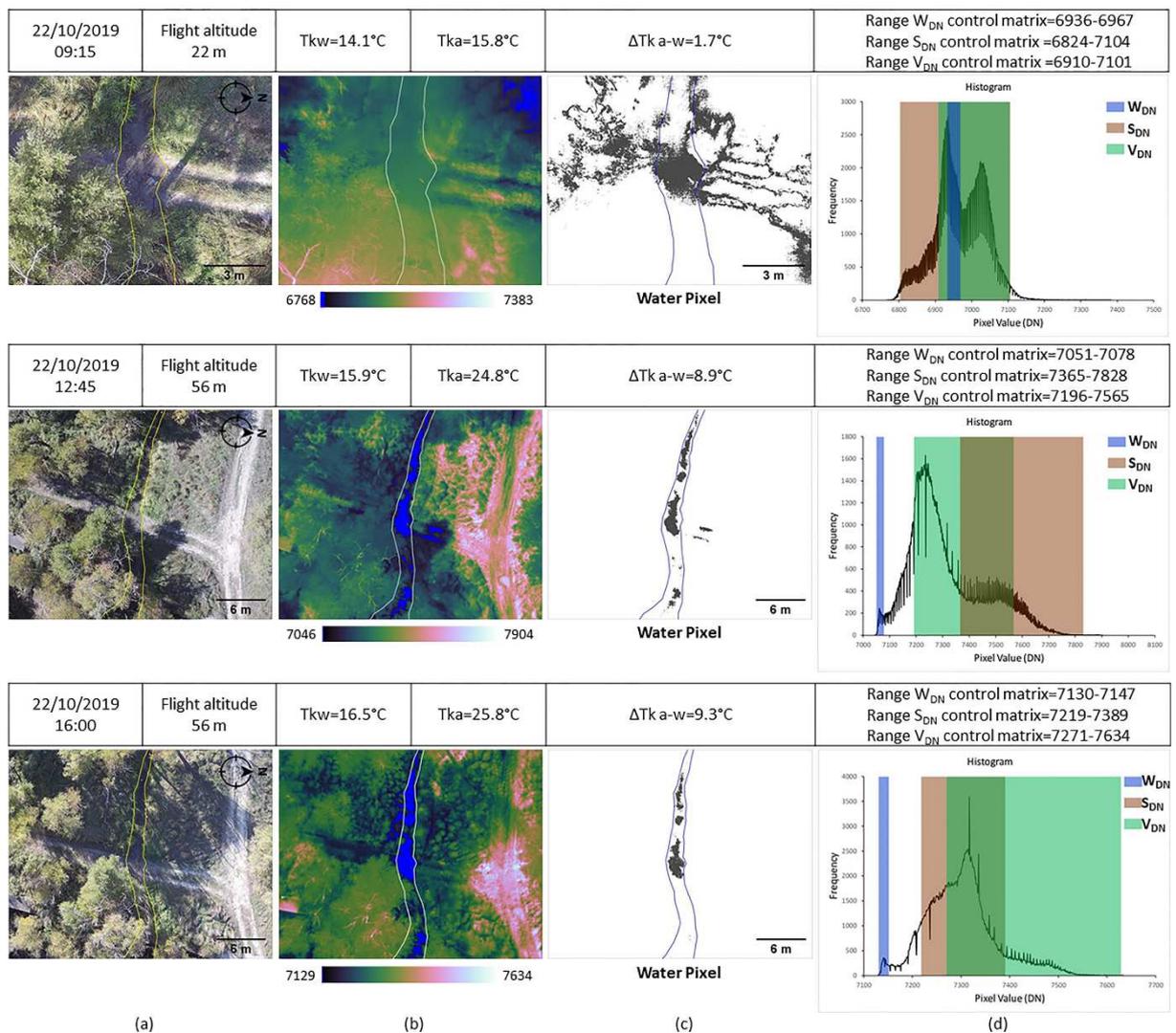


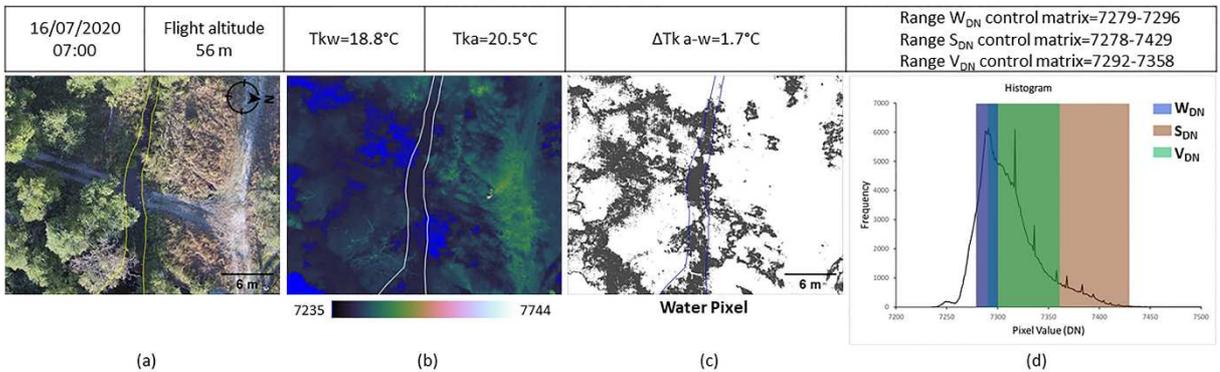
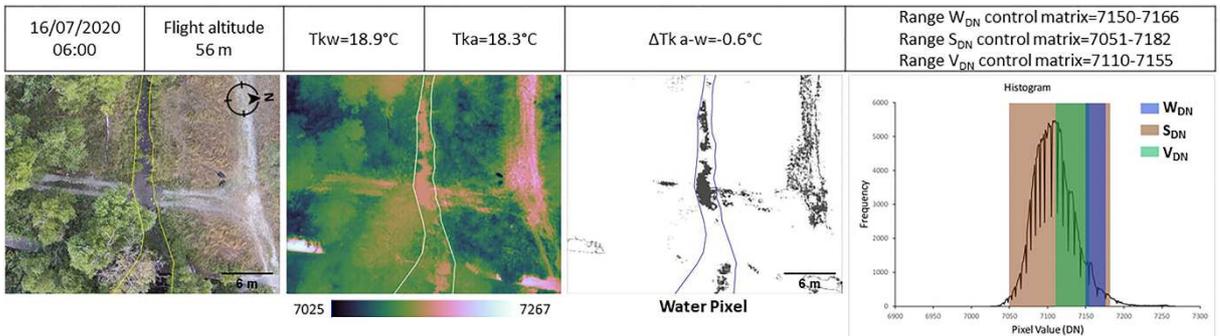
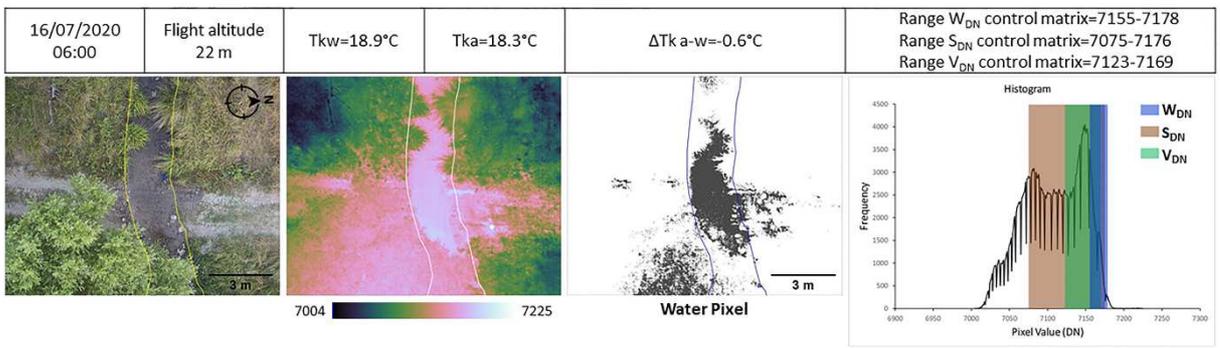
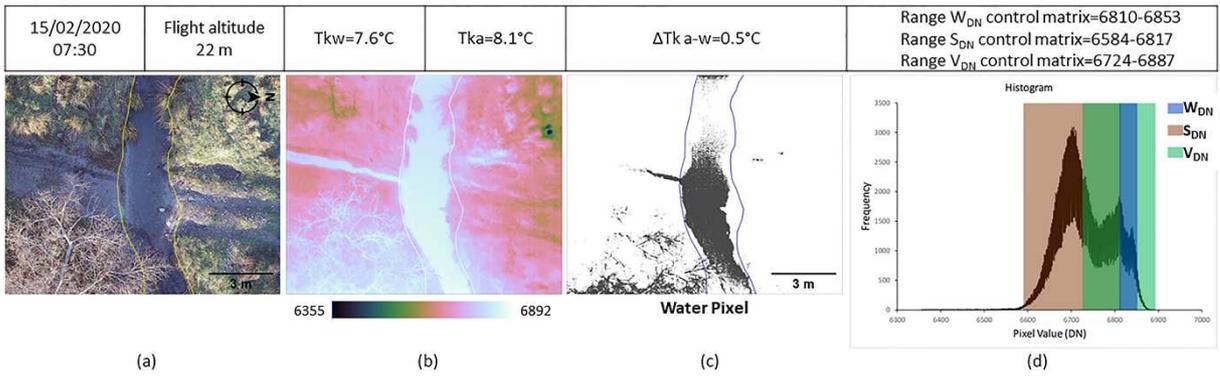
Figura A3. Trasduttori di pressione per la misura dei livelli idrici. Modello DCX-22 (sx) e DCX-16 (dx).

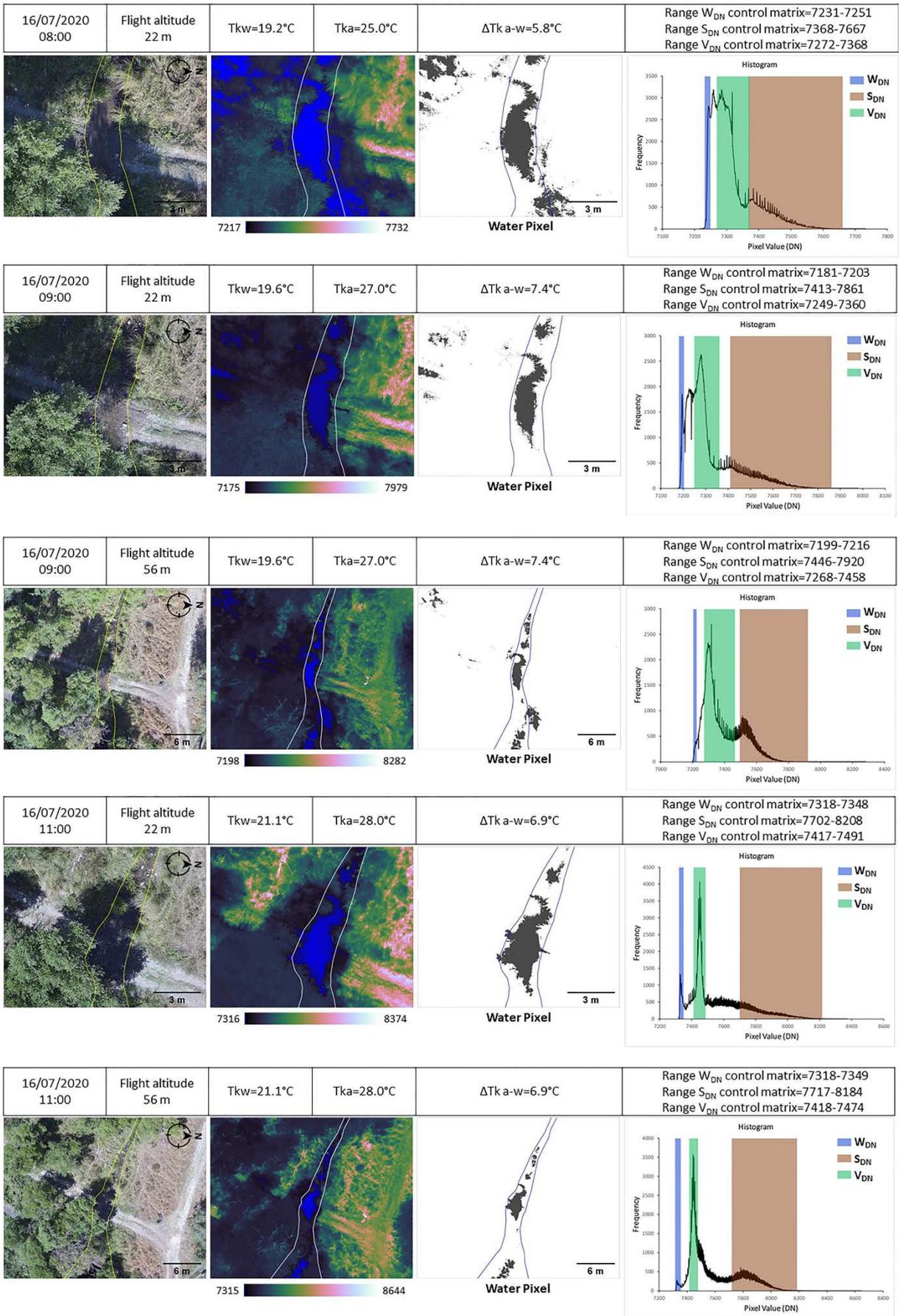
APPENDICE B – FIGURE SUPPLEMENTARI

Di seguito sono riportate le figure relative a tutti i voli eseguiti nei rilievi fatti con il drone delle date: 22 ottobre 2019, 15 febbraio 2020 e 16 luglio 2020, che non sono riportate nel testo principale.

Le figure sono mostrate in ordine temporale e rispecchiano lo stesso schema di quelle del testo principale. Sono mostrate: l'immagine RGB, con delimitazione del canale geomorfico (a); la corrispondente immagine termica IR in *false color*, con delimitazione del canale geomorfico (b); i pixel all'interno dell'intervallo W_{DN} (c); le distribuzioni di frequenza dei valori DN delle immagini termiche, con tre bande che evidenziano gli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} (d). Inoltre, vengono fornite informazioni sulla data, l'ora e l'altezza del volo; T_{ka} , T_{kw} e $\Delta T_{k a-w}$; e i valori minimo e massimo degli intervalli W_{DN} , S_{DN} e V_{DN} .





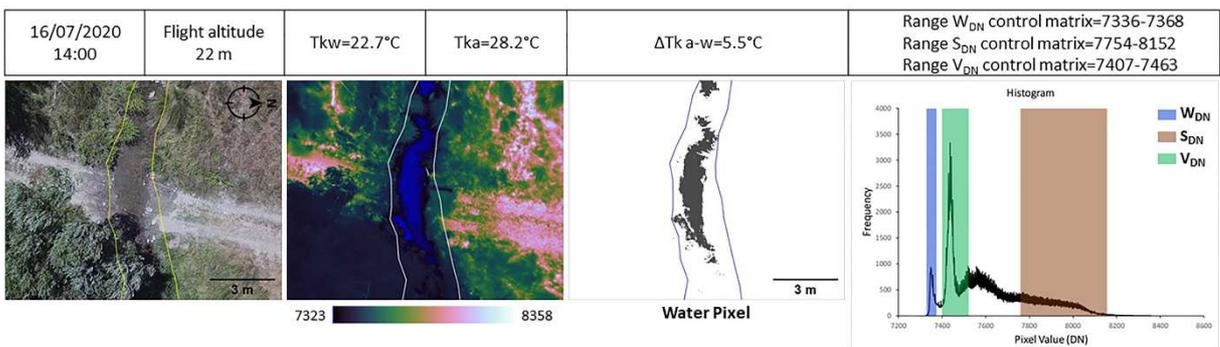
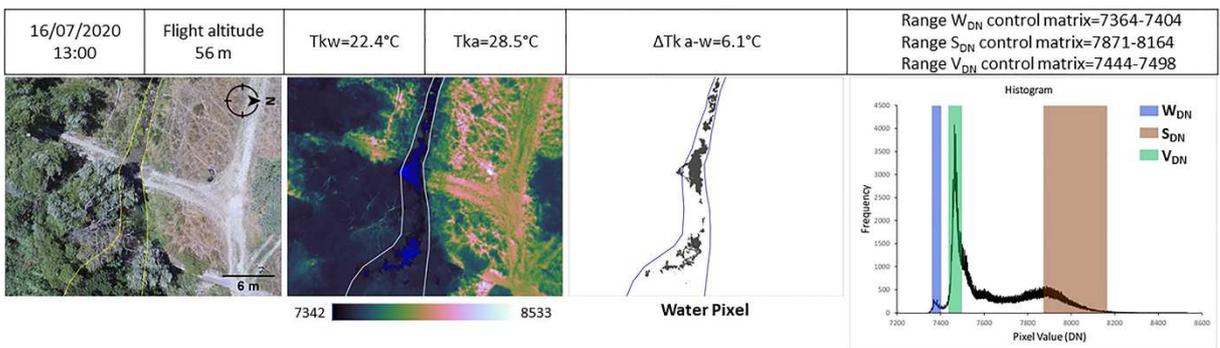
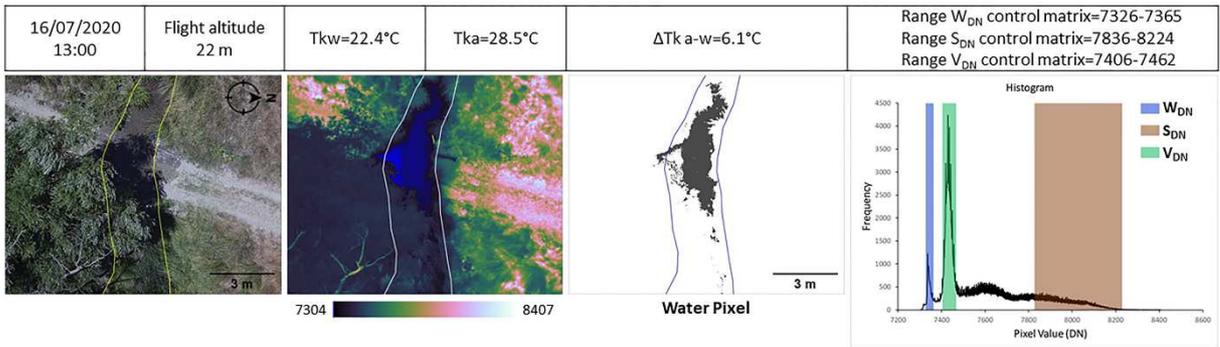
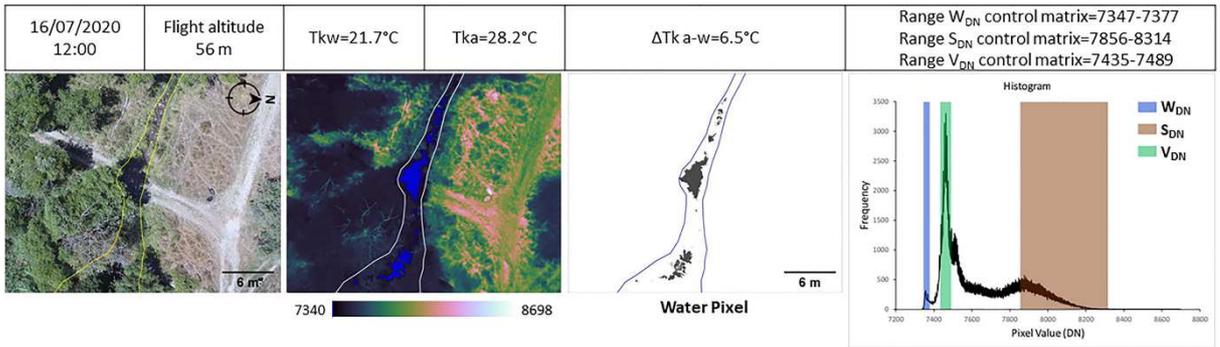
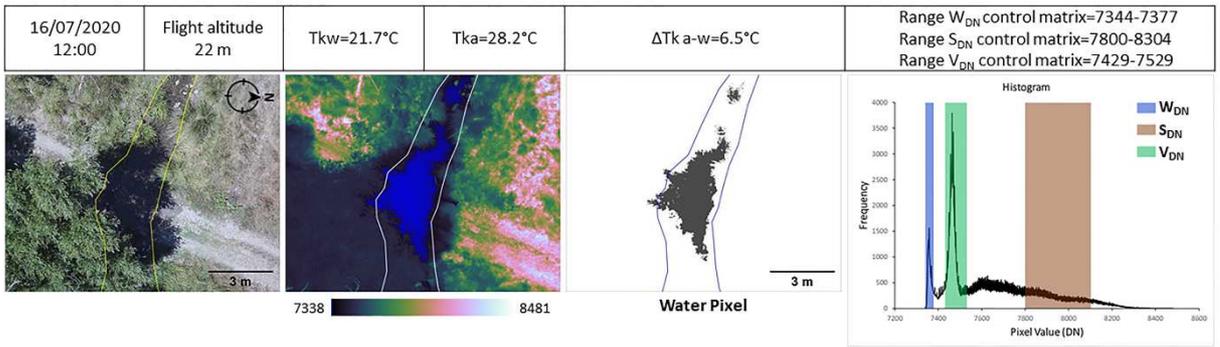


(a)

(b)

(c)

(d)



(a)

(b)

(c)

(d)