



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE
DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE
Direttore Prof. Nicola Surian

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA AMBIENTALE E DINAMICA
DELLA TERRA

CURRICULUM: GEOLOGIA APPLICATA ALLA DIFESA DEL SUOLO E
DELL'AMBIENTE

**L'EROSIONE DEL SUOLO IN UN CONTESTO DI AGRICOLTURA
INTENSIVA NEI LESSINI VERONESI: MODELLISTICA MULTI-
TEMPORALE SU DEM DA FOTOGRAMMETRIA E LIDAR**

SOIL EROSION AND INTENSIVE AGRICULTURE (LESSINI VERONESI, NE
ITALY): MULTI-TEMPORAL MODELING ON DEM FROM
PHOTOGRAMMETRY AND LIDAR

Relatore: Prof. Paolo Mozzi

Correlatori: Dott. Sandro Rossato, Dott. Giacomo Vinci

Candidata: Barbara Rigon

ANNO ACCADEMICO 2023/2024

SOMMARIO

La tesi si propone di valutare l'impatto della coltivazione intensiva della vite sull'erosione del suolo nei pressi di Monteforte d'Alpone, in provincia di Verona, attraverso un'analisi multi-temporale su modelli digitali del terreno (DEM) ottenuti tramite fotogrammetria e LiDAR (Light Detection and Ranging). Applicando il modello RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) a un DEM del 1981, ottenuto tramite fotogrammetria da foto aeree, e a uno derivato da LiDAR del 2008, si analizza la variazione di erosione del suolo nel tempo. L'erosione media stimata sull'area studio è di 20,95 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) per il 1981 e di 15,72 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) per il 2008, valori rispettivamente di 20 e 15 volte superiori a quello ritenuto sostenibile da uno studio analogo condotto a livello europeo. I risultati prodotti da RUSLE sono stati confrontati con i modelli digitali del terreno attuali, generati tramite fotogrammetria e LiDAR da drone, per valutarne l'accuratezza e verificare la corrispondenza tra le previsioni di erosione e le condizioni reali.

Lo studio ha dimostrato che è possibile ottenere un DEM ad alta risoluzione da fotogrammetria di foto aeree su cui applicare RUSLE. L'utilizzo di questo modello per stimare l'erosione del suolo, prima nel 1981 e poi nel 2008, ha prodotto risultati coerenti con riscontri attuali. Infatti, l'analisi multi-temporale ha evidenziato variazioni legate ai cambiamenti d'uso del suolo e agli interventi sui versanti.

Le criticità principali riguardano la reperibilità dei dati storici, mentre l'accuratezza e la risoluzione del DEM si sono confermate cruciali.

In futuro, un calcolo più preciso dei parametri K e P potrebbe migliorare l'affidabilità del modello, supportando una pianificazione territoriale sostenibile.

ABSTRACT

The dissertation aims to assess the impact of intensive vine cultivation on soil erosion near Verona, in the Monteforte d'Alpone area, through a multi-temporal analysis of digital elevation models (DEMs) derived from photogrammetry and LiDAR (Light Detection and Ranging). By applying the RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) model to a 1981 DEM generated through photogrammetry of aerial photos and to a LiDAR-derived DEM from 2008, the study analyzes changes in soil erosion over time. The mean soil

erosion rates calculated for the study area are 20,95 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) in 1981 and 15,72 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) in 2008, which are 20 and 15 times higher, respectively, than the thresholds considered sustainable in a comparable European-scale analysis.

The results from RUSLE were compared with current DEMs, created using drone-based photogrammetry and LiDAR, to evaluate accuracy and verify the correlation between erosion predictions and actual conditions.

The study demonstrated the suitability of generating high-resolution DEMs from aerial photogrammetry for RUSLE application. Using this model to estimate soil erosion in 1981 and 2008 yielded consistent results, corroborated by observations carried out on the field. The multi-temporal analysis highlighted variations linked to changes in land use and slope reshaping interventions.

The main challenges were related to the availability of historical data, while DEM resolution and accuracy proved critical for reliable results.

In the future, a more precise calculation of the K and P factors could enhance the model's reliability, supporting sustainable land management planning.

INDICE

Sommario.....p. I

Abstract.....p. I

1. Introduzione.....p. 1

2. Inquadramento generale.....p. 3

1. Inquadramento geografico.....p. 3

2. Inquadramento geologico.....p. 4

1. Successione litostratigrafica.....p. 6

3. Assetto strutturale.....p. 7

4. Inquadramento pedologico.....p. 10

5. Inquadramento geomorfologico.....p. 14

6. Carta geologica.....p. 15

3. Metodi e procedure.....p. 17

1. Foto aeree.....p. 17

2. Raccolta dati di campagna.....p. 18

3. Fotogrammetria da foto aeree.....p. 29

4. Fotogrammetria da drone.....p. 32

5. LiDAR da drone.....p. 36

6. RUSLE.....p. 38

7. Rilevamento GPS.....p. 46

4. Risultati e discussione.....p. 48

1. Rilevamento GPS.....p. 48

2. RUSLE.....p. 49

5. Conclusioni.....p. 58

Allegati.....p. 60

Bibliografia.....p. 61

Sitografia.....p. 64

1. INTRODUZIONE

I terreni adibiti alla produzione agricola rappresentano la forma più estensiva di utilizzo del suolo su scala globale e la vite è tra le coltivazioni che causano i maggiori tassi di erosione (Pappalardo et al., 2019; Strafellini et al., 2022).

Questo fenomeno costituisce un grave problema ambientale, in quanto riduce la capacità di ritenzione idrica del terreno, limita la crescita della vegetazione e induce una maggiore lisciviazione dei nutrienti, con conseguenti effetti negativi sulla biodiversità e sulla stabilità dei versanti, riducendo al contempo le dimensioni delle superfici coltivabili per la produzione alimentare e inducendo l'uso intensivo di fertilizzanti per sopperire alla perdita di qualità del terreno (Pimentel et al., 2006).

Dal momento che i vigneti rimangono spogli per la maggior parte dell'anno (dall'autunno fino a tarda primavera) e poiché spesso, per ottimizzare la produzione, si rimuove la vegetazione spontanea, la vite comporta un maggiore ruscellamento delle acque superficiali rispetto ad altre colture (Kosmas et al., 2002). Inoltre, si coltiva spesso in pendenza, su terrazzamenti che richiedono manutenzione costante. Questo tipo di interventi altera notevolmente la morfologia del paesaggio, che è un fattore determinante per il consumo di suolo, poiché su pendenze elevate si sviluppano spessori di suolo minori.

Al netto di queste osservazioni, le colline nei pressi di Monteforte d'Alpone, zona di produzione del Soave DOC e tra le regioni italiane a maggiore intensità di coltivazione della vite, costituiscono un terreno particolarmente idoneo alla stima dell'erosione del suolo tramite il modello RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) (Renard et al., 1997). Si tratta del più utilizzato modello empirico per la stima dei tassi di erosione annua del suolo ed è attualmente usato dall'Unione Europea per la valutazione di diversi scenari di gestione del territorio (Pappalardo et al., 2019). RUSLE combina dati di topografia, suolo, precipitazioni e utilizzo del suolo all'interno di un software GIS, sulla base di un modello digitale del terreno. Fino ad ora, la necessità di disporre di un DEM (Digital Elevation Model) con risoluzione sufficientemente elevata per l'applicazione del modello ha significato la possibilità di utilizzare RUSLE solo per scenari relativamente recenti e per valutazioni più o meno sincrone, o comunque limitate ad un breve intervallo temporale.

Tuttavia, tramite tecniche fotogrammetriche, è possibile produrre modelli digitali del terreno ad alta risoluzione anche a partire da foto aeree.

Questo apre la possibilità dell'utilizzo di RUSLE su diversi DEM della stessa area, riconducibili a diversi periodi temporali, permettendo un'analisi dell'evoluzione del consumo di suolo nel tempo in relazione alle diverse destinazioni d'uso, alle diverse tecniche di coltivazione e alle eventuali modifiche morfologiche derivanti da processi naturali o interventi antropici.

Lo scopo di questo studio è quello di applicare RUSLE nelle zone destinate a viticoltura nei pressi di Monteforte d'Alpone, utilizzando come base due modelli digitali del terreno riferibili a due differenti annate: uno del 1981, prodotto tramite fotogrammetria da foto aeree, e uno del 2008, generato a partire da un'acquisizione LiDAR (Light and Detection Ranging) da aeromobile. Ci si propone, inoltre, di mappare e caratterizzare i dissesti attualmente in atto e di confrontarli con i risultati predetti dal modello, servendosi di un DEM prodotto tramite fotogrammetria da drone e di un LiDAR ottenuto tramite piattaforma UAV (Unmanned Aerial Vehicle).

2. INQUADRAMENTO GENERALE

2.1 Inquadramento geografico

L'area di interesse, compresa tra i comuni di Montecchia di Crosara, Soave e Monteforte d'Alpone, ha una superficie di circa 14km² e costituisce una porzione della dorsale tra il settore meridionale della Val Tramigna e la bassa Valle dell'Alpone, all'interno dei Monti Lessini veronesi (figure 2.1.1, 2.2.2).

Il clima è temperato umido, con temperature medie annuali che oscillano tra i 18°C e i 31°C e precipitazioni medie annuali che oscillano tra i 900-1000mm l'anno, con distribuzione relativamente uniforme durante l'anno, con picchi durante i mesi autunnali e primaverili.

Queste colline ricadono all'interno dell'area di produzione dei vini Soave DOC, uno dei comprensori viticoli italiani a maggiore densità di coltivazione della vite. Le prime testimonianze riguardanti la produzione di vino in questa regione risalgono al 150 d.C., durante l'Impero Romano (Consorzio per la Tutela del Soave, n.d.). Da allora, la vite e i suoi terrazzamenti sono una componente essenziale e distintiva del paesaggio (Tarolli et al, 2020).



Fig.2.1.1: Localizzazione di Monteforte d'Alpone (Google Earth).

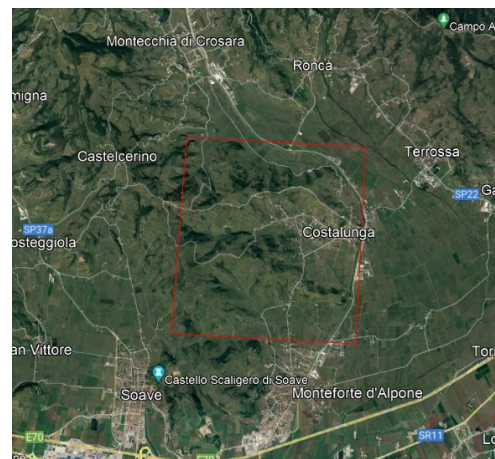


Fig.2.1.2: perimetro dell'area studio visualizzato in Google Earth.

2.2 Inquadramento geologico

I Monti Lessini fanno parte del settore orientale dell'unità tettonica delle Alpi Meridionali, costituite da nuclei ercinici a metamorfismo variabile e da una copertura sedimentaria di età permo-mesozoica e terziaria. Rappresentano una catena post-collisionale a vergenza africana e si estendono, con andamento W-E, per circa 700 km, dal Canavese al Bacino Pannonico (Castellarin e Vai, 1982).

Sono separate dall'Austroalpino dal Lineamento Periadriatico o Linea Insubrica. Questa si compone, procedendo da occidente verso oriente, della Linea del Canavese (ad andamento SW-NE), della Linea del Tonale (con andamento W-E), della Linea delle Giudicarie (ad andamento SSW-NNE) e della Linea Pusteria-Gailtal-Caravanche (ad andamento WNW-ESE) (figura 2.2.1).

A sud di questo limite possono essere distinte varie zone strutturali, con andamento quasi meridiano e grosso modo normale al Lineamento Insubrico (Castellarin e Vai, 1982).

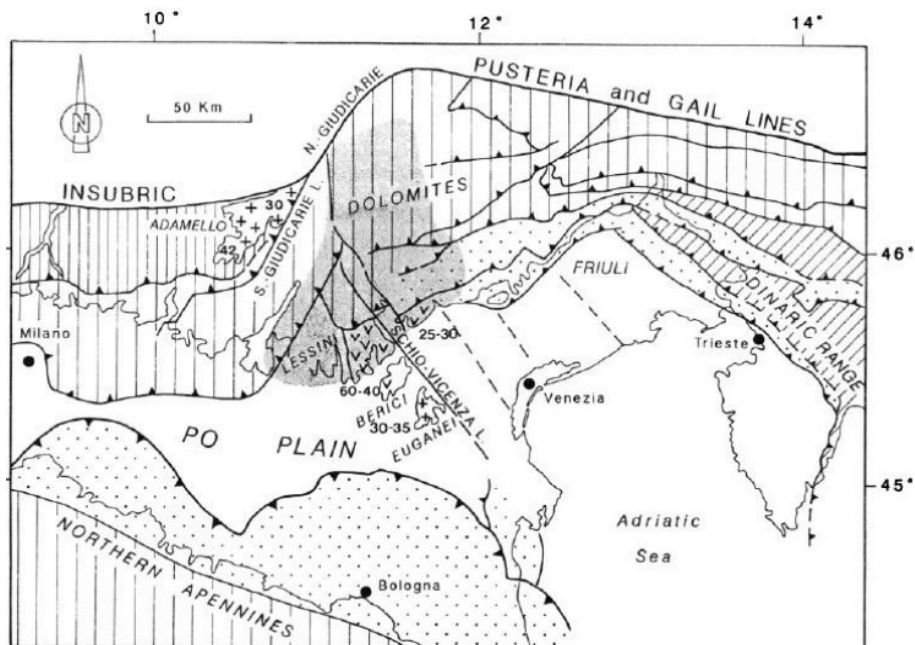


Fig.2.2.1: Mappa strutturale del settore centro-orientale delle Alpi Meridionali (Zampieri, 1995).

Nel Permiano e nel Triassico la regione Mediterranea faceva parte di un unico blocco continentale, Pangea, che comprendeva l'Africa, l'Europa e l'America Meridionale ed

era limitato a est dall'Oceano della Paleotetide. Mentre quest'ultima, delimitata a nord e a est da zone di subduzione, era in fase di chiusura, a sud del continente si apriva la Neotetide, durante una fase di rifting che interessò la parte settentrionale del Sud Pangea (attuali blocchi arabo-africano, India, Antartide e Australia). Nella zona geodinamica corrispondente all'Italia, le fasi tettoniche distensive, legate all'apertura del nuovo oceano meridionale, si alternarono e interferirono con quelle compressive, dovute alla progressiva chiusura della Paleotetide. Questa alternanza tettonica determinò una paleogeografia piuttosto varia e complessa, riassumibile con i seguenti alti e bassi strutturali, elencati da Ovest verso Est: Alto del Canavese, Alto dell'Arbostora, Bacino Lombardo, Piattaforma di Trento e Piattaforma Friulana.

Nel Giurassico iniziò una nuova fase di rifting, che portò all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese e all'annegamento di queste strutture da Ovest verso Est.

I Monti Lessini si collocano nella porzione sud-occidentale della Piattaforma di Trento, la cui formazione caratteristica sono i Calcari Grigi, testimonianza di un ambiente di piattaforma carbonatica. Il definitivo annegamento della piattaforma è testimoniato dalla deposizione del Rosso Ammonitico (Dogger-Malm), del Biancone (Cretaceo inferiore) e della Scaglia Rossa (Cretaceo superiore). Quest'ultima in particolare, rappresentata da calcari micritici, selciferi e fittamente stratificati, è la formazione caratteristica dei Monti Lessini, che documenta la presenza di un ambiente pelagico.

Nel Paleogene si sviluppò una fase eruttiva basica ed ultrabasica, che si articolò in una serie di periodi di breve durata, normalmente inferiori a quelli di una zona a foraminiferi planctonici o a numuliti, alternati a lunghi periodi di stasi. I prodotti vulcanici, costituiti in massima parte da lave e prodotti piroclastici, alternati ad eventi a normale sedimentazione, si accumularono per la maggior parte nella zona vicentina e veronese, corrispondente al settore centro-orientale dei Monti Lessini (Barbieri et al., 1981).

La prima fase eruttiva si colloca nel Paleocene, con prevalenza di prodotti piroclastici. Successivamente, nell'Eocene inferiore, si ebbe una fase di stasi, seguita da un periodo parossistico con produzione di colate subacquee. Alla base dell'Eocene medio si verificò l'alternanza di fasi di stallo, con la deposizione di calcari numulitici e ulteriori eventi piroclastici subacquei, che portarono, sempre nell'Eocene medio, all'accumulo di vulcaniti che raggiunsero l'ambiente subaereo.

Nel corso dell'Eocene superiore, l'attività vulcanica proseguì diminuendo fino ad estinguersi. La seguente fase trasgressiva è testimoniata dalla deposizione delle Marne di Priabona (Barbieri et al., 1981).

2.2.1 Successione litostratigrafica

SCAGLIA ROSSA (Cretaceo Superiore)

Calcari marnosi a grana fine con noduli di selce rossa in strati regolari a spessore variabile. Colore variabile da rosso mattone al rosa chiaro. Mostra fitta stratificazione e frattura concoide. Si trova a diretto contatto con i Calcari Numulitici.

CALCARI NUMULITICI (Eocene medio)

Calcari compatti, ben stratificati in eteropia di facies con i depositi di vulcaniti. Sono composti da biocalcareni di fossili quali alveoline, ostree, coralli, nullipore, gasteropodi e bivalvi.

Si distinguono due tipi di depositi:

- Stratificati: costituiti da wakestone -packtone con evidente stratificazione
- Caotici: formati da clasti di dimensione variabile immersi in una matrice siltosa

VULCANOCLASTITI (Eocene)

Depositi di materiale vulcanico molto friabile a granulometria eterogenea, presente in lenti di dimensioni modeste. Composte da clasti alterati e irregolari immersi in matrice fine. Sono di colore scuro, tra il rosso e il bruno.

VULCANITI BASICHE (Paleogene)

Vulcaniti a tessitura afirica con rari fenocristalli alterati. Si tratta di colate basiche deposte prevalentemente in ambiente subaereo e talvolta in ambiente subacqueo. In alcuni casi si osservano cavità vacuolari. Nel complesso molto alterate ed argillificate, mostrano colore da rosso scuro a bruno.

BASALTI DEI CAMINI E DEI CONDOTTI DI ALIMENTAZIONE (Paleogene)

Strutture basaltiche compatte a forma circolare o ellittica di limitata estensione e meno alterati rispetto alle vulcaniti basiche circostanti. Si tratta di materiali messi in posto in corrispondenza di linee strutturali dovute al contesto tettonicamente attivo.

DETRITO ELUVIALE DI VERSANTE (Quaternario)

Materiale di alterazione che ha subito breve o quasi nullo trasporto a spessore variabile. Granulometria variabile da argille a brecce grossolane. Colore variabile in base alle litologie di origine. Di difficile distinzione a causa del forte impatto antropico nella zona.

DEPOSITI COLLUVIALI (Quaternario)

Depositi di materiale limoso-argilloso con sporadici clasti a composizione variabile, che rispecchia le litologie di provenienza. Depositi ad opera di corsi d'acqua di carattere stagionale e/o effimero e dal ruscellamento diffuso da acque non incanalate. Hanno subito trasporto molto limitato.

DEPOSITI ALLUVIONALI DI FONDOVALLE (Quaternario)

Materiali argilloso-limosi alternati a sabbie e ghiaie fini. Affiorano prevalentemente in corrispondenza di corsi d'acqua a carattere permanente e lungo i canali ad uso agricolo, ma sono presenti estensivamente nell'intero fondovalle. La composizione rispecchia la litologia di provenienza.

2.3 Assetto strutturale

I principali lineamenti strutturali dei Monti Lessini consistono in un complesso sistema di faglie e fratture con disposizione a ventaglio, che si apre a nord della zona in esame.

L'orientamento di questo sistema è influenzato dalle direzioni prevalenti della Linea Schio-Vicenza a est e dal sistema Giudicariense a ovest. Quest'ultimo delimita il confine tra il Bacino Lombardo e la Piattaforma di Trento, con orientazione NNE-SSW e mostra tracce di due distinti periodi di attività: uno distensivo, risalente al Giurassico e all'inizio del Cretaceo, e uno transpressivo, databile al Miocene. La Linea Schio-Vicenza, orientata

NW-SE, segna la separazione tra la pianura veneto-friulana e l'area lessinea (Zampieri, 1995).

Nei Monti Lessini, il tratto strutturale più significativo è rappresentato dalla Linea di Castelvetro, che separa i Lessini centrali, a carattere sedimentario, da quelli orientali, a carattere magmatico. Essa corrisponde ad una faglia normale prodotta dall'estensione crostale in campo di stress rappresentato da σ_1 (direzione di massimo stress) in posizione verticale e σ_3 (direzione di minimo stress) orizzontale, con direzione ENE-WSW (Zampieri, 1995). L'estensione è collegata ai fenomeni di vulcanesimo avvenuti nel Paleogene che, a loro volta, sono alla base della formazione della struttura a semigraben, nota appunto con il nome di semigraben Alpone-Agno, che nella parte meridionale presenta valori massimi di subsidenza pari a 500m (Zampieri, 1995).

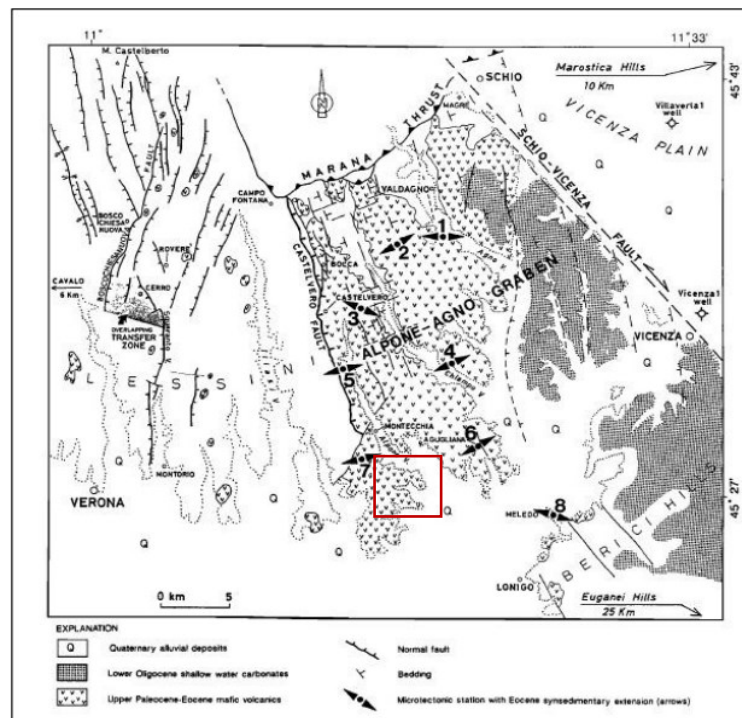


Fig.2.3.1: Assetto strutturale dei Lessini orientali (Zampieri, 1995).

La struttura a semigraben è stata interpretata secondo due modelli differenti. Il primo vede la faglia di Castelvetro come la parte superiore ad alto angolo di una struttura listrica con immersione ENE (fig. 2.3.2 a) che avrebbe prodotto dei blocchi con geometria a domino. Il secondo vuole la faglia di Castelvetro come antitetica ad una faglia listrica non affiorante, che avrebbe immersione WSW (fig. 2.3.2 b) (Zampieri, 1995).

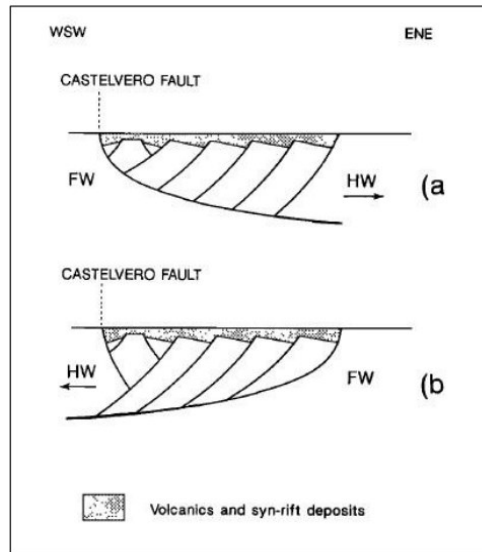


Fig.2.3.2: Interpretazioni del semigraben Alpone-Agno (Zampieri, 1995).

Studi microstrutturali (Zampieri, 1995) sembrano convalidare la seconda ipotesi. Questa prevede un sistema di semigraben delimitati da faglie listriche normali, ognuno dei quali avrebbe subito subsidenza differenziata, testimoniata da diversi spessori della copertura di prodotti vulcanici.

Gli stessi studi suggeriscono l'esistenza di due fasi di movimento per la maggior parte dei piani di faglia. La prima, riconducibile alla fase distensiva eocenica, ha prodotto una deformazione in direzione ENE-WSW. La seconda, compressiva e databile al Neogene, ha prodotto faglie a rigetto orizzontale con movimento da N-S a WNW-ESE.

Entrambe le fasi sono espressione dei processi orogenici che interessarono l'area mediterranea in quei periodi: rispettivamente l'orogenesi Dinarica e quella Sudalpina.

Durante la fase Dinarica l'area lessinea apparteneva all'avampaese della catena orientata NW-SE. Tra la catena e l'area lessinea si sviluppò un'avanfossa riempita da flysch. Pertanto, è verosimile che i Lessini corrispondessero ad un rialzo periferico orientato NW-SE e soggetto ad inarcamento (Doglioni e Bosellini, 1987). Durante la successiva fase Sudalpina, la segmentazione dell'avampaese accompagnò la contemporanea deformazione della Pianura Padana. Nel periodo tra Oligocene e Miocene, in corrispondenza dell'orogenesi appenninica, la zona dei Lessini si trovò nuovamente in corrispondenza dell'avampaese della nuova catena.

Il risultato è una zona di avampaese influenzata da tre fasi orogeniche successive, che hanno prodotto un tavolato inclinato verso la catena Nord-Appenninica, incastrato tra il Sudalpino centro-occidentale e il Sudalpino orientale e attraversato da un sistema di fratture, che hanno determinato lo sviluppo delle valli disposte a ventaglio aperto verso sud, cioè l'attuale conformazione dei Monti Lessini (Doglioni e Bosellini, 1987).

2.4 Inquadramento pedologico

Per quanto riguarda la caratterizzazione dei suoli della Provincia di Verona, l'unica cartografia disponibile è rappresentata dalla Carta dei Suoli del Veneto in scala 1:250000. Per ottenere un'immagine abbastanza dettagliata dell'area studio a partire dalla Carta dei Suoli, è stata selezionata la zona di interesse sul portale di ARPAV, in modo da generare la carta pedologica e la relativa legenda sotto riportate (figura 2.4.1).

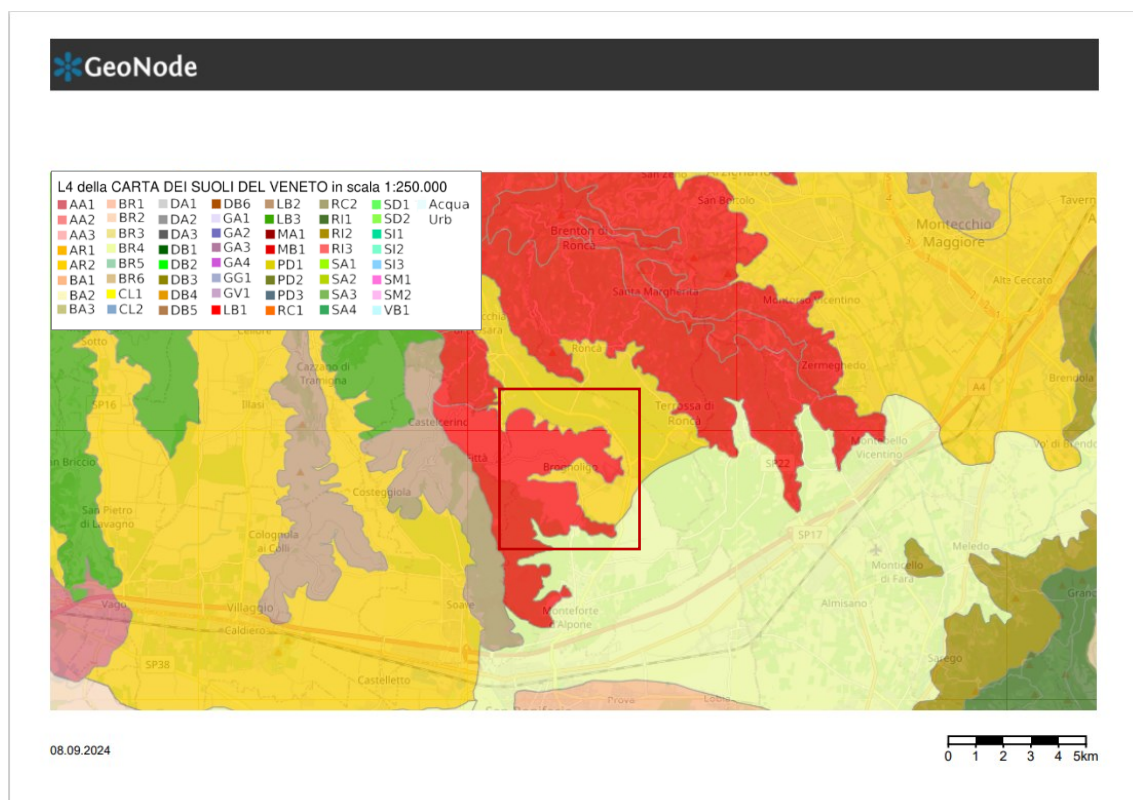


Fig.2.4.1: Carta pedologica prodotta tramite il portale di ARPAV.

Le unità cartografiche che caratterizzano l'area studio sono AR2, BR4 e LB1. Le caratteristiche di ognuna di esse sono riportate nelle schede sottostanti, anche queste disponibili sul sito di ARPAV (figure 2.4.2, 2.4.3, 2.4.4).

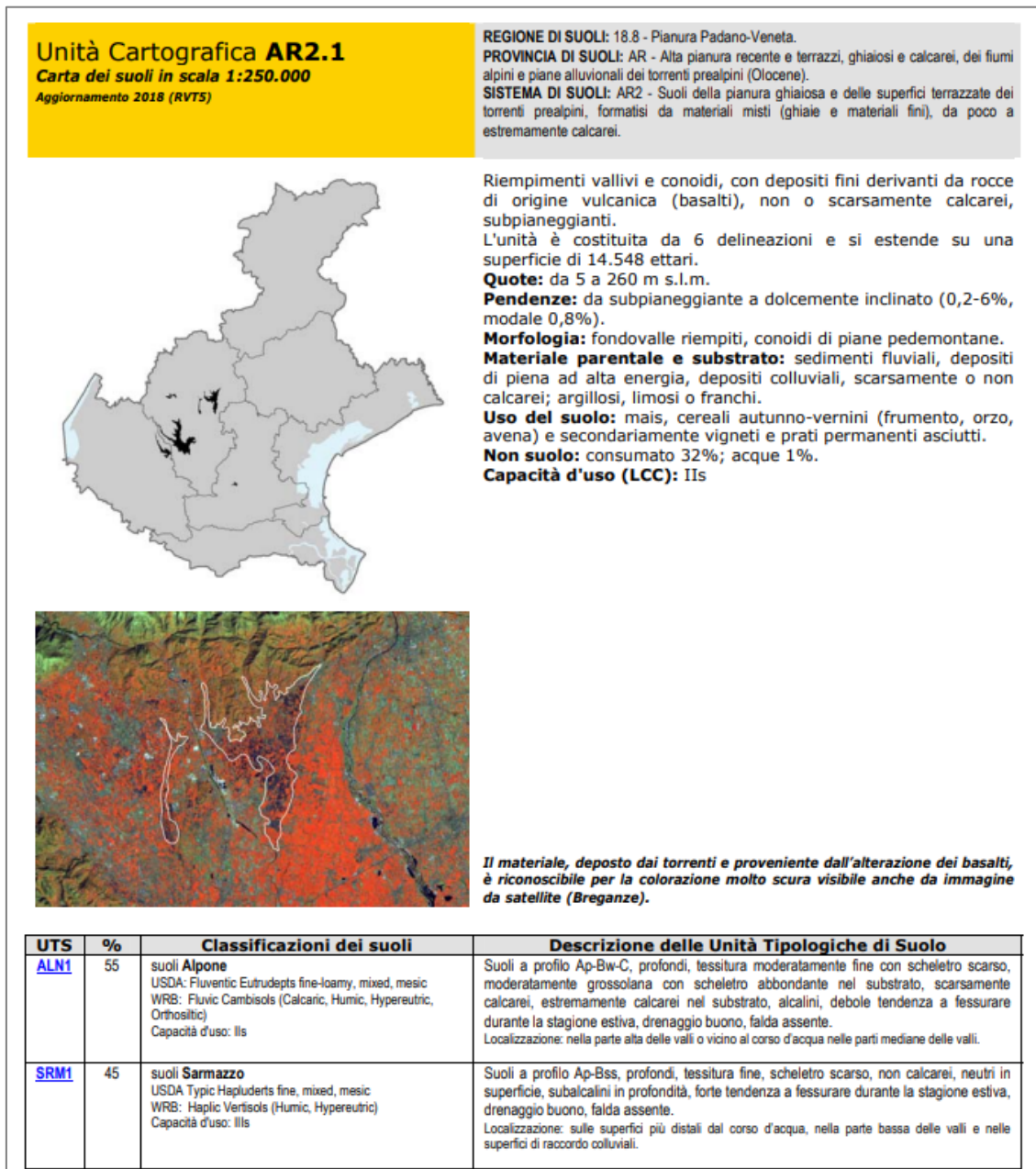


Fig.2.4.2: Scheda dell'Unità Cartografica AR2.1, ARPAV - Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto, 2018. Licenza CC BY 3.0.

Unità Cartografica BR4.3

Carta dei suoli in scala 1:250.000

Aggiornamento 2018 (RV75)

REGIONE DI SUOLI: 18.8 - Pianura Padano-Veneta.

PROVINCIA DI SUOLI: BR - Bassa pianura recente, calcarea, a valle della linea delle risorgive, con modello deposizionale a dossi sabbiosi, pianie e depressioni a depositi fini (Olocene).

SISTEMA DI SUOLI: BR4 - Suoli della pianura alluvionale indifferenziata, formati da limi, da molto a estremamente calcarei.



Pianura modale dei torrenti prealpini (Agno e Guà), con depositi fini derivanti da rocce di origine vulcanica (basalti), non o scarsamente calcarei, poggiati su depositi sabbioso-limosi dell'Adige, pianeggiante.

L'unità è costituita da 4 delineazioni e si estende su una superficie di 28.025 ettari.

Quote: da 2 a 60 m s.l.m.

Pendenze: pianeggiante (0-0,7%, modale 0,1%).

Morfologia: pianie alluvionali.

Materiale parentale e substrato: sedimenti fluviali, depositi di piena a bassa energia, molto calcarei, argillosi.

Uso del suolo: mais, cereali autunno-vernini (frumento, orzo, avena) e secondariamente vigneti, soia.

Non suolo: consumato 13%; acque 1%.

Capacità d'uso (LCC): IIswc



Le alluvioni dell'Alpone e del Guà si distinguono chiaramente, nell'immagine da satellite per i colori molto scuri rispetto alle alluvioni dell'Adige.

UTS	%	Classificazioni dei suoli	Descrizione delle Unità Tipologiche di Suolo
FRA1	40	suoli Frassine USDA: Oxyaquic Haplustepts fine, mixed, mesic WRB: Endogleyic Fluvisols (Calcic, Humic, Hypereutric, Orthosiltic) Capacità d'uso: IIswc	Suoli a profilo Ap-Bw-(Ab)-Cg, profondi, tessitura da moderatamente fine a fine, molto calcarei, alcalini, con debole tendenza a fessurare durante la stagione estiva, drenaggio mediocre, falda molto profonda. Localizzazione: su superfici depresse, mal drenate e a tessitura argillosa.
ZIE1	35	suoli Ziele USDA: Udistuventic Haplustepts fine-silty, mixed, mesic WRB: Fluvisols (Calcic, Humic, Hypereutric, Orthosiltic) Capacità d'uso: IIswc	Suoli a profilo Ap-Bw-(Ab)-Cg, profondi, tessitura moderatamente fine, molto calcarei, alcalini, occasionalmente con accumulo di carbonati in profondità, drenaggio buono, falda molto profonda. Localizzazione: su superfici modali, a tessitura limosa.
CPE1	25	suoli Camperiano USDA: Udistuventic Haplustepts fine-loamy, mixed, mesic WRB: Fluvisols (Calcic, Hypereutric) Capacità d'uso: IIsc	Suoli a profilo Ap-Bw-C, molto profondi, tessitura media, scheletro assente, molto calcarei, alcalini, drenaggio buono, falda molto profonda. Localizzazione: su superfici dossiformi, a tessitura media.

Fig.2.4.3: Scheda dell'Unità Cartografica BR4.3, ARPAV - Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto, 2018. Licenza CC BY 3.0.

Unità Cartografica **LB1.1**

Carta dei suoli in scala 1:250.000

Aggiornamento 2018 (RVT5)



REGIONE DI SUOLI: 34.3 - Alpi meridionali.

PROVINCIA DI SUOLI: LB - Rilievi prealpini con forme tabulari, uniformemente inclinati, su rocce delle serie stratigrafiche giurassico-cretacica e terziaria (calcarei duri, calcari marnosi, calcareniti e secondariamente vulcaniti basiche).

SISTEMA DI SUOLI: LB1 - Suoli su basse dorsali a substrato basaltico con versanti modellati prevalentemente in balze e fortemente antropizzati.

Versanti ad alta pendenza, intervallati da ripiani con frequenti terrazzamenti antropici.

L'unità è costituita da 2 delineazioni e si estende su una superficie di 3.316 ettari.

Quote: da 50 a 400 m s.l.m.

Pendenze: da moderatamente ripido a ripido (13-55%, modale 30%).

Morfologia: versanti lineari e secondariamente versanti terrazzati.

Substrato roccioso: basalti.

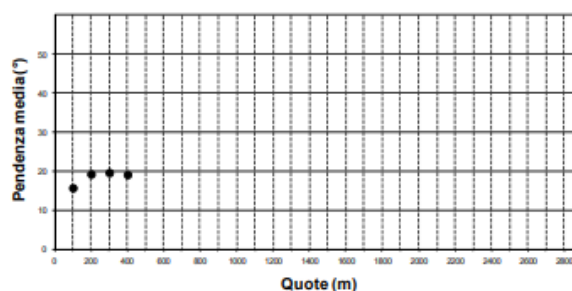
Depositi sciolti: presenti nel 10% dell'unità cartografica; tipologia: depositi colluviali; litologia: basalto.

Uso del suolo: vigneti e secondariamente vegetazione naturale

Vegetazione: robinieti e castagneti.

Non suolo: consumato 10%

Capacità d'uso (LCC): IVe



Dietro l'abitato di Sorio, i versanti terrazzati tipici dei vigneti dei bassi Lessini.

UTS	%	Classificazioni dei suoli	Descrizione delle Unità Tipologiche di Suolo
MCS1	55	suoli Monte Castellaro USDA: Vertic Eutrochpts fine, mixed, mesic WRB: Vertic Cambisols (Hypereutric, Orthogleyic) Capacità d'uso: IIIsec	Suoli a profilo Ap-Bw-BC-(Cr), profondi, tessitura moderatamente fine, scheletro scarso, non calcarei, neutri, drenaggio buono. Localizzazione: su versanti terrazzati a moderata stabilità.
CUC1	37	suoli La Cucca USDA: Typic Hapludalfs fine, mixed, mesic WRB: Cutanic Luvisols (Humic, Endogleyic) Capacità d'uso: IIIc	Suoli a profilo Ap-Bt-C-R, profondi, tessitura da moderatamente fine a fine, scheletro scarso, reazione da subacida a neutra, saturazione da alta a molto alta, con rivestimenti di argilla e debole tendenza a fessurare durante la stagione estiva, drenaggio buono. Localizzazione: su superfici stabili.
MMD1	8	suoli Monte Madarosa USDA: Typic Hapludolls loamy-skeletal, mixed, mesic WRB: Endogleptic Phaeozems Capacità d'uso: IIIsec	Suoli a profilo A-Cr, sottili, contenuto di sostanza organica moderatamente alto in superficie, tessitura moderatamente grossolana, scheletro scarso, abbondante in profondità, non calcarei, subacidi, saturazione media, drenaggio moderatamente rapido. Localizzazione: su superfici boscate ma con evidenze di erosione.

Fig.2.4.4: Scheda dell'Unità Cartografica LB1.1, ARPAV - Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto, 2018. Licenza CC BY 3.0.

2.5 Inquadramento geomorfologico

L'analisi geomorfologica è stata svolta sulla base di osservazioni sul campo e con il supporto della *Carta delle unità geomorfologiche* del Comune di Monteforte d'Alpone (figura 2.5.1), disponibile all'interno della Relazione Tecnica del PAT del Comune. Le osservazioni sono rese molto complesse dall'elevata antropizzazione.

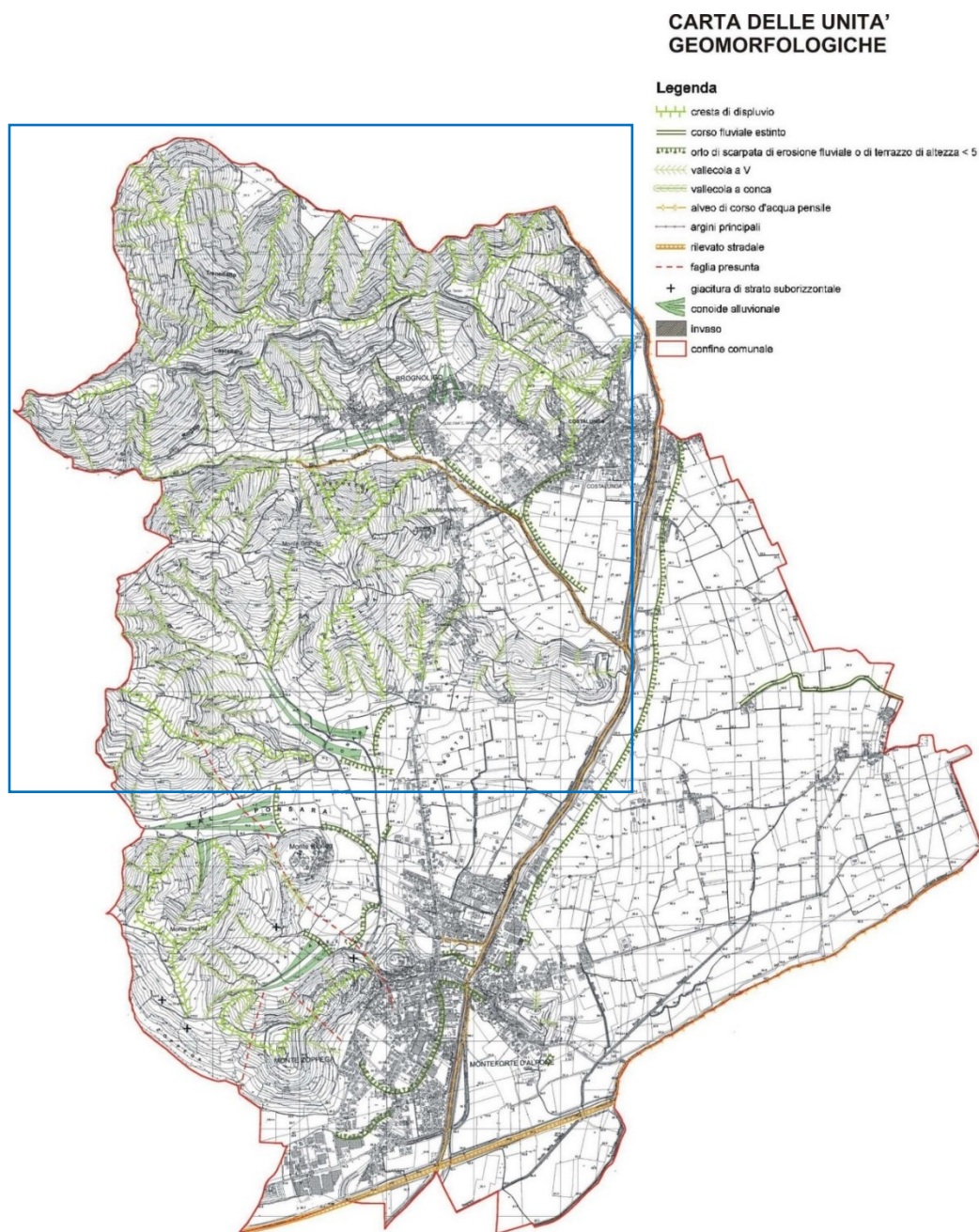


Fig.2.5.1: Carta delle unità geomorfologiche del Comune di Monteforte d'Alpone, tratta dalla Relazione Tecnica del Piano di Assetto del Territorio (PAT), 2012.

Gran parte dell'area studio è occupata dai rilievi basaltici, che sono incisi da numerose vallecole secondarie. Queste vanno a convogliarsi verso due valli più o meno parallele tra loro e quasi normali al torrente Alpone, che compare per un breve tratto nell'angolo SE dell'area. La configurazione geometrica di queste valli suggerisce che si siano sviluppate a partire da incisioni tettoniche, di cui, tuttavia, non si riscontra alcuna evidenza concreta sul campo.

Si possono osservare alcune scarpate fluviali che suggeriscono la presenza di terrazzi generati dall'Alpone e dai suoi affluenti, che non sono però riconoscibili a causa delle modificazioni antropiche del territorio. Allo stesso modo, si intuisce la presenza di alcune conoidi alluvionali, segnalate più dalla presenza di depositi colluviali che dalla morfologia vera e propria.

Pur essendo una zona di transizione tra dinamica fluviale e di versante, non si osservano morfologie legate a fenomeni gravitativi, sempre a causa dell'intervento umano, che influenza pervasivamente le colline tra Monteforte d'Alpone e Montecchia di Crosara.

2.6 Carta geologica

La carta geologica dell'area studio è stata prodotta in QGIS su base bibliografica, unendo le informazioni contenute nella *Carta Geologica della dorsale tra il settore meridionale della Val Tramigna e la bassa Valle dell'Alpone (Monti Lessini Veronesi)*, nella *Carta Geologica della dorsale tra la Val Tramigna e la bassa Valle dell'Alpone (Monti Lessini sud-orientali)*, entrambe in scala 1:10000, e nella *Carta Geologica dei Lessini Medi* in scala 1:75000.

Per verificare l'attendibilità delle fonti, sono stati svolti dei sopralluoghi sul campo, che hanno confermato quanto riportato in bibliografia. La distinzione tra vulcaniti subacquee e subaeree è resa complessa dall'elevata alterazione, fatta eccezione per la presenza di alcune lenti di vulcaniti con cavità vacuolari, che testimoniano la messa in posto in presenza di acqua.

I depositi quaternari sono pesantemente influenzati dalle attività agricole e limitati essenzialmente a settori poco coltivati.

Come base topografica sono stati utilizzati i seguenti fogli della *Carta Tecnica Regionale* alla scala 1:10000:

- Monteforte d'Alpone - n°124160
- Roncà – n°124120

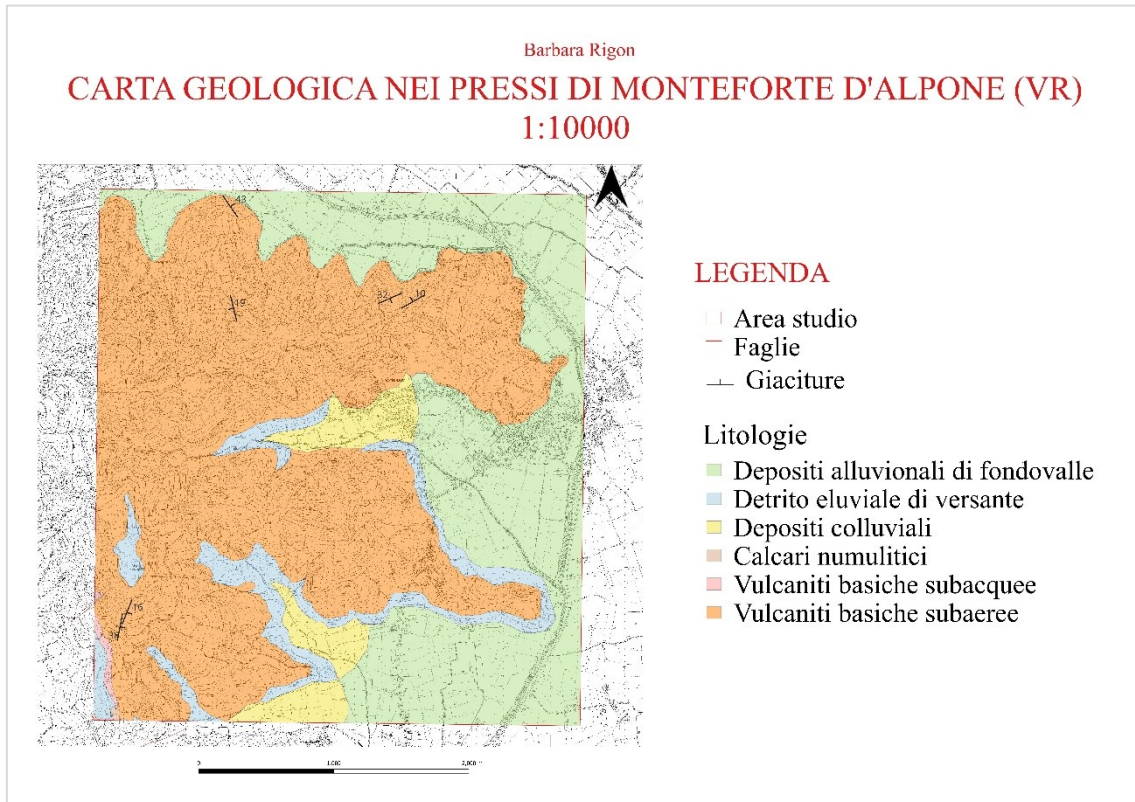


Fig.2.6.1: Carta Geologica nei pressi di Monteforte d'Alpone.

3. METODI E PROCEDURE

3.1 Foto aeree

Per valutare l'evoluzione della morfologia della zona sono state utilizzate le foto aeree disponibili sul Geoportale della Regione Veneto, prodotte tramite i seguenti voli:

- **1981 Reven**, 12/04/81 – 13/10/81, supporto analogico, 23x23cm, bn
- **1987 Reven**, aprile-maggio 1987, supporto analogico, 23x23cm, colore
- **1997 Reven Verona Nord**, 31/08/1997, supporto analogico, 23x23cm, colore
- **2010 Reven Verona Est**, 31/07/2010, supporto digitale, colore

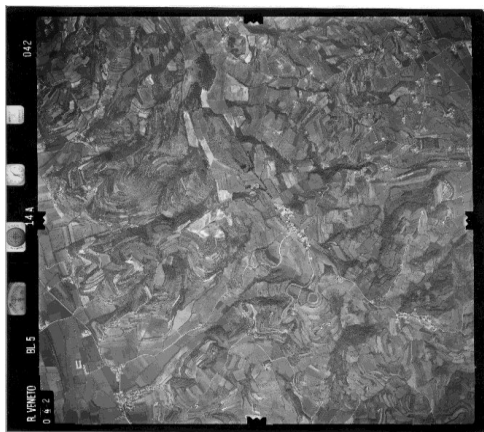


Fig.3.1.1: foto aerea del volo 1981 Reven.



Fig.3.1.2: foto aerea del volo 1987 Reven.

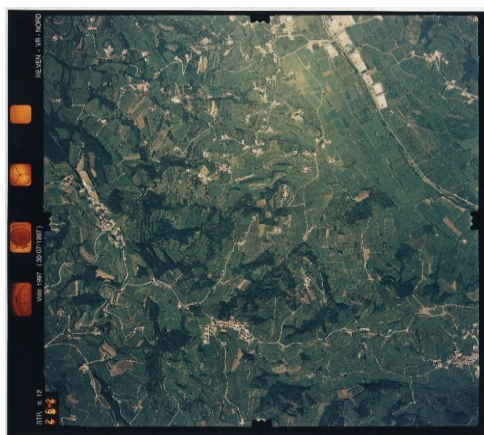


Fig.3.1.3: foto aerea del volo 1997 Reven Verona Nord.



Fig.3.1.4: foto aerea del volo 2010 Reven Verona Est.

Tutte le foto sono state georeferenziate in QGIS, in modo da poter valutare l'evoluzione della morfologia nel tempo e individuare le zone soggette a dissesti o frequenti rimaneggiamenti, indici di possibili tassi di erosione del suolo elevati. Sono stati così identificati cinque punti di interesse. Il sistema di riferimento utilizzato è il Monte Mario zona 1 (EPSG: 3003), poiché è quello che riduce al minimo la deformazione delle foto aeree in fase di georeferenziazione.

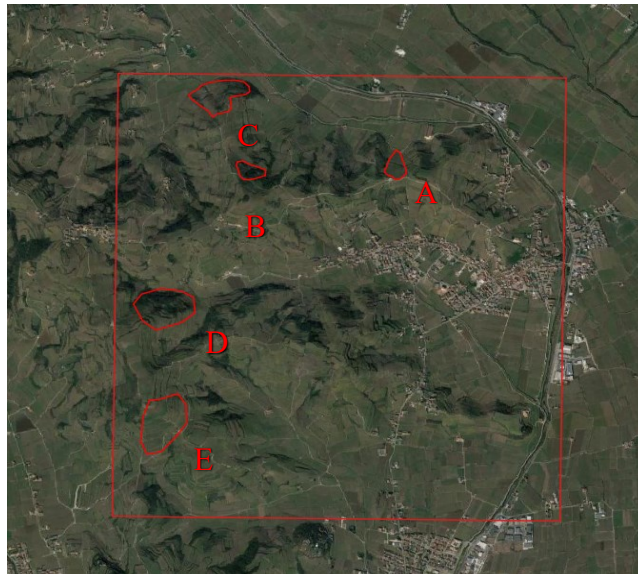


Fig.3.1.5: zone con probabili dissesti individuate tramite foto aeree in QGIS.

3.2 Raccolta dati di campagna

Una volta identificate le cinque aree di interesse, sono stati svolti diversi sopralluoghi per verificare le condizioni reali in situ e raccogliere dati per l'applicazione di RUSLE e l'interpretazione dei risultati.

Tutta la zona è molto antropizzata, dividendosi tra aree adibite a vigneti e aree residenziali. Dal punto di vista litologico è estremamente omogenea: si osservano esclusivamente vulcaniti basiche di ambiente subaereo, con qualche lente riconducibile ad ambiente subacqueo, anche se la distinzione è resa difficile dall'elevata alterazione delle rocce.

Gli affioramenti sono pochi e prevalentemente collocati ai margini dei vigneti o a bordo strada. Trattandosi di vulcaniti molto alterate, per ogni affioramento sono state prese diverse giaciture ed è poi stata calcolata una media.

L'alterazione delle vulcaniti ha prodotto un suolo argilloso di spessore molto variabile: alcune vigne si sviluppano su spessori superiori al metro, mentre altre vengono coltivate praticamente su roccia. In generale, si nota una certa differenza nella manutenzione da parte dei diversi coltivatori: i vigneti di proprietà di grosse aziende agricole versano in condizioni migliori rispetto a quelli a gestione familiare.

Le osservazioni e i dati riguardanti le cinque zone selezionate sono le seguenti.

ZONA A



Fig.3.2.1: foto della zona A con vista dal lato Est del vigneto.

Si tratta di un vigneto con filari paralleli al pendio. Non si osservano evidenze di movimento, anche perché il terreno è stato recentemente spianato per consentire la piantumazione dei filari parallelamente al versante, come testimoniato dalla presenza di un blocco di cemento che riporta la data degli ultimi lavori, svolti il 18/11/2013.

Il lato Est del campo mostra uno spessore di suolo di circa 30cm, mentre il lato Ovest ha suolo quasi nullo e la coltivazione avviene direttamente su roccia.

Ci sono affioramenti sul lato ovest (affioramento 1) e sul lato est (affioramento 2) del vigneto (tabella 3.2.1; figura 3.2.2).

AFFIORAMENTI				
ID	litologia	Giacitura	dip-azimuth	dip
1	vulcaniti	1	90	25
	vulcaniti	2	110	30
	vulcaniti	3	80	25
	vulcaniti	4	90	30
	vulcaniti	5	70	45
	vulcaniti	6	360	24
	vulcaniti	7	140	19
	vulcaniti	8	350	20
	vulcaniti	9	40	35
	vulcaniti	10	330	60
	vulcaniti	11	60	40
2	vulcaniti	1	330	10

Tab.3.2.1: giaciture degli affioramenti nella zona A.

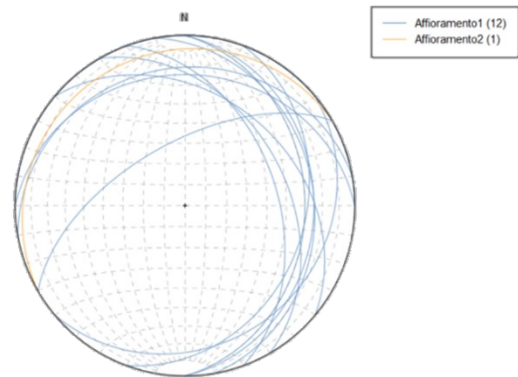


Fig.3.2.2: Stereogramma delle giaciture nella zona A.



Fig.3.2.3: affioramento 1. Vulcaniti basiche di ambiente subaereo.



Fig.3.2.4: affioramento 1. Vulcaniti basiche di ambiente subaereo.



Fig.3.2.5: affioramento 2. Vulcaniti basiche di ambiente subaereo.

ZONA B



Fig.3.2.6: foto della zona B con vista dal lato Est del vigneto.

Consiste in un vigneto terrazzato soggetto a scivolamento rotazionale ed earth flow.

Le viti a pergola sono spesso rette da cavi per evitare lo scivolamento verso il basso. Il movimento più ampio osservato è di circa 2m verso valle. Le viti a ridosso della strada a monte del vigneto poggiano direttamente sulle vulcaniti, mentre dopo pochi filari il suolo raggiunge spessore superiore al metro, anche a causa dell'accumulo di detrito proveniente dai filari soprastanti. Si osserva un grande affioramento di vulcaniti molto alterate sul lato Ovest, in corrispondenza della curva della strada a monte (tabella 3.2.2; figura 3.2.7).

AFFIORAMENTI				
ID	litologia	Giacitura	dip-azimut	dip
1	vulcaniti	1	320	20
	vulcaniti	2	240	5
	vulcaniti	3	240	25
	vulcaniti	4	240	28
	vulcaniti	5	240	15

Tab.3.2.2: giaciture degli affioramenti nella zona B.

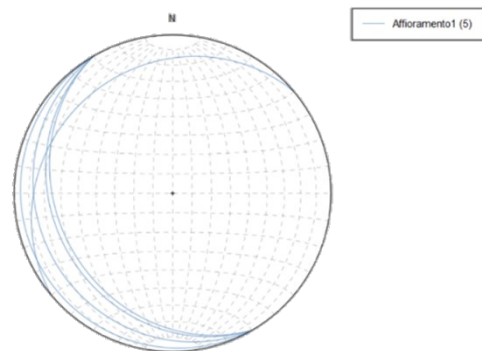


Fig.3.2.7: Stereogramma delle giaciture nella zona B.



Fig.3.2.8: affioramento di vulcaniti basiche di ambiente subaereo.



Fig.3.2.9: cedimento del terreno sotto il peso delle viti.



Fig.3.2.10: frattura del terreno.



Fig.3.2.11: vite ruotata ed erosione del suolo.

ZONA C



Fig.3.2.12: vista panoramica della zona C.

Zona in parte coltivata e in parte boschiva, con vegetazione rigogliosa. Le porzioni adibite alla viticoltura non mostrano particolari segni di dissesti in atto, cosa che non si può dire

delle aree boschive. Qui, infatti, si osservano affioramenti di vulcaniti per lo più subaeree (tabella 3.2.3; figura 3.2.13), con qualche lente di vulcaniti subacquee caratterizzate dalla presenza di cavità vacuolari, entrambe molto fratturate e piuttosto caotiche. Inoltre, lungo il sentiero che passa tra gli alberi, si osservano detriti di diversa granulometria, a suggerire la tendenza a crolli e ribaltamenti.

Il suolo mantiene uno spessore piuttosto costante, superiore a 1,5m.

AFFIORAMENTI				
ID	litologia	Giacitura	dip-azimut	dip
1	vulcaniti	1	50	41
	vulcaniti	2	60	45

Tab.3.2.3: giaciture degli affioramenti nella zona C.

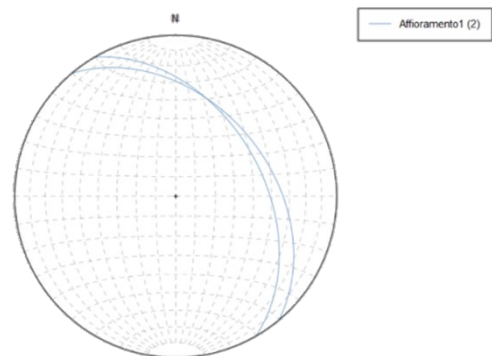


Fig.3.2.13: Stereogramma delle giaciture nella zona C.



Fig.3.2.14: lente di vulcaniti basiche subacquee.

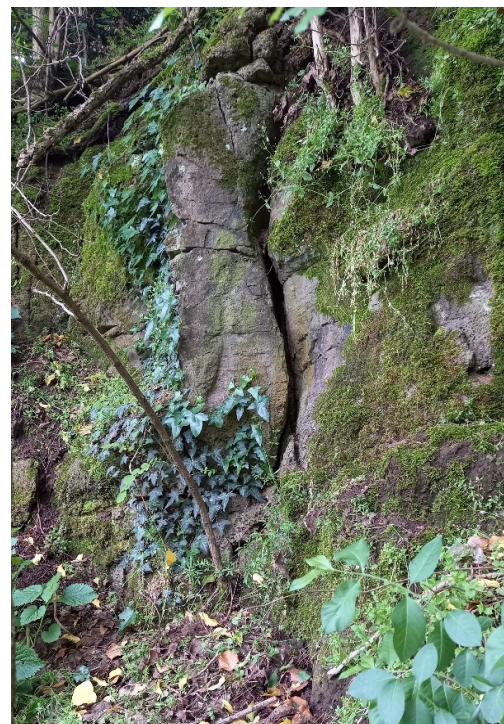


Fig.3.2.15: affioramento di vulcaniti basiche subaeree.

ZONA D



Fig.3.2.16: vista panoramica della zona D.

Zona con alternanza di vigneti e aree incolte con abbondante vegetazione spontanea. Il suolo supera 1m di spessore, arrivando in alcuni punti oltre 1,5m.

Si osservano occasionalmente tralicci inclinati, ma la zona appare stabile. La morfologia indica possibili scivolamenti passati, ormai stabilizzati da interventi antropici e/o dalla vegetazione. La litologia è interamente costituita da vulcaniti basiche.

ZONA E



Fig.3.2.17: vista panoramica della zona E.

L'intera area è coperta da vigneti e mostra un suolo spesso oltre 1m. Sul limite Ovest, lungo il sentiero che risale il versante, affiorano vulcaniti basiche di ambiente subaereo, molto alterate e argillificate alla base (tabella 3.2.4; figura 3.2.18). Salendo, l'alterazione diminuisce e appare una buona stratificazione. Nonostante le vulcaniti siano a franapoggio, la zona risulta stabile grazie a terrazzamenti in pietra a secco ben mantenuti.

AFFIORAMENTI				
ID	litologia	Giacitura	dip-azimut	dip
1	vulcaniti	1	110	43
	vulcaniti	2	120	45
	vulcaniti	3	80	30
	vulcaniti	4	130	45
	vulcaniti	5	70	30
	vulcaniti	6	80	30
	vulcaniti	7	110	50
	vulcaniti	8	130	55
	vulcaniti	9	90	25
	vulcaniti	10	90	32
2	vulcaniti	1	120	17
	vulcaniti	2	105	15

Tab.3.2.4: giaciture degli affioramenti nella zona E.

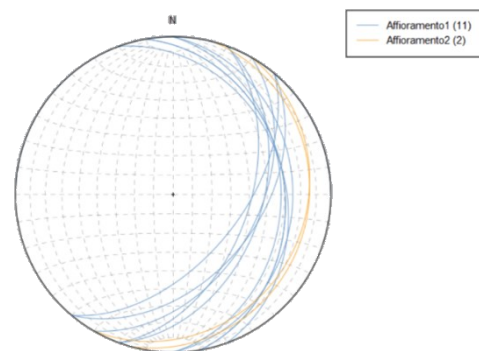


Fig.3.2.18: Stereogramma delle giaciture nella zona E.



Fig.3.2.19: affioramento di vulcaniti basiche subaeree molto alterate.



Fig.3.2.20: affioramento di vulcaniti basiche subaeree stratificate.

In seguito alle intense precipitazioni di aprile e maggio 2024, sono stati svolti ulteriori sopralluoghi per valutare l'impatto che hanno avuto sulla stabilità dei versanti.

La zona E è rimasta sostanzialmente inalterata, così come la zona D, che non ha subito modificazioni, nonostante si osservino alcuni scivolamenti superficiali nelle aree circostanti. Non si può dire lo stesso per le restanti aree, che sono state interessate da fenomeni franosi.

Nella zona C, all'interno della macchia di vegetazione spontanea, si è verificato un earth flow che ha coinvolto la porzione superficiale del terreno, causando il distacco di una massa di materiale lungo una scarpata inclinata (figura 3.2.21).

Per quanto riguarda la zona B, si è osservata la prosecuzione verso valle e l'ampliamento degli earth flow e degli scivolamenti già osservati in precedenza.

La zona A non ha subito cambiamenti, ma lungo il sentiero che collega quest'area alla B, sono avvenuti diversi fenomeni gravitativi: uno scivolamento rotazionale su scarpata a bordo strada (figura 3.2.22), uno scivolamento rotazionale su scarpata molto inclinata (figura 3.2.23) e uno scivolamento traslazionale in corrispondenza di un canale di scolo ad alta pendenza (figura 3.2.24).



Fig.3.2.21: earth flow all'interno della zona C.



Fig.3.2.22: scivolamento rotazionale sul sentiero tra la zona A e la zona B.



Fig.3.2.23: scivolamento rotazionale sul sentiero tra la zona A e la zona B.



Fig.3.2.24: scivolamento traslazionale sul sentiero tra la zona A e la zona B.

3.3 Fotogrammetria da foto aeree

Il modello digitale del terreno del 1981 è stato costruito tramite fotogrammetria, utilizzando il software Agisoft Metashape, a partire dalle undici foto aeree del volo 1981 Reven che coprono l'area studio. Il procedimento è stato svolto con il supporto del materiale fornito da Christopher Sevara, Newcastle University.

Prima di poter procedere con la fotogrammetria vera e propria, è stato necessario migliorare la qualità delle immagini e allinearle tutte correttamente tramite il software open-source FIJI/ImageJ, in modo da favorire l'assunzione di una geometria interna uniforme delle immagini da parte di MetaShape. Per allineare le immagini nel modo più preciso possibile, sono stati utilizzati i punti fiduciari: è stata scelta come riferimento una foto con i punti fiduciari il più possibile allineati secondo le direzioni cardinali, con il nord in alto e il sud in basso, e tutte le altre foto sono state ruotate in modo che i loro punti fiduciari si trovassero nella stessa posizione di quelli dell'immagine di riferimento.

Questa operazione è stata possibile utilizzando il plugin BigWarp, che permette di selezionare dei punti su una "fixed image" come riferimento; gli stessi punti vanno identificati nella "moving image", che verrà ruotata dall'algoritmo, in modo che i punti selezionati siano sovrapponibili nelle due immagini (figura 3.3.1).

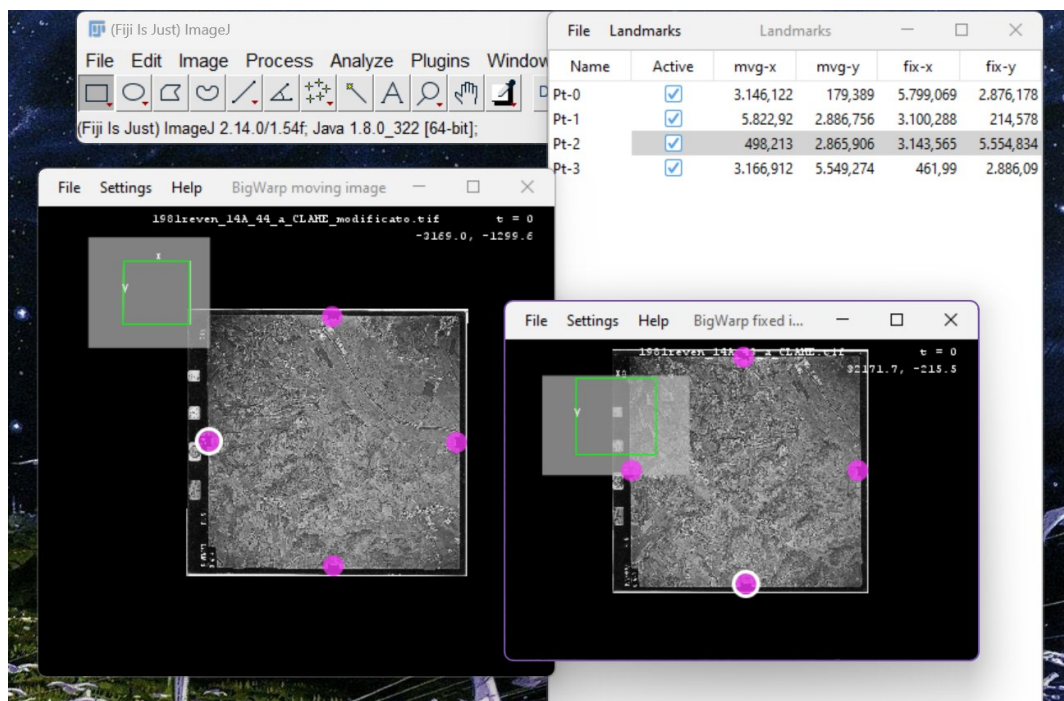


Fig.3.3.1: screenshot illustrante il processo di allineamento tramite il plugin BigWarp all'interno di ImageJ.

Una volta allineate correttamente tutte le foto, è stata migliorata la nitidezza regolando il contrasto di ognuna di esse sulla base del riferimento di quella di qualità maggiore, anche in questo caso scelta tra le 11 selezionate.

Terminata la fase di pre-processing, ci si è spostati su Agisoft MetaShape per la generazione del DEM.

Ad ognuna delle immagini è stata applicata una maschera, in modo da escludere i bordi e le porzioni non utili alla generazione del modello digitale. Successivamente, è stato svolto l'allineamento delle foto, ottenendo come risultato la “sparse points cloud” (figura 3.3.2).

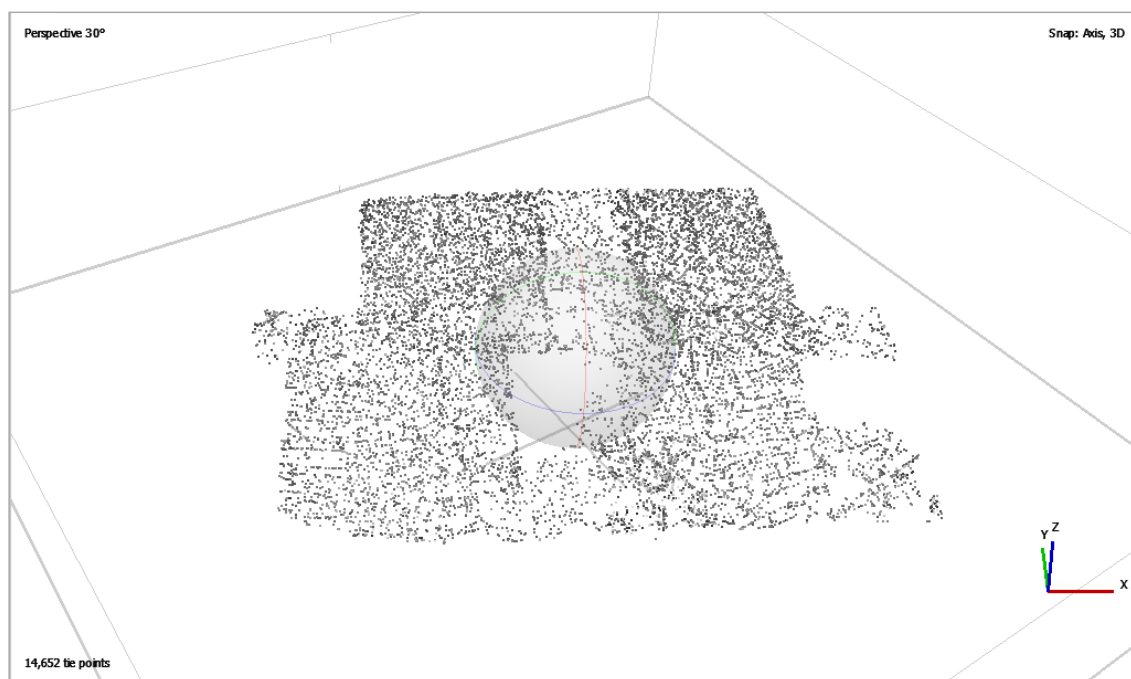


Fig.3.3.2: sparse points cloud ottenuta dall'allineamento delle foto in Agisoft Metashape.

Per collocare il modello in un sistema di riferimento, in questo caso Monte Mario zona 1 (EPSG: 3003), è stato necessario inserire dei “ground control points” a cui assegnare le coordinate. Questi possono essere inseriti singolarmente o venire importati con le relative coordinate da un file di testo. In questo caso, si è deciso di sfruttare i numerosi punti individuati su QGIS per la georeferenziazione delle immagini. I punti selezionati in questo modo sono dotati solamente di coordinate x e y; pertanto, sono stati copiati in uno shapefile di punti, da intersecare con il file raster del LiDAR a 1m, in modo da estrarre per ognuno di essi anche la coordinata z. In questo modo è stato ottenuto un nuovo layer di punti dotati di coordinate x, y e z, la cui tabella degli attributi è stata esportata in

formato .csv, per poi essere importata in MetaShape. Sono stati così generati 110 markers per la georeferenziazione del modello. Una volta posizionati, è stato svolto un secondo allineamento delle foto, ottenendo una nuova “sparse points cloud”, che è stata filtrata, rimuovendo i punti contrassegnati da un errore maggiore.

Questo passaggio è molto importante per ottenere un risultato di buona qualità e alleggerire la mole di calcoli necessari all’algoritmo per generare i modelli successivi.

I passaggi seguenti sono stati ottimizzare l’allineamento delle immagini utilizzando tutti i parametri disponibili e generare la “dense cloud” di punti. Il procedimento è stato eseguito due volte: prima impostando una qualità del risultato media e successivamente alta, in modo da valutare il rapporto qualità/tempo di processing dell’algoritmo. La dense cloud di alta qualità (figura 3.3.3) si è dimostrata nettamente migliore di quella di qualità media e, utilizzando solamente undici foto, ha richiesto un tempo di calcolo di circa un’ora e mezza, a fronte dei tre quarti d’ora richiesti dall’elaborazione della dense cloud di media qualità. Va tenuto in considerazione che il procedimento è stato svolto su un laptop commerciale (processore Intel(R) Core(TM) i5-8265U CPU 1.80GHz, RAM 24GB).

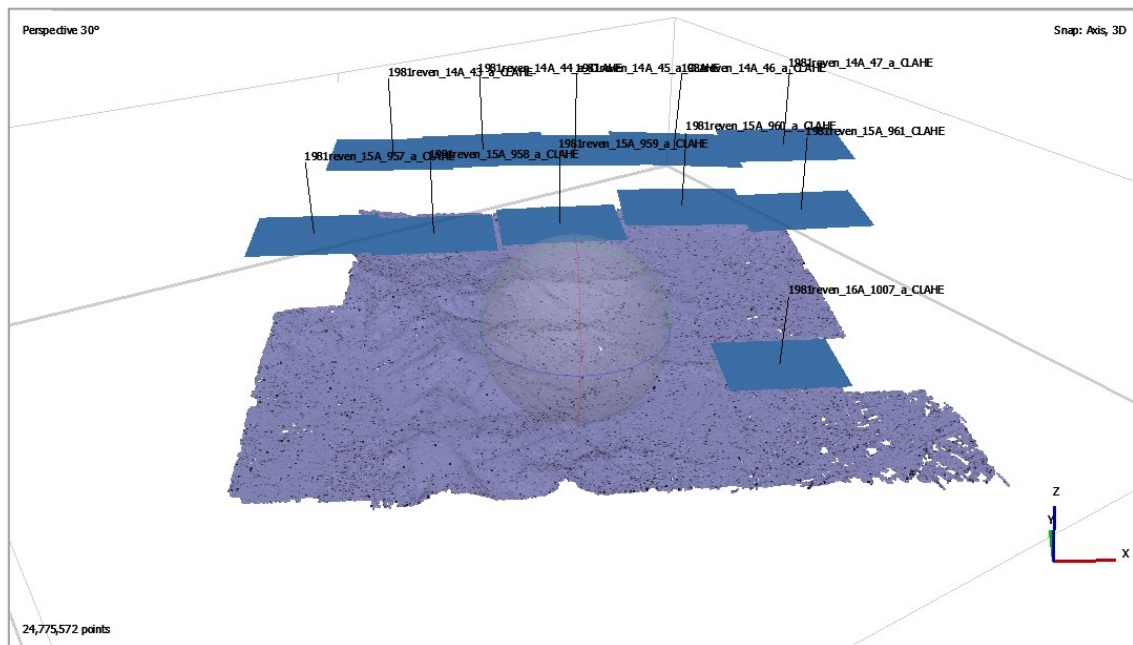


Fig.3.3.3: dense cloud ad alta qualità ottenuta con Agisoft Metashape.

A partire dalla “dense cloud” sono stati generati un ortomosaico, ovvero l’immagine aerea georeferenziata prodotta dall’insieme delle singole foto, e il DEM, con una risoluzione di 1,48 m/pix (figura 3.3.4). Questo è poi stato esportato e inserito in QGIS, pronto per essere utilizzato con RUSLE.

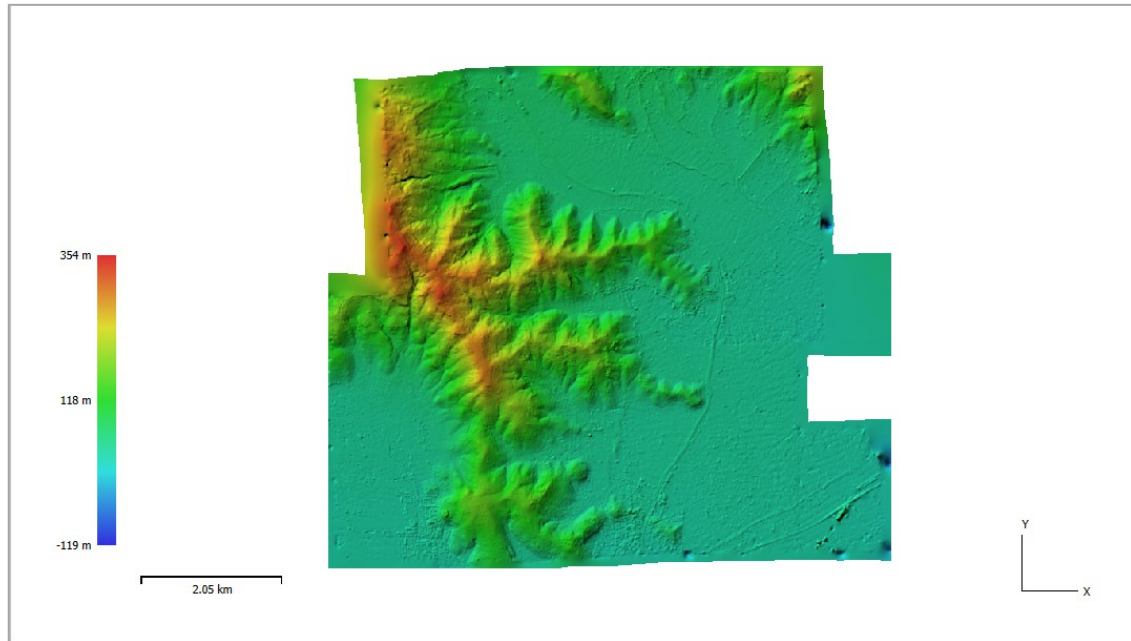


Fig.3.3.4: DEM ottenuto a partire dalle foto aeree del 1981 tramite fotogrammetria con Agisoft Metashape.

3.4 Fotogrammetria da drone

La fotogrammetria da drone è stata utilizzata per la produzione di un DEM che rappresentasse la condizione attuale in corrispondenza della zona B (capitolo 3.2).

Trattandosi della porzione dell’area studio soggetta all’erosione superficiale maggiore (capitolo 3.2), è quella che consente una valutazione più accurata dei risultati di RUSLE. Infatti, confrontando i valori di erosione del suolo generati dal modello per il 1981 e poi per il 2008 con il DEM attuale, è possibile valutare l’accuratezza delle previsioni deducibili dai risultati rispetto alle reali condizioni del terreno, al netto dei rilevanti interventi antropici.

Il drone utilizzato è il DJI MAVIC 3 ENTERPRISE (figura 3.4.1). È equipaggiato con una fotocamera con sensore CMOS da 4/3 pollici, che consente di scattare foto a 20 Megapixel, e con uno zoom ibrido fino a 56x. Per il posizionamento sfrutta un sistema GNSS (Global Navigation Satellite System) che supporta GPS, GLONASS e Galileo, compatibile con stazioni RTK (Real-Time Kinematic), che permettono di raggiungere una precisione centimetrica. L'autonomia della batteria è di 45 minuti. Per la trasmissione video utilizza l'hardware DJI O3 Enterprise, che garantisce una trasmissione di 1080p/30fps fino a 15 km in condizioni ottimali.



Fig.3.4.1: foto del drone DJI MAVIC 3 ENTERPRISE.

Per l'acquisizione delle foto sono stati svolti due voli distinti con traiettorie di volo perpendicolari, al fine di ottenere una copertura ottimale, una buona sovrapposizione tra le immagini e per minimizzare le coperture fogliari nei voli più allineati con i filari delle viti.

La georeferenziazione delle foto avviene automaticamente in fase di acquisizione tramite il metodo "base-rover". In questo sistema la base ha una posizione fissa, le cui coordinate vengono determinate dalla base stessa o tramite un GPS differenziale esterno. In questo caso, per garantire la precisione della georeferenziazione rispetto alle coordinate geografiche reali espresse in gradi sessadecimali di longitudine latitudine (EPSG: 4326, "World Geodetic System" 1984), è stato utilizzato il GPS Emlid Reach RS2+, che acquisisce con correzioni RTK, e le coordinate misurate sono state inserite nel sistema interno della base, in modo da evitare correzioni in post-processing. Il drone (rover) ha un GPS integrato, utilizzato esclusivamente per il volo. La collocazione precisa delle foto viene ottenuta

calcolando la “baseline” tra la base e il rover. Si tratta di un vettore che rappresenta la distanza e l’orientamento nello spazio tra base e rover, che viene calcolato tramite la comunicazione radio continua tra i due dispositivi e viene poi aggiunto alle coordinate della base, migliorando la precisione del posizionamento in post-elaborazione.

Anche il sistema di correzione RTK si basa sul metodo base-rover; tuttavia, nel caso specifico del GPS esterno, non essendo disponibile una stazione base fisica locale, questo si collega via internet alla rete NTRIP (Networked Transport of RTCM via Internet Protocol), una rete di stazioni GNSS vicine che ricevono segnali dai satelliti del sistema di navigazione globale. Queste stazioni forniscono correzioni differenziali in tempo reale al GPS esterno, migliorando la precisione della sua posizione attraverso il calcolo della baseline tra il GPS stesso (base virtuale) e i satelliti GNSS.

In totale sono state scattate 422 foto, che sono state importate in Agisoft Metashape per produrre il DEM con un procedimento analogo a quello utilizzato per le foto aeree (capitolo 3.3), con la differenza che, trattandosi di foto di buona qualità, non è stata necessaria alcuna operazione di pre-processing delle immagini, così come non è stato necessario georeferenziare il modello tramite i “ground control points”, essendo le immagini già georiferite.

In seguito all’allineamento delle foto, sono state generate la “sparse points cloud” (figura 3.4.2) e la “dense cloud” (figura 3.4.3). A partire da questa, è stato poi generato il DEM.

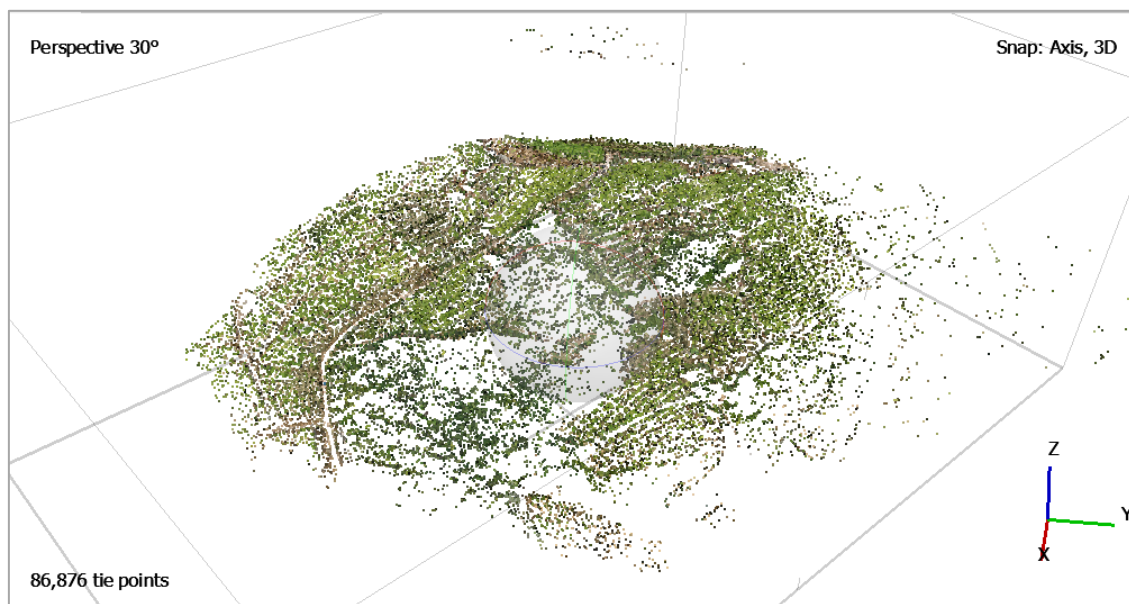


Fig.3.4.2: sparse points cloud ottenuta dall’allineamento delle foto in Agisoft Metashape.

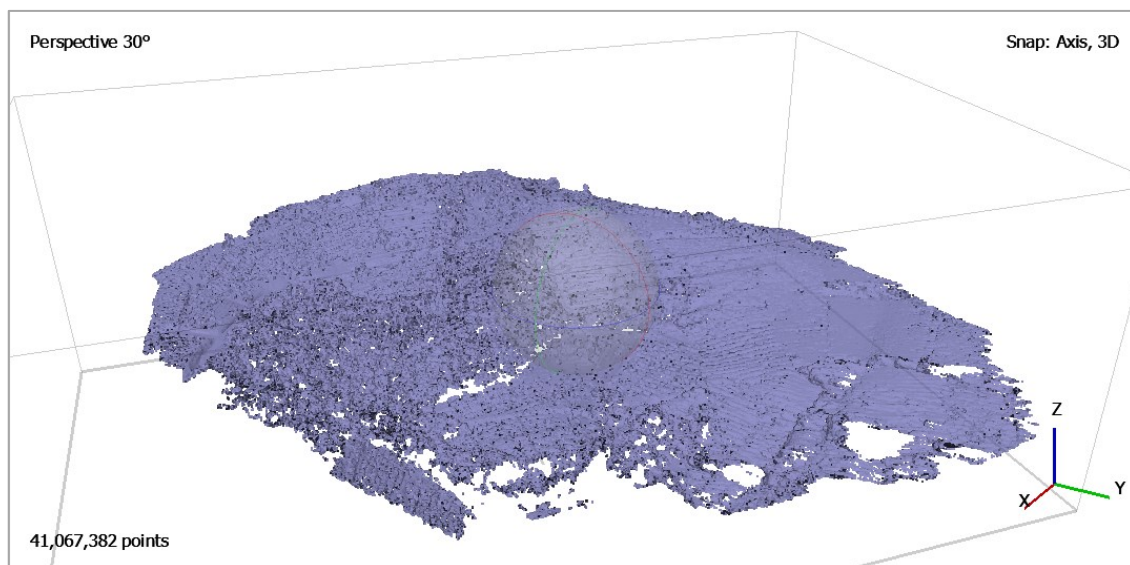


Fig.3.4.3: dense cloud ottenuta a partire dalla sparse points cloud in Agisoft Metashape.

In questo caso, dovendo elaborare una grande quantità di punti, provenienti da numerose immagini, si è scelto di impostare come media la qualità della “dense cloud”. Il risultato è un DEM con risoluzione di 8,47cm/pix (figura 3.4.4).

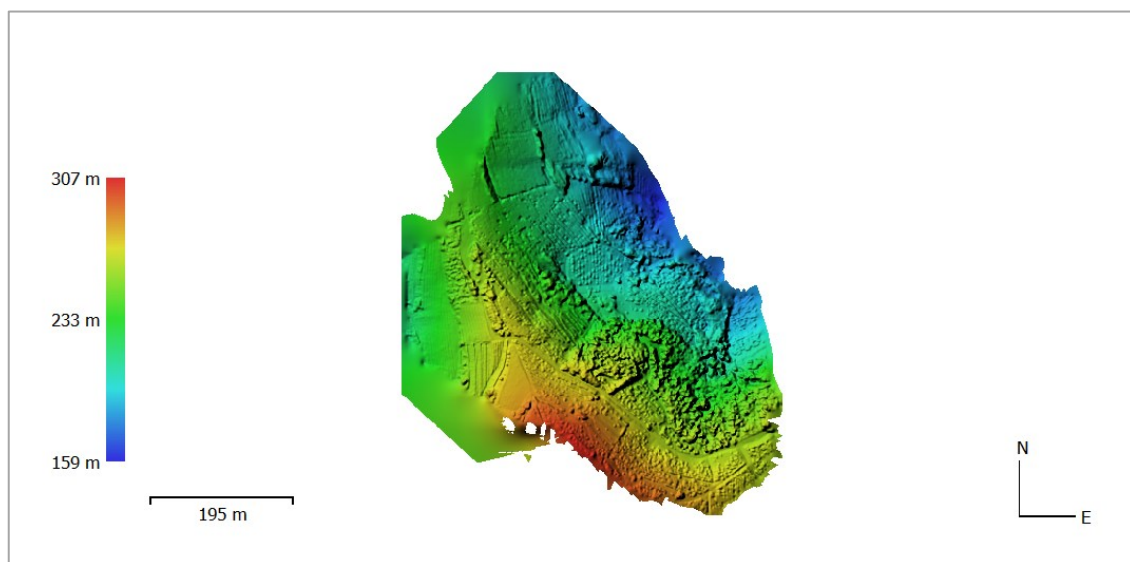


Fig.3.4.4: DEM della zona B ottenuto a partire dalle foto da drone tramite fotogrammetria con Agisoft Metashape.

3.5 LiDAR da drone

La topografia di una parte dell'area oggetto di studio è stata rilevata servendosi della nuova strumentazione LiDAR recentemente acquisita dal Dipartimento di Geoscienze. Le zone scelte per il test sono state l'area B e l'area boschiva della zona C (capitolo 3.2). La prima perché caratterizzata da una vistosa erosione superficiale e la seconda perché provvista di una rigogliosa copertura vegetale, in modo da valutare la risoluzione a terra in presenza di una fitta copertura boschiva.

Il sistema LiDAR è lo Zenmuse L2, con un laser scanner che emette con frequenza di 240kHz e permette una copertura fino a 2,5km² in un singolo volo; la portata operativa massima è di 250m con riflettività del 10% in condizioni di forte luce solare e fino a 500m in condizioni di scarsa illuminazione; la precisione orizzontale è di 1cm e quella verticale di 1,5cm. Include una fotocamera RGB da 20MP con sensore CMOS da 4/3 pollici.

Il tutto è montato sul drone MATRICE 350 RTK (figura 3.5.1), con un sistema di posizionamento GNSS di alta precisione che supporta GPS, GLONASS, BeiDou e Galileo e compatibile con sistemi RTK; l'autonomia di volo è di 55 minuti e per la trasmissione video utilizza l'hardware DJI O3 Enterprise, che garantisce una trasmissione video di 1080p fino a 20km.



Fig.3.5.1: LiDAR Zenmuse L2 montato sul drone MATRICE 350 RTK.

Il LiDAR emette impulsi laser che vengono in parte riflessi dalla superficie terrestre e ne misura i tempi di ritorno per calcolare la distanza tra i punti di riflessione e la strumentazione, in modo da generare una nuvola di punti tridimensionale rappresentativa della superficie stessa. Il GPS del drone fornisce la posizione assoluta del sensore, con la

quale viene calcolato il valore di quota di ogni punto. Interpolando questi dati, si ottiene il modello di elevazione del terreno.

Sia per la zona B che per la C sono stati prodotti un DEM con risoluzione di 0,2m/pix e uno con risoluzione di 0,5m/pix. Poiché a livello qualitativo la differenza tra i due modelli è poca, per ragioni di tempi di elaborazione e di dimensione dei file, si è preferito utilizzare quelli con risoluzione a 0,5m/pix.

Anche in questo caso, i DEM possono essere messi a confronto con quelli del 1981 e del 2008 per valutare l'accuratezza delle previsioni deducibili dai risultati di RUSLE, tenendo in considerazione che quelli prodotti da LiDAR riguardano aree più ridotte, ma sono composti da pixel di dimensioni inferiori. Il vantaggio, rispetto ai modelli di elevazione prodotti tramite fotogrammetria, è che in fase di elaborazione si possono filtrare la vegetazione e gli edifici, ottenendo di fatto un DTM (Digital Terrain Model) o un DSM (Digital Surface Model), che permettono di distinguere molto più chiaramente le caratteristiche del terreno.

Di seguito vengono riportate le immagini dei DSM prodotti dal LiDAR (figure 3.5.2 e 3.5.3) e dei corrispondenti hillshade estratti in QGIS (figure 3.5.4 e 3.5.5).

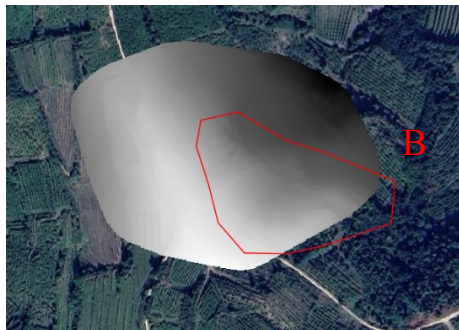


Fig.3.5.2: DSM prodotto da LiDAR in corrispondenza della zona B. QGIS.

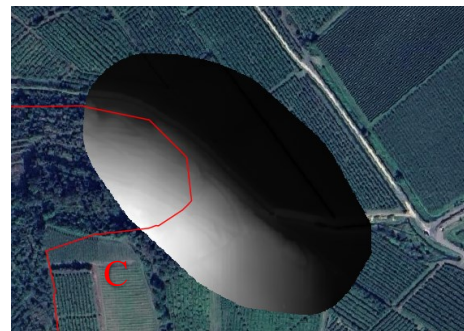


Fig.3.5.3: DSM prodotto da LiDAR in corrispondenza della zona C. QGIS.



Fig.3.5.2: hillshade in corrispondenza della zona B prodotto a partire dal DSM da LiDAR. QGIS.



Fig.3.5.2: hillshade in corrispondenza della zona C prodotto a partire dal DSM da LiDAR. QGIS.

L'eliminazione della vegetazione consente di osservare con elevata precisione l'altimetria del terreno, tanto da poter distinguere le frane riconosciute durante il rilevamento di campagna (capitolo 3.2). Nel caso della zona C, in corrispondenza del bosco, è stato possibile identificare le tracce di terrazzamenti, ora abbandonati, che non si è in grado di distinguere in campagna a causa della folta vegetazione.

3.6 RUSLE

Il Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) model (Renard et al., 1997) è parte di una famiglia di modelli empirici per la stima dell'erosione del suolo, che comprende l'Universal Soil Loss Equation (USLE) (Wischmeier e Smith, 1978), il RUSLE2 (Foster et al., 2003) e il Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) (Sadeghi et al., 2014). I diversi modelli si differenziano principalmente per l'evoluzione delle formule empiriche, delle variabili incluse e dei campi di applicazione.

Nell'ambito di questo progetto, si è scelto RUSLE in quanto modello utilizzato per un caso studio molto simile, ovvero la stima dell'erosione annua di suolo nella zona di produzione del Prosecco DOCG (Pappalardo et al., 2019). Esso si basa sull'equazione:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad (\text{Eq.1})$$

dove A è la stima del tasso medio di erosione del suolo per unità di area per unità di tempo ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), R è il fattore che valuta l'influenza delle precipitazioni sui processi di erosione, ovvero la loro erosività ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), K è il fattore di erodibilità del suolo ($\text{Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$), L e S sono rispettivamente i fattori rappresentativi della lunghezza e della pendenza del versante, C è il fattore che esprime l'uso del suolo e la copertura vegetale e P è il fattore inerente le tecniche di coltivazione e le pratiche di conservazione.

Il calcolo della variabile P richiede informazioni dettagliate sulle pratiche agronomiche e sulla configurazione del territorio, dati che, soprattutto per il 1981, sono di difficile reperibilità e necessitano di tempistiche non compatibili con l'attività di tesi, per cui si è scelto

di non considerarla nel calcolo di A, concentrandosi prevalentemente sull'influenza che la morfologia, le precipitazioni e la copertura vegetale esercitano sul fenomeno di erosione del suolo.

Essendo RUSLE il modello scelto dall'Unione Europea per la valutazione di diversi scenari e per la gestione del territorio, si è fatto riferimento alle linee guida di ESDAC (European Soil Data Centre) per la gestione dei dati e il calcolo delle variabili.

FATTORE R

Il fattore R rappresenta l'effetto delle precipitazioni sull'erosione del suolo. Esistono numerose formule empiriche che lo definiscono, che variano a seconda delle caratteristiche climatiche della zona in esame e del dataset a disposizione (Benavidez et al, 2018).

In questo caso, si è fatto riferimento alle espressioni proposte da Panagos et al. (2021) sviluppate a partire dai dati del REDES (Rainfall Erosivity Database at European Scale), nell'ambito della ricostruzione dell'erosività delle precipitazioni sul suolo europeo dal 1961 al 2018. Il territorio europeo è stato suddiviso in sei zone, a ognuna delle quali corrisponde un modello di regressione basato sull'andamento mensile delle precipitazioni e sulla distribuzione stagionale degli eventi erosivi (Ballabio et al., 2017) e che consente di calcolare un valore annuale specifico di R.

I valori di precipitazione utilizzati nella tesi sono quelli forniti da ARPAV per i pluviometri di Arcole, Brendola, Illasi, Lonigo, Montecchia di Crosara, San Giovanni Ilarione e Verona, ovvero le stazioni più vicine e con record sufficientemente lunghi (figura 3.6.1).



Fig.3.6.1: posizione delle stazioni pluviometriche prossime a Monteforte d'Alpone.

L'andamento delle medie e dei massimi mensili delle precipitazioni registrate dalle stazioni mostrano due picchi di precipitazione annuale in primavera e in autunno (Figure

3.6.2 e 3.6.3) che si adattano al modello di regressione della zona 4, per cui R viene calcolato come:

$$R = 5,5 \times MFI + 15,13 \times P_{max} - 120,75 \quad (\text{Eq.2})$$

Con:

- **MFI**: Indice di Fournier Modificato calcolato come: $MFI = \sum_{i=1}^{12} \frac{P_{month}^2}{P_{annual}}$ (Eq.3)
- **P_{month}**: precipitazione mensile media
- **P_{annual}**: precipitazione totale annuale
- **P_{max}**: precipitazione massima mensile

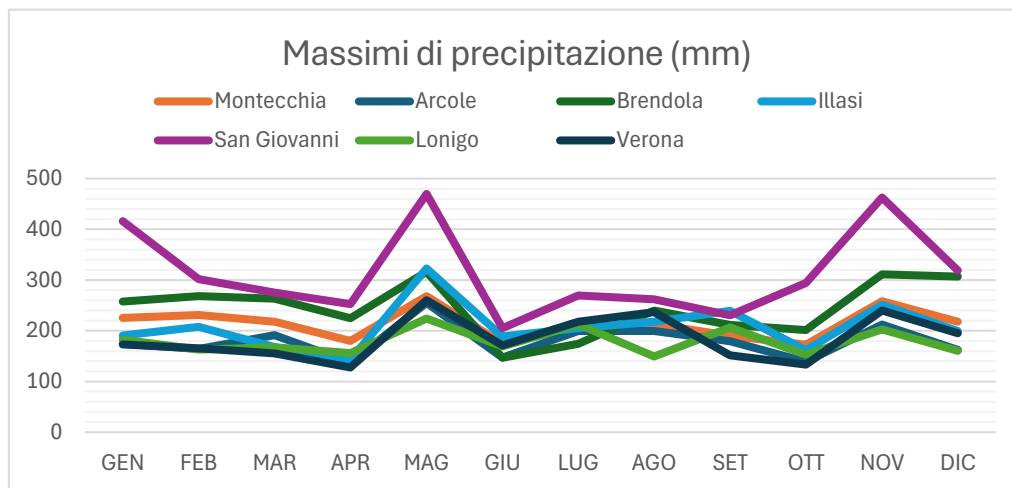


Fig.3.6.2: grafico dei massimi di precipitazione mensili per le stazioni pluviometriche prossime a Monteforte d'Alpone.

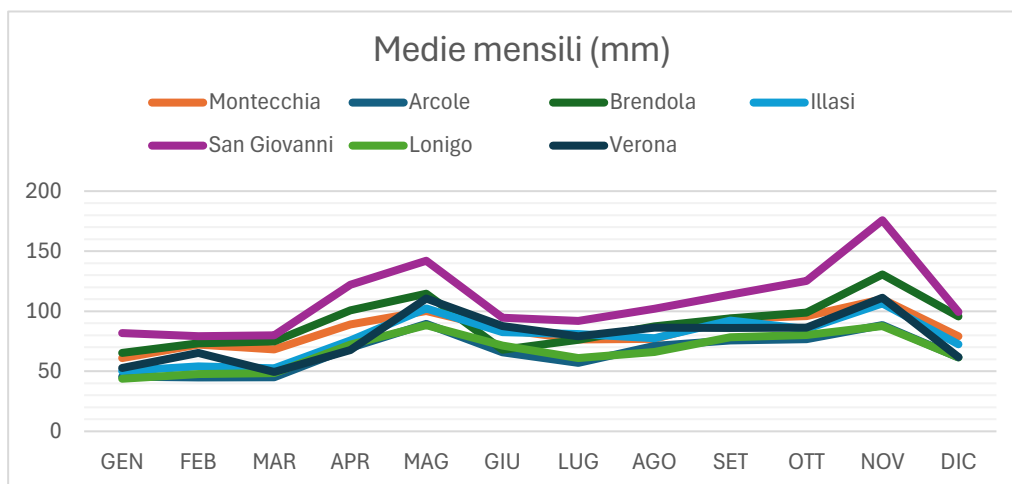


Fig.3.6.2: grafico delle medie mensili di precipitazione per le stazioni pluviometriche prossime a Monteforte d'Alpone.

Il record di dati di precipitazione di ARPAV si estende dal 1994 al 2024 e, sebbene esistano dati precedenti all'interno degli Annali Idrologici, questi sono pochi e sporadici. Per calcolare il valore di R del 1981 è quindi stato necessario fare un'approssimazione, utilizzando una media dei dati su cinque anni dal 1994 al 1998, mentre per il valore di R del 2008 è stata usata una media dei dati tra il 2008 e il 2012.

Per ogni stazione pluviometrica sono stati quindi calcolati due parametri R, con i risultati riportati nella tabella 3.6.1.

Stazione	R_1981	R_2008
Arcole	1005.308	1104.410
Brendola	1317.539	1805.700
Illasi	1268.270	1242.193
Lonigo	1039.840	1126.555
Montecchia di Crosara	1338.856	1202.716
San Giovanni Ilarione	1623.076	2367.342
Verona	1318.045	1233.239

Tab.3.6.1: valori di R per il 1981 e il 2008 in corrispondenza delle varie stazioni pluviometriche.

I valori ottenuti sono stati poi importati come shapefile di punti in QGIS, dove è stata svolta un'interpolazione con il metodo dell'inverso della distanza (IDW). Poiché quella di Verona è più distante da Monteforte d'Alpone rispetto alle altre stazioni e si trova in una direzione già coperta da quella di Illasi, si è scelto di non considerarla durante l'interpolazione. Al termine della procedura sono stati ottenuti due raster contenenti rispettivamente i valori di R per il 1981 (figura 3.6.3) e per il 2008 (figura 3.6.4).

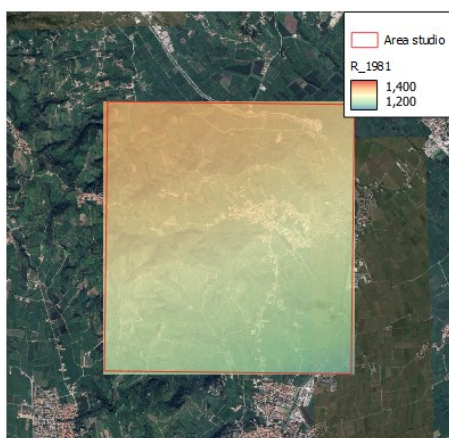


Fig.3.6.3: raster dei valori di R per il 1981. QGIS.

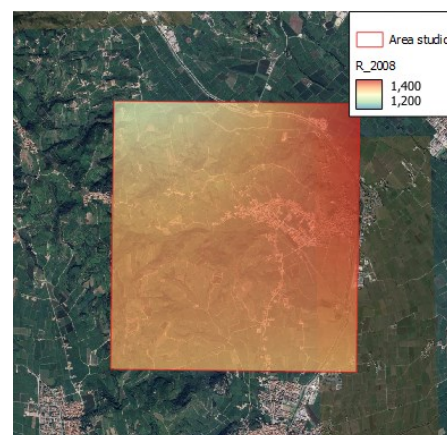


Fig.3.6.4: raster dei valori di R per il 2008. QGIS.

I risultati per il 2008 sono complessivamente più alti, con valori massimi a NE, mentre i valori più alti del 1981 si concentrano a NW.

FATTORE K

Il fattore K rappresenta la suscettibilità del suolo all'erosione, in relazione a proprietà quali il contenuto di materiale organico, la texture, la struttura e la permeabilità. In particolare, esprime la risposta del profilo del suolo integrato su base annuale ai processi di distacco e trasporto dello stesso, provocati dall'impatto delle gocce di pioggia e dal flusso superficiale dell'acqua (Renard et al., 1997).

ESDAC, tramite il progetto LUCAS (Land Use/Cover Area frame Survey) del 2009, ha reso disponibile per la prima volta un dataset prodotto tramite indagini in situ sul suolo europeo, comprendente circa 20.000 punti distribuiti in 25 Stati membri dell'Unione Europea, tra cui l'Italia.

A partire da questi dati, nel 2014 è stata prodotta una mappa ad alta risoluzione (500m) dell'erodibilità del suolo, calcolata come:

$$K = \left(\frac{2,1 \times 10^{-4} \times M^{1,14} (12 - OM) + 3,5(s - 2) + 2,5(p - 3)}{100} \right) \times 0,1317 \quad (\text{Eq.4})$$

con:

- **M**: fattore tessiturale calcolato come $M = (m_{\text{silt}} + m_{\text{vfs}}) \times (100 - m_c)$ (Eq.5)
- **m_c [%]**: contenuto di argilla (particelle di dimensione < 0,002 mm)
- **m_{silt} [%]**: contenuto di limo (particelle di dimensione 0,002 – 0,05 mm)
- **m_{vfs} [%]**: contenuto di sabbia molto fine (particelle di dimensione 0,05 – 0,1 mm)
- **OM [%]**: contenuto di sostanza organica
- **s**: classe della struttura del suolo
 - s = 1: granulare molto fine
 - s = 2: granulare fine
 - s = 3: granulare medio o grosso
 - s = 4: struttura massiccia, a blocchi o lamellare (platy)
- **p**: classe di permeabilità:
 - p = 1: molto rapida
 - p = 2: rapida
 - p = 3: moderata
 - p = 4: lenta
 - p = 5: molto lenta
 - p = 6: estremamente lenta

Attualmente l'unico dato del suolo disponibile per l'area studio è la Carta dei Suoli del Veneto a scala 1:250.000 (capitolo 2.4). Migliorarne la qualità avrebbe richiesto tempi molto lunghi, per cui si è scelto di utilizzare la carta di erodibilità del suolo prodotta da ESDAC, che è stata importata in formato raster (figura 3.6.5) all'interno di QGIS per il successivo calcolo dei valori di A.

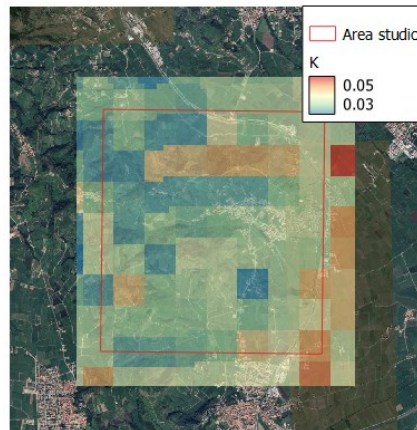


Fig.3.6.5: raster dei valori di K prodotto da ESDAC. QGIS.

In generale i valori di K mostrano poca variabilità, concentrandosi nell'intervallo tra 0,3 e 0,4 ($\text{Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$). I valori più elevati si osservano in corrispondenza dei versanti sud nel nord dell'area studio, a indicare la potenziale presenza di suoli più fini, più compatti e meno permeabili rispetto al resto della zona.

FATTORE LS

Il fattore LS rappresenta l'effetto della lunghezza e della pendenza del versante sull'erosione causata da deflusso superficiale libero e incanalato.

Per calcolarlo è stato utilizzato il plugin Erosion Flow di QGIS, che utilizza l'equazione per l'area contributiva in pendenza di Moore e Burch (1986) (equazione 6) e, pertanto, richiede come input un DEM idrologicamente coerente, ovvero privo di artefatti che possano alterare il calcolo del deflusso superficiale (sinkhole). I DEM del 1981 e del 2008 sono quindi stati elaborati tramite lo strumento Fill Sinks di SAGA GIS, che restituisce come output un DEM idrologicamente condizionato, cioè che prevede che tutte le celle depresse siano elevate fino al punto in cui è garantita la connettività idrologica, permettendo una simulazione accurata del flusso di acqua in pendenza.

L'equazione che definisce il fattore LS è la seguente:

$$LS = \left(A \times \left(\frac{r}{22.13} \right) \right)^{0.4} \times \left(\frac{(\sin \theta)}{0.0896} \right)^{1.3} \quad (\text{Eq.6})$$

Dove:

- **A**: accumulo di flusso
- **r**: dimensione della cella
- **θ**: angolo di pendenza espresso in radianti

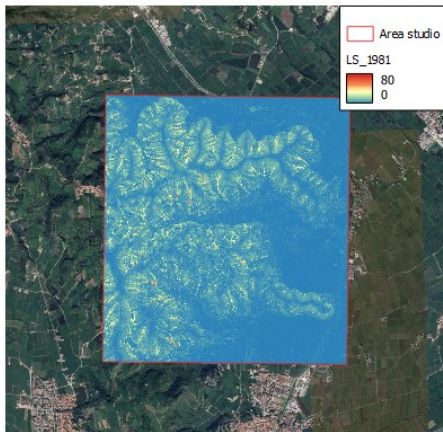


Fig.3.6.6: raster dei valori di LS per il 1981. QGIS.

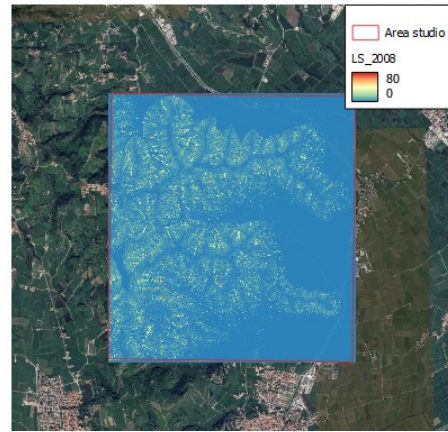


Fig.3.6.7: raster dei valori di LS per il 2008. QGIS.

Il raster del 1981 ha come valore massimo 188 e come minimo 0, mentre quello del 2008 ha come valori estremi 117 e 7. In entrambi i casi si è scelto di rappresentare il dato con una scala da 0 a 80 per consentire una visualizzazione migliore. In generale, si osserva la tendenza a sovrastimare LS in corrispondenza degli alti strutturali, come già osservato in altri studi (e.g., Benavidez et al., 2018).

FATTORE C

Il fattore C viene definito come la porzione di suolo persa in relazione al tipo di copertura vegetale e all'uso del suolo.

Per la creazione dei raster necessari per il calcolo di A ci si è basati sui valori di C definiti da ARPAV (2017): l'area studio è stata divisa in poligoni in base alla copertura del suolo, utilizzando come riferimento il IV livello del database CORINE (COoRdination of INformation on the Environment) Land Cover e assegnando ad ognuno di essi il valore di C corrispondente.

Per la costruzione dei poligoni si è fatto riferimento alle ortofoto del 1981, caricando in QGIS l'ortomosaico prodotto da fotogrammetria (capitolo 3.3), e alle ortofoto Pyramid del 2007 (immagini con la data di acquisizione più vicina al 2008 disponibile).

Le classi di copertura del suolo individuate, con relativo valore di C, sono le seguenti:

- **1121 – Tessuto urbano discontinuo denso con uso misto:** $C=0,039$
- **211 – Terreni arabili in zone non irrigue:** $C=0,3$
- **221 – Vigneti:** $C=0,12$
- **31132 – Castagneto dei substrati magmatici:** $C=0,001$
- **5111 – Fiumi, torrenti e fossi:** $C=0$

Sono stati creati due layer di poligoni classificati in base al valore di C, uno per il 1981 e uno per il 2008, che sono poi stati rasterizzati con il tool Rasterize (from vector to raster) (figure 3.6.8 e 3.6.9).

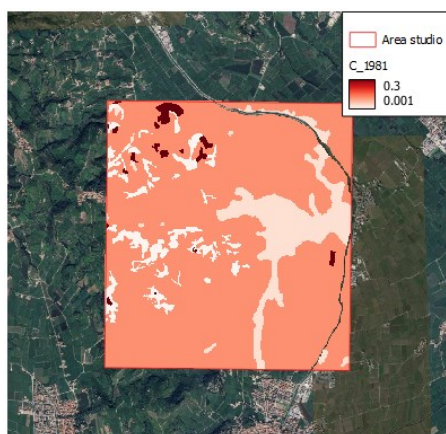


Fig.3.6.8: raster dei valori di C per il 1981. QGIS.

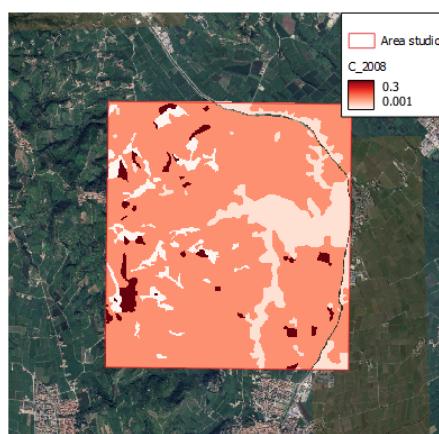


Fig.3.6.9: raster dei valori di C per il 2008. QGIS.

Una volta calcolati i valori per ogni variabile di RUSLE, si è provato ad utilizzare Erosion Flow anche per l'applicazione del modello e il calcolo di A a partire dai raster ottenuti. Tuttavia, il plugin non ha funzionato a causa di un errore nello script e si è quindi deciso di procedere utilizzando il Calcolatore Raster di QGIS, con cui sono stati generati i layer del 1981 e del 2008 relativi ai valori di A, ottenuti moltiplicando tra di loro i raster dei fattori R, K, LS e C. Lo strumento di calcolo compara dati con risoluzioni diverse e pixel non omogenei; perciò, si è scelta per tentativi una scala di output che evidenziasse i risultati senza sovracampionarli (1,4 m/pixel). I risultati sono riportati del capitolo 4.

3.7 Rilevamento GPS

Il rilevamento con il GPS è stato svolto con lo scopo di valutare l'accuratezza del LiDAR del 2008. Lo strumento utilizzato è il GPS RTK pfcAD ONE - SERIE K, con risoluzione di circa 2 cm in modalità RTK (Figura 3.4.1).



Fig.3.4.1: acquisizione di un punto con il GPS RTK pfcAD ONE - SERIE K.

Il sistema è configurato come solo rover con collegamento alle stazioni fisse. Questo significa che il dispositivo riceve correzioni da una rete di stazioni permanenti, con lo scopo di migliorare la precisione delle coordinate raccolte. Per la gestione e l'elaborazione dei dati utilizza il software PFGPS WIN 14.

Le quote dei punti misurati in campagna sono state messe a confronto con quelle estratte dal LiDAR in QGIS, intersecando il layer dei punti GPS con il Raster del LiDAR. Come riportato in tabella A1 (allegato A), i valori di altitudine mostrano differenze che vanno da qualche decina di centimetri, fino a 2 metri, con un errore medio di 1,213m.

Vista l'importanza dell'errore stimato, in occasione del volo con il drone (capitolo 3.4), è stato svolto un nuovo campionamento di punti, utilizzando il GPS Emlid Reach RS2+, che acquisisce in RTK con una precisione orizzontale di 7mm e verticale di 14mm. Per la configurazione e il controllo delle operazioni di rilievo utilizza l'app Emlid Flow.

Questa volta è stata acquisita anche la posizione di tre caposaldi IGM, situati nel comune di San Bonifacio, a circa 2,5km da Monteforte d'Alpone, in modo da stimare la precisione di acquisizione della strumentazione. La comparazione tra i due dati è stata svolta in seguito alla conversione delle coordinate rispetto al geoide secondo i grigliati IGM tramite il software Convergo (tabella 3.7.1). In questo modo l'errore stimato è in linea

con quello dichiarato dallo strumento in fase di acquisizione, altrimenti, senza la conversione, l'errore di misura sarebbe risultato decimetrico.

Anche in questo caso, è stata svolta una comparazione tra le quote misurate dal GPS e quelle estratte dal LiDAR (tabella A2) (allegato A). La differenza di quota misurata è inferiore rispetto a quella ottenuta con la strumentazione precedente, pur mantenendo un errore medio di 0,309m, in linea con le misure in corrispondenza dei caposaldi.

Nella Tabella 3.7.2 sono riportate le differenze altimetriche tra i punti rilevati dai due GPS e i corrispondenti valori estratti dal LiDAR del 2008.

CONFRONTO QUOTE EMLID REACH RS2+ E QUOTE IGM					
ID	Easting	Northing	Z2 (m)	Z_IGM (m)	ΔZ (m)
caposaldo	1678587	5030527	30.676	30.657	0.019
caposaldo	1677698	5030390	30.757	30.745	0.012
caposaldo	1677665	5030385	30.797	30.701	0.096

Tabella 3.7.1: Differenze altimetriche tra i punti rilevati dal GPS Emlid Reach RS2+ e le quote dei caposaldi IGM.

DIFFERENZE ALTIMETRICHE TRA GPS E LIDAR							
LiDAR 2008		RTK pfCAD ONE - SERIE K			Z Emlid Reach RS2+		
ID	ZL	ID	Z1	Z1-ZL	ID	Z2	Z2-ZL
30	220.207	30	221.284	1.077	M1	220.353	0.146
29	223.298	29	224.437	1.139	M2	223.544	0.246
27	213.896	27	215.183	1.287	M3	214.342	0.446

Tabella 3.7.2: Differenze altimetriche tra i punti rilevati dai due GPS e i dati altimetrici derivati dal LiDAR 2008.

4. RISULTATI E DISCUSSIONE

4.1 Rilevamento GPS

I due GPS utilizzati hanno dimostrato di avere accuratezze molto diverse.

L'Emlid Reach RS2+ si è dimostrato più affidabile, con un errore medio di misura rispetto alle quote del LiDAR del 2008 di 0,309m, a fronte dei 1,213m del RTK pfCAD ONE - SERIE K (capitolo 3.7). Questa differenza è stata ricondotta agli algoritmi di conversione utilizzati dai due strumenti: i GPS acquisiscono nativamente la posizione in un sistema di riferimento a coordinate sferiche valido a livello globale, che attualmente è l'ETRF2000 e che fornisce le coordinate verticali rispetto all'ellissoide globale, molto poco preciso. Per questo sono dotati di algoritmi interni che convertono le coordinate nel sistema di riferimento scelto, in questo caso sempre l'ETRF2000 ma in coordinate piane, in fase di acquisizione.

Questa conversione si è dimostrata imprecisa, in particolare nel caso del RTK pfCAD ONE - SERIE K.

Va anche considerato che il LiDAR del 2008 rappresenta la superficie di 16 anni fa di un'area soggetta a intensa lavorazione e frequenti rimaneggiamenti antropici, oltre che a tassi di erosione molto alti. Parte dell'errore potrebbe quindi essere imputato ai mutamenti della morfologia nel corso del tempo, soprattutto nel caso dei punti con errori particolarmente elevati.

Le differenze di quota tra i punti misurati con l'Emlid Reach RS2+ e i caposaldi IGM (tabella 3.7.1; capitolo 3.7) conferma questa ipotesi.

4.2 RUSLE

I risultati dell'applicazione di RUSLE nei pressi di Monteforte d'Alpone relativi al 1981 sono riportati nella figura 4.2.1. La media di erosione del suolo è di $20,95 \text{ (Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1})$, un valore molto elevato, considerato che il tasso di erosione ritenuto sostenibile in Europa è di circa $1 \text{ (Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1})$ (Verheijen et al., 2009). Si stima infatti, che il tasso massimo di formazione del suolo tramite alterazione minerale e deposizione di polveri sia di $1,4 \text{ (Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1})$ (Verheijen et al., 2009). Nelle campagne di Monteforte d'Alpone, quindi, per il 1981 si calcola un consumo di suolo di circa 15 volte superiore alla velocità massima di deposizione.

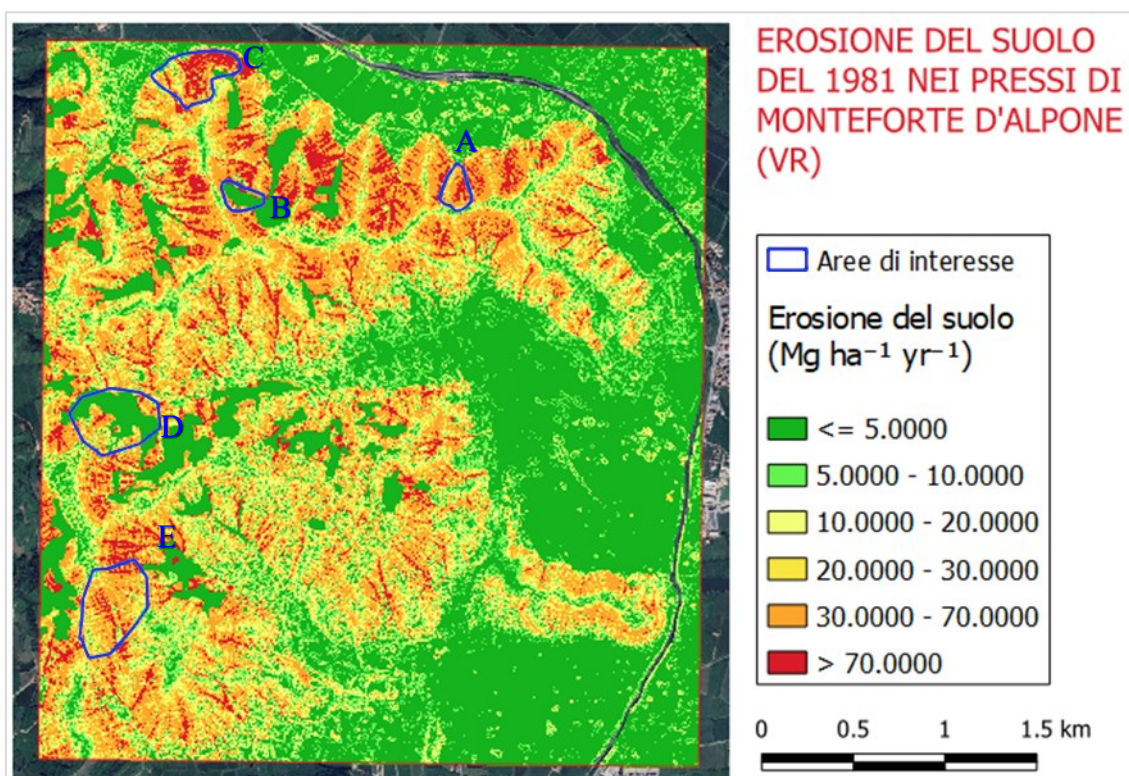


Fig.4.2.1: carta dell'erosione del suolo del 1981 nei pressi di Monteforte d'Alpone prodotta tramite l'applicazione di RUSLE in QGIS.

I valori minimi si osservano nelle aree più pianeggianti e quelli massimi sui versanti, in corrispondenza delle incisioni, superfici preferenziali per lo scorrimento delle acque superficiali. Il 40% dell'area considerata ha valori di erosione inferiori a 5, il 10,9% ha valori compresi tra 5 e 10, il 13,8% tra 10 e 20, il 10,5% tra 20 e 30, il 18,9% tra 30 e 70, e il 5,9% superiori a 70 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) (figura 4.2.2). Il 60% della superficie rientra quindi

nelle aree considerate ad elevata erosione rispetto alla massima velocità di deposizione dei suoli (Verheijen et al., 2009).

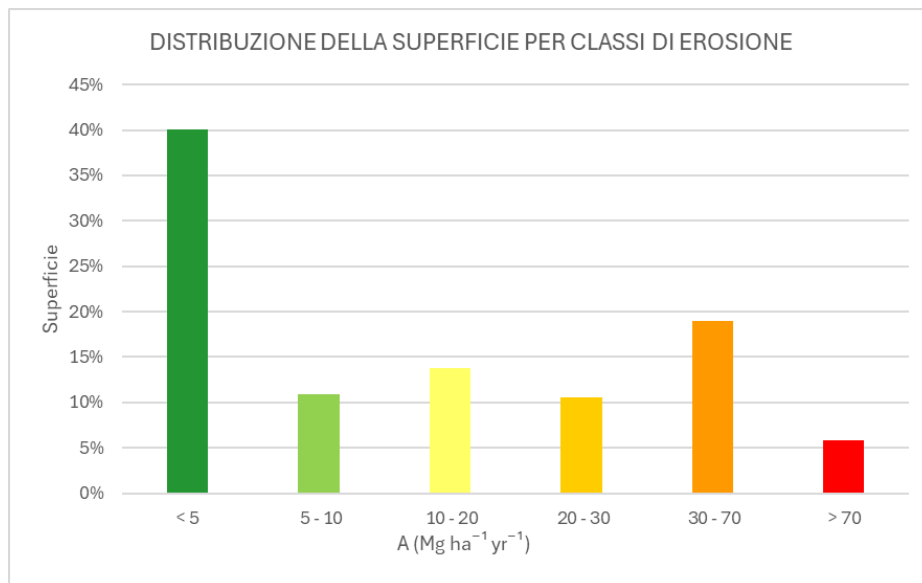


Fig.4.2.2: grafico illustrante la percentuale della superficie soggetta ai diversi tassi di erosione del suolo.

Le medie del tasso di erosione in funzione dell'uso del suolo (figura 4.2.3) mostrano erosione elevata in corrispondenza dei vigneti, molto elevata per i terreni arabili, media per le aree urbane e bassa per le zone con vegetazione ad alto fusto.

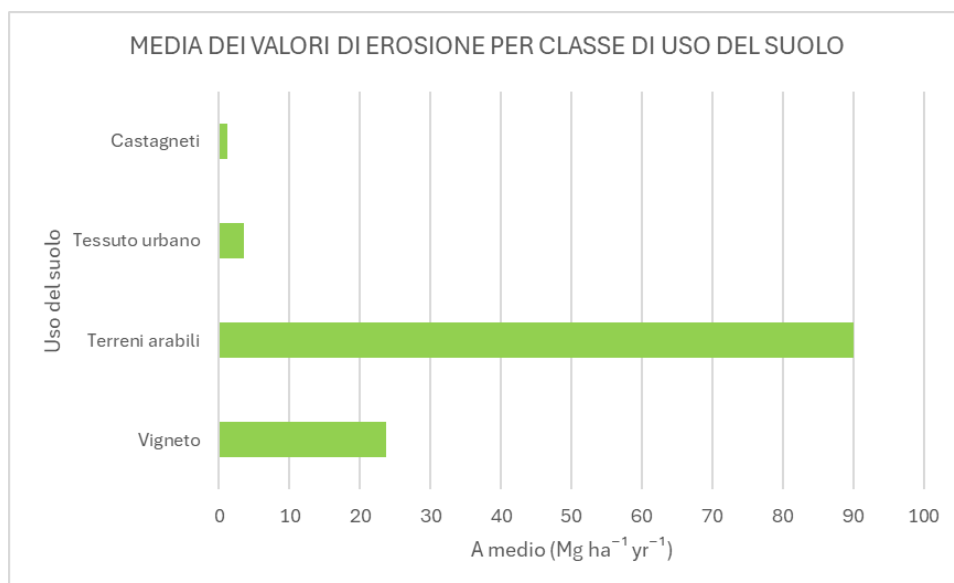


Fig.4.2.3: grafico che mostrala media dei tassi di erosione corrispondente alle classi di uso del suolo.

I risultati dell'applicazione di RUSLE con i dati del 2008 sono illustrati nella figura 4.2.4. Il valore medio di erosione del suolo è 15,72 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), inferiore a quello relativo al 1981, ma comunque di circa 11 volte superiore alla massima velocità di formazione del suolo (Verheijen et al., 2009).

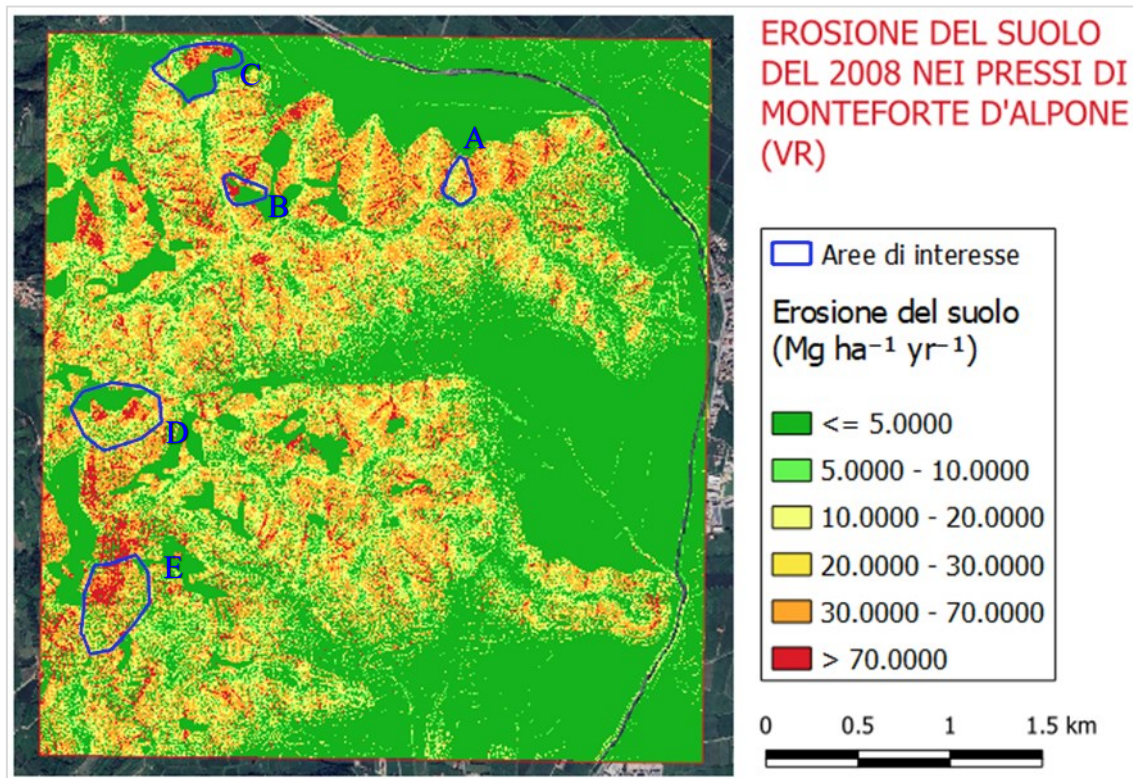


Fig.4.2.4: carta dell'erosione del suolo del 2008 nei pressi di Monteforte d'Alpone prodotta tramite l'applicazione di RUSLE in QGIS.

Anche in questo caso i valori minimi si osservano nelle aree pianeggianti e quelli massimi in corrispondenza delle incisioni dei versanti. Il 54,3% dell'area considerata ha valori di erosione inferiori a 5, il 6,2% ha valori compresi tra 5 e 10, l'11,6% tra 10 e 20, il 9,7% tra 20 e 30, il 14,4% tra 30 e 70, e il 3,8% superiori a 70 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) (figura 4.1.5). Che rientra nelle aree considerate ad elevata erosione è il 46% della superficie. Coerentemente con i risultati relativi al 1981, anche per il 2008 le medie dei tassi di erosione del suolo variano sensibilmente in relazione all'uso del territorio: i vigneti registrano erosione significativa, mentre i terreni arabili raggiungono livelli molto alti. Le aree urbane presentano valori medi, al contrario delle zone caratterizzate da vegetazione ad alto fusto, per cui l'erosione risulta contenuta (figura 4.2.6).

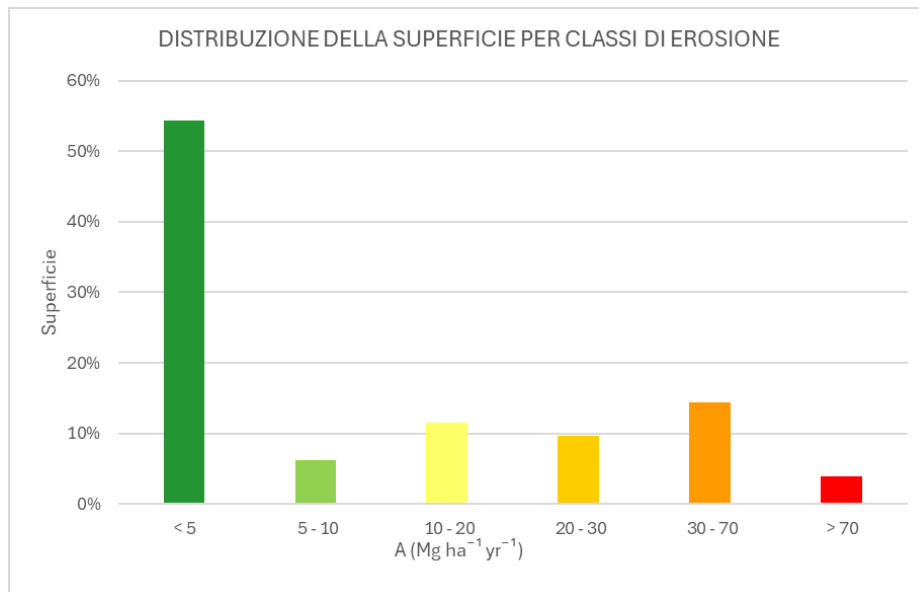


Fig.4.2.5: grafico che mostra la percentuale della superficie soggetta ai diversi tassi di erosione del suolo.

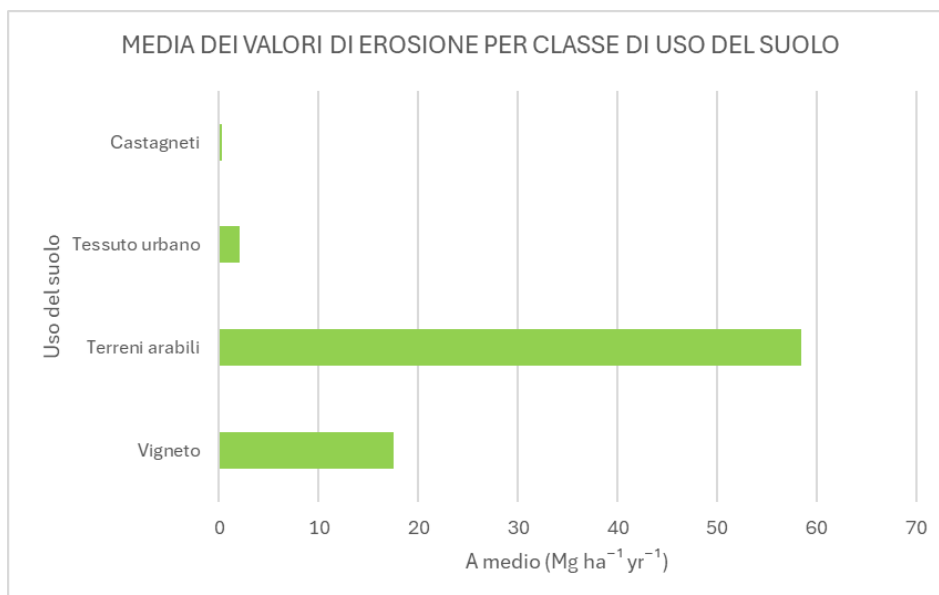


Fig.4.2.6: grafico che mostrala media dei tassi di erosione corrispondente alle classi di uso del suolo.

In entrambi i casi analizzati, i valori estremi di erosione si concentrano nelle aree pianeggianti e nelle incisioni dei versanti, dove si osservano rispettivamente i valori più bassi e più alti del fattore LS (capitolo 3.6). Questo conferma come LS sia la variabile dominante nel calcolo di A, influenzando in modo significativo le stime di erosione.

Nel confronto tra i risultati del 1981 e del 2008, la riduzione dei valori superiori a 70 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) è imputabile a una maggiore qualità del DEM del 2008. Infatti, la tendenza del fattore LS a essere sovrastimato lungo i pendii acclivi (Benavidez et al., 2018), suggerisce che DEM più accurati contribuiscono a migliorare le stime, riducendo errori associati a variazioni di pendenza o lunghezza del pendio.

La risoluzione e la precisione del DEM sono dunque elementi cruciali per ottenere risultati più affidabili, mitigando l'effetto di eventuali sovrastime del fattore LS.

In ambedue le carte (figure 4.2.1 e 4.2.4), nelle aree acclivi, si riconoscono i poligoni corrispondenti alle porzioni di suolo classificate come castagneti dei substrati magmatici (capitolo 3.6), indice del fatto che la vegetazione ad alto fusto è in grado di contrastare l'effetto erosivo indotto dalla morfologia scoscesa. Ne è una conferma il fatto che in zone che nel 1981 presentavano valori molto elevati di A, come la zona C, nel 2008 si riconoscano i poligoni delle aree a castagneto con valori di erosione molto bassi, segno che i vigneti più instabili sono stati abbandonati in favore della vegetazione spontanea, che ha riportato i versanti in condizioni di maggiore stabilità (figure 4.2.7; 4.2.8). Al contrario, nella zona D nel 1981 era presente una porzione maggiore di vegetazione ad alto fusto che nel 2008 si è ridotta, lasciando il posto a valori estremi di A (figure 4.2.9; 4.2.10).

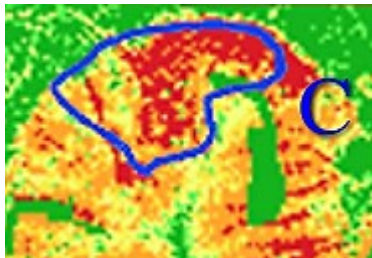


Fig.4.2.7: dettaglio della carta di erosione del suolo del 1981 sulla zona C.

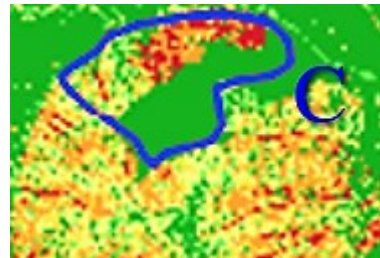


Fig.4.2.8: dettaglio della carta di erosione del suolo del 2008 sulla zona C.



Fig.4.2.9: dettaglio della carta di erosione del suolo del 1981 sulla zona D.

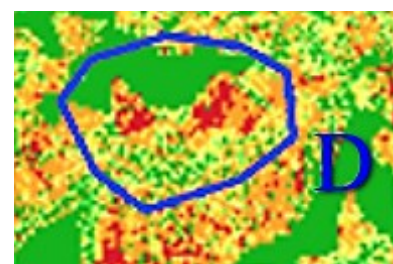


Fig.4.2.10: dettaglio della carta di erosione del suolo del 2008 sulla zona D.

Come evidenziato dai grafici delle figure 4.2.3 e 4.2.6, le classi di uso del suolo che generano una maggiore erosione sono i vigneti e le aree arabili. Tuttavia, laddove la superficie è pianeggiante, anche in corrispondenza di questo tipo di terreni si registrano bassi valori di A. Si può pertanto affermare che, in generale, la morfologia incide maggiormente sui tassi di erosione rispetto alla copertura vegetale, ad eccezione del caso degli alberi ad alto fusto, che hanno dimostrato di avere una buona influenza stabilizzante. Per i castagneti, infatti, il valore di C è prossimo allo 0 e di circa 120 volte inferiore a quello dei vigneti. I terreni arabili hanno invece un valore di C 3 volte superiore a quello dei vigneti, mentre alle aree urbane corrisponde un valore di C che è circa un terzo rispetto a quello dei terreni coltivati a vite.

Il fattore R non sembra avere inciso particolarmente sulle stime, in quanto non si riconoscono pattern riconducibili ai raster con i valori di R di input (capitolo 3.6). È anche vero che, avendo analizzato un'area piuttosto piccola, i dati di precipitazione non mostrano grande variabilità.

Come ci si aspettava, nemmeno il fattore K ha inciso sui risultati poiché esprime le caratteristiche di una litologia particolarmente omogenea.

Prendendo in esame le cinque aree di interesse osservate in campagna (capitolo 3.2) è possibile valutare l'accuratezza dei risultati di RUSLE del 2008 e delle previsioni deducibili.

La zona A aveva tassi di erosione molto elevati, compatibili con la possibilità di frane e infatti nel 2013 è stata spianata e risulta ora stabilizzata (capitolo 3.2).

Nella zona B, nel 2008, era presente una porzione con valori altissimi di A (figura 4.2.11) che coincide con i fenomeni di scivolamento e di earth flow osservati in campagna (capitolo 3.2) e mappati da drone (capitolo 3.4; figura 4.2.12) e da LiDAR (capitolo 3.5; figura 4.2.13).

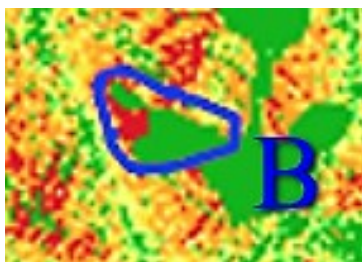


Fig.4.2.11: dettaglio della carta di erosione del suolo del 2008 sulla zona B.

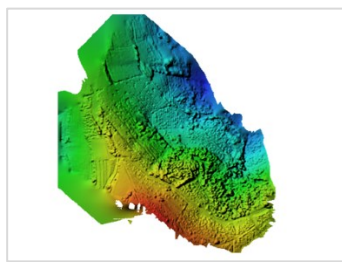


Fig.4.2.12: DEM della zona B ottenuto a partire dalle foto da drone.



Fig.4.2.13: hillshade della zona B prodotto a partire dal DSM da LiDAR. QGIS.

Nella zona C, nel 2008 si osservavano stime molto elevate di A (figura 4.2.14) preannuncianti instabilità, che coincidono con la frana osservata in campagna (capitolo 3.2) e mappata da LiDAR (capitolo 3.5; figura 4.2.15).

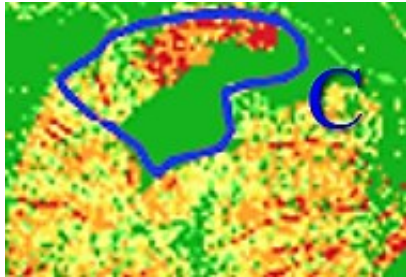


Fig.4.2.14: dettaglio della carta di erosione del suolo del 2008 sulla zona C.



Fig.4.2.15: hillshade della zona C prodotto a partire dal DSM da LiDAR. QGIS.

La zona D era caratterizzata da alti tassi di erosione nel 2008, in particolare in due punti (figura 4.2.10). Non sono state trovate tracce di fenomeni franosi recenti, ma la porzione di vegetazione ad altro fusto risulta ora più ampia (capitolo 3.2). È possibile che la vegetazione o interventi antropici abbiano stabilizzato l'area o che i valori di A non siano accurati.

La zona E nel 2008 vantava la maggiore densità di valori estremi di erosione (figura 4.2.16), ma ora risulta particolarmente stabile grazie ai terrazzamenti con muretti a secco recenti, probabilmente realizzati per mitigare l'instabilità della zona.

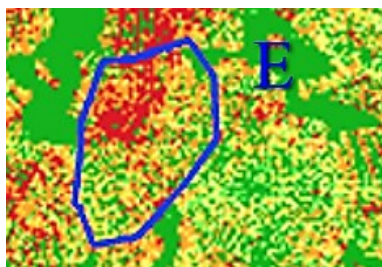


Fig.4.2.16: dettaglio della carta di erosione del suolo del 2008 sulla zona E.

Alla luce di queste osservazioni, RUSLE si è dimostrato un modello attendibile per la valutazione dei tassi di erosione del suolo anche su scenari temporali non recenti e coerente con le osservazioni di campagna e con i cambiamenti osservati nella gestione del territorio.

Anche l'evoluzione dei risultati dal 1981 al 2008 appare coerente e dimostra l'applicabilità del modello in analisi multi-temporali della stessa zona.

Per contestualizzare i risultati del presente studio, è stato svolto un confronto con lavori precedenti in cui è stato utilizzato RUSLE per la stima del tasso di erosione del suolo, in particolare con quello di Pappalardo et al. (2019). Infatti, anche in questo studio, che è stato svolto nella zona del Prosecco DOCG, il modello di erosione è stato utilizzato su un'area caratterizzata dalla coltivazione intensiva della vite e non è stato considerato il parametro P all'interno dell'equazione. L'erosione media stimata su tutta l'area è di 19,5 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) ed è in linea con le medie ottenute nell'area oggetto della tesi, pari a 20,95 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) per il 1981 e di 15,72 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) per il 2008. La media di erosione del suolo attribuita esclusivamente alla coltivazione della vite stimata da Pappalardo et al. evidenzia una forte variabilità spaziale, correlata alle caratteristiche topografiche del territorio: nelle aree più acclivi la media raggiunge 47,7 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), mentre nelle aree più pianeggianti scende a 25,7 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$). Le medie di erosione del suolo dovute alla coltivazione della vite calcolate su tutta l'area di Monteforte d'Alpone nel 1981 e nel 2008 è rispettivamente di 23 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) e di 18 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) (figure 4.2.3; 4.2.6). Questi risultati sono coerenti con le differenze nei valori di LS: nelle zone del Prosecco DOCG sono compresi in un intervallo da 0 a 495, mentre nell'area del Soave DOC variano al massimo da 0 a 188 (capitolo 3.6).

Poiché valori di LS più alti implicano una maggiore capacità della topografia di amplificare l'erosione, i risultati dei due studi sono coerenti e confermano ulteriormente il ruolo critico della topografia, e quindi del fattore LS, nella stima dell'erosione del suolo. Il secondo confronto è stato svolto con i risultati dell'applicazione di RUSLE sul suolo europeo pubblicati da ESDAC, che ha prodotto una carta di erosione del suolo del 2016 con risoluzione di 100m. Per agevolare la visualizzazione, sono stati estratti i dati in corrispondenza dell'area studio in QGIS e sono stati rappresentati con la stessa scala colori scelta per le carte dell'erosione del suolo del 1981 e del 2008 (figure 4.2.1; 4.2.4), con il risultato riportato in figura 4.2.17. Seppur con risoluzione decisamente inferiore, si riconosce una distribuzione dei valori di A coerente con quella individuata per il 1981 e il 2008 nel presente lavoro di tesi, con l'erosione maggiore in corrispondenza delle aree più acclivi e quella minore nelle zone pianeggianti, ma soprattutto, il valore medio di

erosione su tutta l'area calcolato con i dati ESDAC è di 24,43 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), in linea con i 20,95 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) del 1981 e i 15,72 ($\text{Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) del 2008 ottenuti in questo studio. Inoltre, lo studio europeo non ha prodotto valori in corrispondenza del tessuto urbano, a cui corrisponde un valore di C molto basso (capitolo 3.6). È quindi probabile che, se fosse stato incluso nei calcoli, la media di erosione complessiva sarebbe risultata inferiore, avvicinandosi ulteriormente ai valori della tesi.

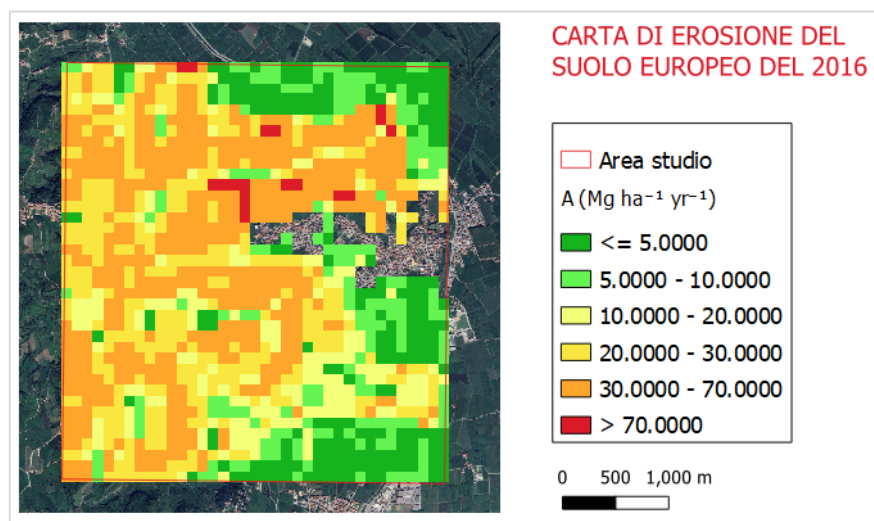


Fig.4.2.17: rappresentazione in QGIS dei dati di erosione del suolo del 2016 prodotti da ESDAC tramite l'applicazione di RUSLE sul suolo europeo.

5. CONCLUSIONI

In questo studio si è dimostrato che è possibile costruire modelli digitali del terreno con risoluzione metrica a partire da foto aeree storiche, tramite tecniche fotogrammetriche, e su cui è possibile applicare modelli di erosione del suolo.

L'applicazione di uno di questi modelli, RUSLE, sul DEM del 1981, ottenuto dalla fotogrammetria da foto aeree, e poi su quello del 2008 derivato da acquisizioni LiDAR, ha generato risultati coerenti e con riscontri attuali nella gestione del territorio e nei dissesti osservati sul campo e documentati con DEM prodotti tramite fotogrammetria e LiDAR da drone. Inoltre, l'evoluzione dei valori di erosione del suolo tra il 1981 e il 2008 ha avuto riscontri nei cambi di destinazione d'uso e negli interventi di rimodellazione dei versanti.

I risultati ottenuti si sono dimostrati in linea con quelli di altri studi analoghi, quali la stima dell'erosione del suolo nelle zone di produzione del Prosecco DOCG di Pappalardo et al. del 2019 e la carta dell'erosione del suolo europeo del 2016, prodotta da ESDAC.

Si sono incontrate delle criticità per quanto riguarda la reperibilità di dati storici, in particolare per il 1981, ed è stato necessario fare delle approssimazioni per sopperire alla mancanza di alcune informazioni. In generale, si può affermare che più si va indietro nel tempo e più diventa difficile raccogliere foto, dati pluviometrici e pedologici, con la conseguente necessità di fare assunzioni importanti o di ipotizzare diversi scenari di applicazione di RUSLE.

Si è dimostrata, inoltre, la necessità di porre attenzione nell'uso e nell'acquisizione dei dati GPS, in particolare nelle fasi di conversione da un sistema di riferimento all'altro, che possono comportare errori elevati nelle stime altimetriche. Viene quindi a mancare coerenza tra tali informazioni e dati altimetrici provenienti da altre fonti, rendendo difficoltosa, se non impossibile, l'interoperabilità.

Infine, l'accuratezza e la risoluzione del DEM, su cui viene applicato il modello di erosione del suolo, si sono dimostrate fondamentali per la qualità dei risultati, poiché influenzano in massima parte il calcolo dei tassi di erosione.

Con questo studio si apre quindi la possibilità di utilizzare RUSLE su diversi DEM della stessa area, riconducibili a diversi periodi, ottenendo un'analisi multi-temporale del consumo di suolo.

In futuro, per migliorare i risultati sarebbe opportuno calcolare più accuratamente K , basandosi su dati pedologici specifici, e tenere in considerazione il fattore P , raccogliendo dati e informazioni sulle tecniche di coltivazione e sulle pratiche di conservazione del territorio. In questo modo sarebbe possibile ottenere una cartografia di dettaglio che permetta di interagire con chi gestisce il territorio, per migliorarne la pianificazione, individuare le tecniche di coltivazione più sostenibili e ridurre il consumo di suolo.

ALLEGATI

A1. Confronto delle quote tra i punti rilevati con il GPS RTK pfCAD ONE - SERIE K e le quote estratte dal LiDAR del 2008. Errore medio di 1,213m.

CONFRONTO QUOTE GPS RTK pfCAD ONE - SERIE K E LIDAR											
ID	Easting	Northing	Z1 (m)	ZL (m)	ΔZ (m)	ID	Easting	Northing	Z1 (m)	ZL (m)	ΔZ (m)
1	678776.27	5032519.13	38.493	37.557	0.936	26	677924	5036068.81	195.775	194.759	1.016
2	678655.48	5033909.66	42.016	40.947	1.069	27	677680.8	5036162.96	215.183	213.896	1.287
3	678655.49	5033909.67	42.015	40.947	1.068	28	677538.2	5036197.69	221.058	220.17	0.888
4	678845.49	5034399.09	71	70.21	0.79	29	677370.8	5036294.88	224.437	223.298	1.139
5	678886.54	5034878.22	47.856	46.972	0.884	30	677344.6	5036296.76	221.284	220.207	1.077
6	678823.70	5035221.39	51.746	49.837	1.909	31	677291.4	5035827.32	204.561	203.455	1.106
7	678823.70	5035221.39	51.746	49.837	1.909	32	676615.7	5035689.29	265.309	264.282	1.02699
8	678823.70	5035221.40	51.731	49.837	1.894	33	676609.1	5035686.69	265.45	264.432	1.01799
9	678823.69	5035221.40	51.749	49.837	1.912	34	676197.3	5035378.98	271.984	271.011	0.97301
10	678705.91	5035550.48	50.17	49.192	0.978	35	676197.8	5035383.94	272.052	270.77	1.28201
11	679653.89	5035326.78	48.524	47.837	0.687	36	676196.5	5035383.49	271.652	270.86	0.79201
12	679663.68	5035315.34	48.086	47.058	1.028	37	676386.8	5034952.8	262.836	261.898	0.93799
13	679663.68	5035315.33	48.076	47.058	1.018	38	676761.5	5034675.71	223.409	222.52	0.889
14	680031.20	5035496.72	48.33	42.005	6.325	39	677621.6	5034777.18	175.667	174.797	0.87
15	680015.68	5035487.18	47.429	46.166	1.263	40	677896.7	5035297.44	69.416	67.517	1.899
16	680015.67	5035487.18	47.429	46.166	1.263	41	677896.8	5035297.45	69.433	67.517	1.916
17	679221.37	5036925.57	48.581	47.631	0.95	42	677890.9	5035297.03	68.245	67.127	1.118
18	678535.03	5037081.73	52.004	51.035	0.969	43	678121.2	5033693.61	45.978	44.963	1.015
19	678032.08	5037148.00	60.552	60.351	0.201	44	678118.5	5033688.76	45.989	44.684	1.305
20	678022.27	5037128.89	60.565	59.203	1.362	45	677811.2	5034098.05	57.964	56.088	1.876
21	677644.73	5037004.81	58.134	57.229	0.905	46	679423.8	5034119.29	80.603	79.634	0.969
22	677644.72	5037004.81	58.138	57.229	0.909	47	679462.6	5034139.94	87.382	86.793	0.589
23	679432.74	5035793.23	97.331	96.257	1.074	48	679462.6	5034139.94	87.384	86.793	0.591
24	678614.77	5036240.45	143.783	142.831	0.95201	49	679462.6	5034139.94	87.381	86.793	0.588
25	677924.04	5036068.81	195.774	194.759	1.015						

A2. Confronto delle quote tra i punti rilevati con il GPS Emlid Reach RS2+, e le quote estratte dal LiDAR del 2008. Errore medio di 0,309m.

CONFRONTO QUOTE GPS EMLID REACH RS2+ E LIDAR					
ID	Easting	Northing	Z2 (m)	ZL (m)	ΔZ (m)
caposaldo63	1678586.736	5030526.863	30.676	30.376	0.300
caposaldo64_1	1677697.578	5030390.435	30.757	30.437	0.320
caposaldo64	1677664.761	5030385.304	30.797	30.577	0.220
M1	1677374.86	5036317.458	220.353	220.228	0.125
M2	1677401.285	5036315.663	223.544	223.448	0.096
M3	1677709.259	5036180.562	214.342	214.196	0.146
T14	1677409.274	5036316.268	223.334	223.218	0.116
T16	1677448.726	5036318.277	213.864	214.558	-0.694
T18	1677471.403	5036296.121	212.587	213.881	-1.294
T17	1677450.005	5036289.013	222.067	222.001	0.066
T04	1677518.446	5036250.698	223.212	224.106	-0.894
T19	1677519.456	5036272.153	216.83	216.854	-0.024
T15	1677375.194	5036317.953	220.343	220.228	0.115
T12	1677356.391	5036403.818	211.614	211.688	-0.074
T20	1677397.798	5036395.731	205.576	205.580	-0.004
T21	1677435.675	5036363.043	200.619	201.014	-0.395
T24	1677473.928	5036330.525	197.703	198.588	-0.885
T05	1677599.242	5036200.491	215.029	215.253	-0.224
T08	1677657.725	5036169.412	214.893	214.767	0.126
base	1677404.921	5036296.727	226.736	226.680	0.056

BIBLIOGRAFIA

ARPAV, 2017 - Valutazione del rischio di erosione per la Regione Veneto - Aggiornamento 2017. Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto: <https://www.arpa.veneto.it>

Ballabio, C., Borrelli, P., Spinoni, J., Meusburger, K., Michaelides, S., Beguería, S., Klik, A., Petan, S., Janeček, M., Olsen, P., Aalto, J., Lakatos, M., Rymaszewicz, A., Dumitrescu, A., Tadić, M.P., Diodato, N., Kostalova, J., Rousseva, S., Banasik, K., Alewell, C., Panagos, P., 2017. Mapping monthly rainfall erosivity in Europe. *Science of the Total Environment*, 579, 1298–1315.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969716309686>

Barbieri, G., De Zanche, V., Medizza, F., & Sedeà, R., 1981. Considerazioni sul vulcanesimo Terziario del Veneto Occidentale e del Trentino Meridionale. *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, 4, 267-270.

Benavidez, R., Jackson, B., Maxwell, D., & Norton, K., 2018. A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R)USLE): with a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 6059-6086. <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/22/6059/2018/>

Castellarin, A., & Vai, G.B., 1982. Guida alla geologia del Sudalpino centro orientale. *Guide Geologiche Regionali S.G.I.*, 1-22. <https://www.sgi-italia.org/>

Comune di Monteforte d'Alpone, 2012. Piano di Assetto del Territorio (PAT) - Relazione Tecnica. Adottato con D.C.C. n. 26 in data 3 agosto 2012. Monteforte d'Alpone: Comune di Monteforte d'Alpone.

Doglioni, C., & Bosellini, A., 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau*, 76/3, 735-754.
<https://link.springer.com/article/10.1007/BF01821061>

Fabiani, R. Carta Geologica dei Lessini Medi scala 1:75000. Magistrato delle acque, Ufficio Idrografico, pubbl. 44 e 45, tav. VI.

Foster, G.R., Renard, K.G., Weesies, G.A., & Yoder, D.C., 2003. User's Guide to Revised Universal Soil Loss Equation, Version 2 (RUSLE2). USDA Agricultural Research Service.

Kosmas, C., Danalato, N.G., Lopez-Bermudez, F., & Romero Diaz, M.A., 2002. The Effect of Land Use in Soil Erosion and Land Degradation under Mediterranean Conditions. *Mediterranean Desertification: A Mosaic of Processes and Responses*, 57-70.

Moore, I.D., & Burch, G.J., 1986. Physical Basis of the Length Slope Factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of America Journal*, 50, 1294-1298.
<https://acsess.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.2136/sssaj1986.03615995005000050042x>

Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Klik, A., Rousseva, S., Tadic, M.P., Michaelides, S., Hrabalíková, M., Olsen, P., Aalto, J., Lakatos, M., Rymaszewicz, A., Dumitrescu, A., Beguería, S., Alewell, C., 2015. Rainfall erosivity in Europe. *Science of the Total Environment*, 511, 801-814.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969714007314>

Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Klik, A., et al., 2021. Reconstruction of past rainfall erosivity and trend detection based on the REDES database and reanalysis rainfall. *Journal of Hydrology*, 603, 126984.
https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169420308325?casa_token=r6HBOlip7HkAAAAA:DRKYS5qH7j2nys8daoksYGLc1hE2RpTT2ALcCzo5Mp5K8T2BRQ4Qe3J-zihfMiN6RGtecIZs0Q

Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., & Alewell, C., 2015. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy*, 54, 438-447.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1462901115300654?via%3Dihub>

Pappalardo, S.E., Gislimberti, L., Ferrarese, F., De Marchi, M., & Mozzi, P., 2019. Estimation of potential soil erosion in the Prosecco DOCG area (NE Italy), toward a soil footprint of bottled sparkling wine production in different land-management scenarios.
<https://journals.plos.org/plosone/article?id=10.1371/journal.pone.0210922>

Pimentel, D., 2006. Soil erosion: a food and environmental threat. *Environment, Development and Sustainability*, 8, 119-137.

<https://link.springer.com/article/10.1007/s10668-006-9038-3>

Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., & Yoder, D.C., 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USDA Agricultural Research Service, Agriculture Handbook No. 703.

Roghel, A., 1999. Rilevamento geologico della dorsale tra il settore meridionale della Val Tramigna e la bassa Valle dell'Alpone (Monti Lessini veronesi). Università degli Studi di Padova.

Sadeghi, S.H., Gholami, L., Sharifi, E., & Khaledi Darvishan, A.K., 2014. Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE): A Review. *Hydrological Sciences Journal*, 59(2), 319-340.

Salin, F., 2014. Sulla mitigazione della pericolosità idraulica del torrente Alpone: analisi degli effetti di una cassa di laminazione in località Brognoligo-Costalunga. Università di Padova.

Straffelini, E., Pijl, A., Otto, S., Marchesini, E., Pitacco, A., & Tarolli, P., 2022. A high-resolution physical modelling approach to assess runoff and soil erosion in vineyards under different soil managements. *Soil & Tillage Research*, 222, 105418. <https://doi.org/10.1016/j.still.2022.105418>

Tarolli, P., & Straffelini, E., 2020. A high-resolution physical modelling approach to assess runoff and soil erosion in vineyards under different soil managements. *Soil & Tillage Research*, 222, 105418. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.105418>

Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., & Smith, C.J., 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews*, 94, 23–38.

https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001282520900035X?casa_token=aGRWRS1HksYAAAAA:JiamOeoAZxcQpWfJc74NYhGdV6FpLiutrKCqIW6Pe5ILN31nSSH7hteQVV1s2KfeoL8pCKntw

Wischmeier, W.H., & Smith, D.D., 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses – A Guide to Conservation Planning. USDA, Agriculture Handbook No. 537.

Zampieri, D., 1995. Tertiary extension in the southern Trento Platform, Southern Alps, Italy. *Tectonics*, 14(3), 645-657.

https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/94TC03093?casa_token=gqWlMKE1Zw8AAAAA:wmRhzaVVC07_B6s5hQNYH5XnHv9-tFJeLRIBfMDDx0BWW4_VL2LxnwHG6ylbT_XlkI9suQ-GfGkOMPs

SITOGRAFIA

ARPAV: <https://www.arpa.veneto.it/>

ESDAC: <https://esdac.jrc.ec.europa.eu/themes/rusle2015>

Geoportale Regione Veneto: <https://idt2.regione.veneto.it>

Meteoblue: <https://www.meteoblue.com>

Soave consorzio: <https://www.ilsoave.com>

Wikimedia: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=146899598>

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare la mia famiglia, e in particolare i miei genitori, per il loro continuo supporto e per avermi sempre sostenuto in questo percorso.

Grazie al Professore Paolo Mozzi e al Dottor Giacomo Vinci per l'aiuto, le preziose opportunità e per la fiducia che hanno riposto in me, permettendomi di arricchire il mio percorso accademico.

Grazie a Stefano Castelli per il prezioso supporto fornito durante le attività pratiche con il drone e il LiDAR.

Un grazie particolare al Dottor Sandro Rossato che mi ha offerto la possibilità di intraprendere questo lavoro di tesi. La sua disponibilità, i suoi consigli e la sua fiducia in me sono stati imprescindibili lungo tutto il percorso.

Un sentito ringraziamento agli amici che mi hanno accompagnato in questi anni di università e da cui ho imparato tanto quanto nel mio percorso accademico.

Infine, un grazie speciale a Nigo che mi ha aiutata, supportata e accompagnata sempre e ovunque. Un pezzetto di questa tesi è anche merito tuo.