



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN  
SCIENZE GEOLOGICHE

**CARTA GEOMORFOLOGICA DEL QUARTIER  
DEL PIAVE – SETTORE OCCIDENTALE  
(PROVINCIA DI TREVISO)**

**Geomorphologic map of the Quartier del Piave –  
western sector (Province of Treviso)**

*Relatore: Aldino Bondesan, Francesco Ferrarese*

*Laureanda: Valentina Ciulli*

ANNO ACCADEMICO 2012/2013

# Indice

Introduzione	pg. 1
1 . Inquadramento geografico e geologico	pg. 2
1.1 Inquadramento dell'area	pg. 2
1.2 Storia geologica	pg. 3
1.2.1 Il Quartier del Piave e i megafan	pg. 3
1.2.2 Il Montello	pg. 5
1.2.3 Il fiume Piave attuale	pg. 6
2 . Metodologia	pg. 7
3 . La carta geomorfologica	pg. 13
3.1 Forme fluviali e di versante	pg. 13
3.2 Elementi geologico-strutturali	pg. 17
Conclusioni	pg. 20
Bibliografia	pg. 21

## Introduzione

Questo lavoro è volto a definire i caratteri geomorfologici dell'area occidentale del Quartier del Piave ossia della porzione di pianura veneta che rientra nei territori comunali di Vidor, Moriago della Battaglia e Crocetta del Montello.

Nell'area affiorano prevalentemente depositi quaternari dati dalle alluvioni del Piave e di altri corsi d'acqua minori, dai conoidi e dalle falde di detrito. Un elemento molto importante è il fiume Piave stesso che ha inciso alcuni terrazzi molto evidenti. Il settore investigato è compreso tra il colle del Montello a sud e le Prealpi a nord.

L'assetto della pianura è fortemente legato all'evoluzione tardo pleistocenica e olocenica del Piave, ed è infatti il risultato dell'accumulo di materiali di origine fluvioglaciale e fluviale deposti durante il Pleistocene medio-superiore dalle acque di fusione del ghiacciaio del Piave mediante gli scaricatori glaciali dai fronti di Quero che confluivano nel Quartier del Piave.

È rilevante anche il contesto strutturale dell'area dove sono infatti presenti diverse strutture tettoniche che indicano il movimento compressivo in atto ossia l'accavallamento del fronte sudalpino sull'avampaese adriatico-padano. Questo movimento ha portato alla formazione del Montello che, con il suo sollevamento, ha influenzato l'attività del Piave.

Trattandosi di un'area di pianura la morfologia non è particolarmente espressa, essendo i dislivelli alquanto limitati, e inoltre l'area è fortemente antropizzata. Ai fini del presente studio sono state utilizzati il DTM (ricavato dai dati Lidar OGS-Provincia di Treviso, rilievo 2007) e il DEM.

Da questi elementi associati alle informazioni dei P.A.T. comunali, ai dati della Regione Veneto e a carte geologiche e geomorfologiche edite e inedite (BONDESAN A., MENEGHEL M., BUSONI S., LEVORATO C. (in stampa) – Carta geomorfologica della Provincia di Treviso alla scala 1:50.000 e VENZO S., CARRARO F. E PETRUCCI F. (1977)) è stata poi ottenuta la carta geomorfologica mediante il software GIS ArcMap.

# 1. Inquadramento geografico e geologico

## 1.1 Inquadramento dell'area

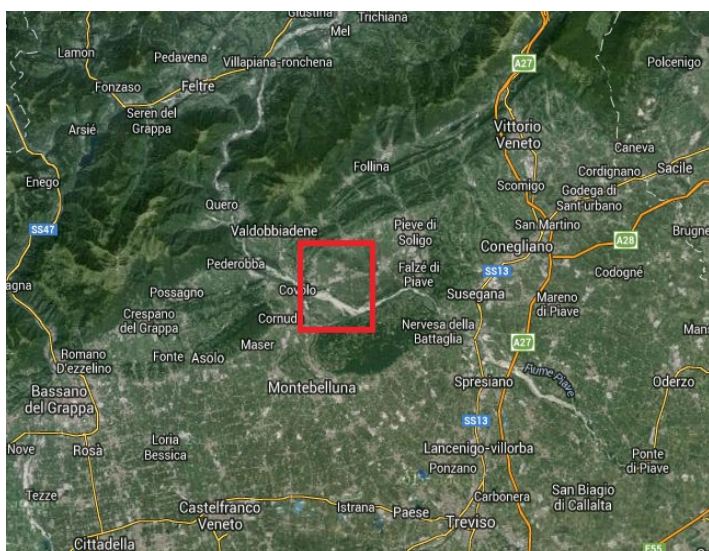


Illustrazione 1: Area di studio (da Google Maps)

L'area studiata si trova nella regione Veneto in provincia di Treviso (vedi *Ill.1*) e comprende la porzione di Quartier del Piave rientrante nei comuni di Vidor, Moriago della Battaglia e Crocetta del Montello. Il territorio è compreso in 5 fogli della CTR a scala

1:10.000:

- 083060;

- 084090;

- 084100;

- 084130;

- 084140.

Il Quartier del Piave è un piccolo bacino intramontano di origine tettonica che corrisponde all'anticlinale di Soligo: è delimitato a Nord dalle colline delle prealpi e a Sud dalla collina del Montello. Il territorio preso in esame può quindi essere suddiviso in tre parti: una parte collinare a Nord, una pianeggiante appartenente alla pianura pedemontana riconducibile al conoide glaciale e postglaciale del Piave, e infine l'alveo *braided* del Piave a Sud.

Le quote più alte si trovano in corrispondenza delle colline del comune di Vidor

(Colmaor 369 m s.l.m.) e della porzione del Montello che rientra nel territorio comunale di Crocetta. La porzione pianeggiante del territorio invece varia tra 150 m s.l.m. a nordovest e 110 m all'estremità sudest, con una lieve pendenza verso sudest. Nell'alveo del Piave, nettamente distinguibile per la presenza di scarpate fluviali di altezza superiore a 10 m, si individuano le quote più basse che sono comprese tra 140 e 110 m slm.

L'alveo attivo del fiume attualmente risulta spostato verso la sinistra idrografica nel tratto a monte del Quartier del Piave, mentre a valle verso est insiste prevalentemente in destra idrografica, lungo il bordo del Montello.

Il sottosuolo è costituito per alcune decine di metri da una successione di sedimenti ghiaioso-sabbiosi che coprono il substrato roccioso che è formato dal Conglomerato del Montello di età tardomiocenica. Nella pianura non più interessata dalla dinamica fluviale, il deposito ghiaioso sabbioso mostra un modesto cappello superficiale di alterazione con presenza limitata di argilla e limo.

## ***1.2 Storia geologica***

### *1.2.1 Il Quartier del Piave e i megafan*

Il Quartier del Piave è un bacino intramontano riconducibile ad una serie di conoidi: il più ampio è quello del Piave a cui si associano quello del Soligo e del Rio Raboso e altri minori. Si tratta quindi di un'area in cui confluiscono i sedimenti fluvio-glaciali e alluvionali provenienti dalle Prealpi situate a Nord, quando il bacino ha raggiunto la sua capienza va ad alimentare un altro sistema sedimentario chiamato megafan alluvionale.

Questo si estende fino alla costa con una morfologia a ventaglio in pianta e di cono appiattito nelle tre dimensioni. Questi sistemi fino a poco tempo fa erano descritti come conoidi (Comel et al., 1982; Castiglioni, 1999; Castiglioni &

Pellegrini, 2001), ma sono stati distinti per l'elevata estensione areale, i limitati gradienti topografici presenti nella bassa pianura, la selezione granulometrica dei sedimenti da monte a valle. Quindi attualmente il termine conoide viene utilizzato solo per le porzioni prossimali di questi sistemi alluvionali.

I megafan alluvionali presentano una differenziazione interna. Le prime decine di chilometri di sviluppo dei corsi d'acqua dallo sbocco vallivo sono caratterizzati da depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi con pendenze comprese tra 7 e 2 ‰ e forme simili a conoidi. Poi con la diminuzione della capacità di trasporto dei corsi d'acqua si ha una netta soglia sedimentaria che limita le aree di deposizione delle diverse classi granulometriche.

La morfologia e l'estensione di questi settori e del megafan nel suo complesso sono variate nel tempo in funzione di cambiamenti climatici, gradiente topografico, rapporto tra portata liquida e solida, ecc. In particolare in quest'area i cambiamenti sono legati prevalentemente al clima con la conseguente variazione delle portate e della quantità di sedimenti disponibili per il trasporto fluviale (Marchetti, 1990; 2001; Cremaschi & Marchetti, 1995; Castiglioni, 2001; Bondesan et al., 2002; Fontana, 2006).

La pianura ha subito una delle più importanti fasi evolutive durante l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM dall'inglese Last Glacial Maximum), quando i ghiacciai alpini ebbero la massima espansione e alcuni arrivarono in pianura con le loro fronti. Già prima di tale periodo (>30.000 anni fa) furono raggiunte condizioni climatiche che permisero ai ghiacciai alpini di fuoriuscire dagli sbocchi vallivi e pertanto la pianura subì una notevole fase di sedimentazione.

A quell'epoca era attivo il megafan di Montebelluna (vedi *Ill. 2*) e il Piave raggiungeva la pianura a ovest del Montello, in seguito questo "megaconoide" è stato in gran parte sepolto da quelli di



*Illustrazione 2: B) megafan di Montebelluna; C) megafan di Nervesa (da Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River system (northeastern Italy) since the Last Glacial Maximum)*

Nervesa e del Brenta, che si sono sviluppati durante il LGM.

Tale periodo (30.000 - 17.000 anni fa) corrisponde all'ultima avanzata glaciale pleistocenica durante la quale le condizioni ambientali portarono ad una notevole produzione di detriti efficacemente trasportati, grazie al movimento dei ghiacciai, alimentando i sistemi fluvioglaciali. Questa abbondante sedimentazione favorì lo sviluppo dei megafan alluvionali che infatti raggiunsero la loro massima estensione.

Tra 20.000-17.000 anni fa ebbe inizio la fase di deglaciazione nelle aree alpine (Pellegrini et al., 2005; 2006) per il rapido miglioramento delle condizioni climatiche e i ghiacciai alpini si ritirarono attorno a 14.000 anni fa (Venturini, 2003; Pellegrini et al., 2005; Bavec et al., 2004).

Nel Tardoglaciale nella pianura la sedimentazione fu quasi assente e si formarono incisioni fluviali e terrazzi nella prima porzione della pianura.

### 1.2.2 Il Montello

Il Montello è un rilievo legato all'orogenesi alpina ed è descrivibile come una "dorsale anticlinale" ossia una piega che si è formata per compressione ad opera di forze perpendicolari all'asse di allungamento del rilievo. Recentemente è stato dimostrato che in realtà è parte di una sorta di cuneo delimitato sul lato nord occidentale e su quello sud orientale da faglie inverse convergenti verso il basso, che quindi lo espellono verso l'alto (Zampieri, 2005).

Prima del LGM il Piave passava a Ovest del Montello e nel cosiddetto solco di Biadene (vedi *Ill.3*) e il Quartier del Piave alimentava il megafan di Montebelluna.

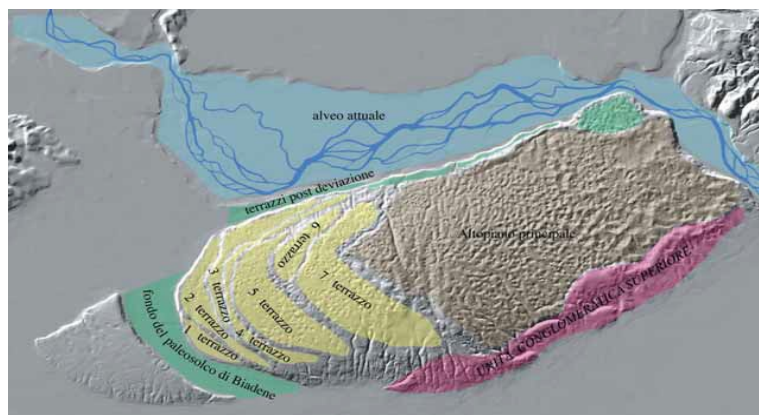


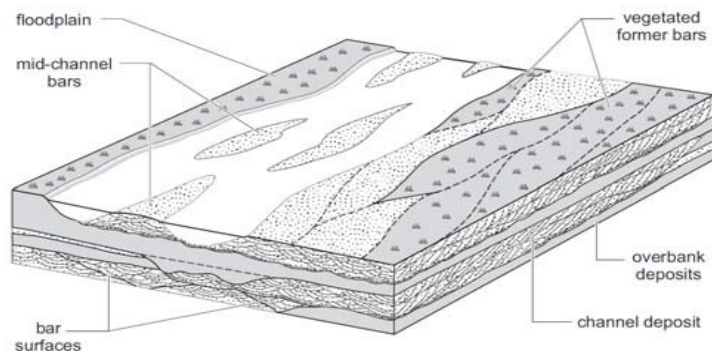
Illustrazione 3: il Montello (da FERRARESE F., SAURO U. - *La geomorfologia del Montello*).

In seguito il corso d'acqua ha deviato verso est (andando a formare il megafan di Nervesa) quando il tasso di sollevamento del colle non è stato più compensato dalla capacità erosiva del fiume. Infatti i corsi d'alta pianura come il Piave sono caratterizzati, soprattutto durante le piene, da corrente fluviale forte e trasporto di detrito grossolano e sono quindi in grado di erodere il rilievo specialmente se il suo sollevamento è lento. In seguito il corso d'acqua colma le depressioni che si sono formate con i suoi depositi che, durante una nuova fase di piena, vengono rimessi in movimento e livellano il letto in roccia. Inoltre l'acqua attacca chimicamente le rocce carbonatiche, e grazie alla combinazione di queste due azioni il fiume può impedire la manifestazione dei rilievi come nel caso del Montello dove si è formata una superficie di spianamento suborizzontale. Quando la crescita del rilievo ha prevalso sull'erosione fluviale sommitale il fiume ha inciso con il suo corso il settore occidentale della collina formando una “valle antecedente”, denominata “solco di Biadene”.

È stato calcolato un tasso costante di scorrimento della faglia del Montello di 1.8-2 mm per anno, con effetto la crescita verticale e laterale dell'anticlinale per almeno 300.000 anni, che avrebbe progressivamente spostato verso ovest il corso del Piave (Benedetti et al., 2000). Il fiume ha quindi scavato una valle antecedente fortemente asimmetrica non attiva in quanto il fiume ha deviato il suo corso verso est abbandonandola e lambendo ora il margine settentrionale del colle.

### ***1.3 Il fiume Piave attuale***

Il fiume Piave è caratterizzato da un ampio alveo mobile, con canali larghi e poco profondi e un



6

*Illustrazione 4: Caratteristiche principali di un corso braided (Nichols, 2009).*



letto fluviale di tipo *braided* (vedi *Ill.4*).

Questo si sviluppa per sedimentazione all'interno di un canale fluviale in cui il flusso è ostacolato dal materiale depositato dal corso d'acqua stesso; si caratterizza per la presenza di una serie di canali attivi che si intrecciano formando percorsi curvilinei divisi da isole e barre ciottolose e sabbiose legate alla sedimentazione fluviale. Sono tipici dei corsi d'acqua con regime torrentizio e con abbondante trasporto di fondo e si localizzano nei tratti pedemontani dei corsi d'acqua.

Si presentano ampi e poco profondi e il loro percorso è fortemente instabile, infatti i filoni principali migrano lateralmente innescando fenomeni di erosione di sponda oppure deposizioni di barre fluviali e abbandono degli alvei attivi verso nuovi canali di flusso. La granulometria dei sedimenti deposti è funzione dell'energia della corrente e varia dalle sabbie ai ciottoli nei canali attivi, dai limi alle argille negli alvei abbandonati.

L'alveo è delimitato da scarpate fluviali che segnano il passaggio dall'incisione tardo pleistocenica e olocenica del fiume all'alta pianura

## 2. Metodologia

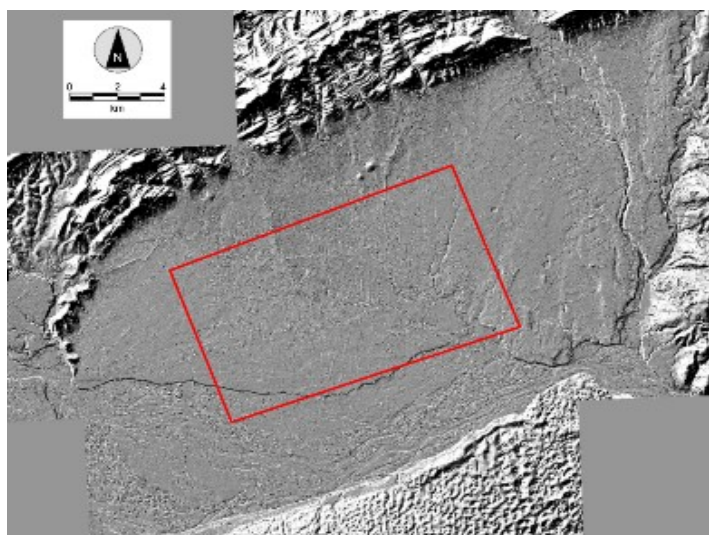
Per produrre la carta geomorfologica è stato generato un DTM (*Digital Terrain Model*) a partire dai dati LiDAR. Inoltre è stato utilizzato il DEM ossia un modello digitale della superficie topografica. Questo file *raster* è assimilabile a una griglia di valori che indicano la quota di ogni singola cella (*pixel*) la cui posizione nello spazio è data da coordinate geografiche mentre la risoluzione è che la dimensione dei *pixel*.

Inoltre è stato inserito anche lo *shapefile* del reticolo idrografico dell'area d'interesse ricavato da quello della regione Veneto.

Il DTM è stato sottoposto a filtraggio tramite trasformata di Fourier agendo su determinate grandezze, selezionandole per attenuarne o enfatizzarne gli effetti sul resto della scena geografica.

In seguito è stato caricato in IdrisiGIS software ed è stato trattato da FFT (Fast Fourier Transform). L'immagine è stata scomposta in parte reale (a) e immaginaria (b) di un numero complesso e *power spectrum* (spettro elevato a potenza) che esprime l'ampiezza delle onde armoniche che compongono l'immagine (in IdrisiGIS è:  $ps = \ln(1+a^2+b^2)$ ). Agendo su di esso si può ricostruire l'immagine, aumentando o diminuendo la grandezza (nel nostro caso la quota s.l.m.) di forme corrispondenti a quelle ampiezze selezionate. In questo caso per attenuare l'effetto di breaklines e altri manufatti antropici, vi è stato applicato un filtro a passo basso di Hannings che consente un passaggio graduale da frequenze filtrate e quelle lasciate originali, in modo da ottenere una superficie più omogenea e più regolare.

L'errore quadratico medio (RMSE) può fornire un'indicazione su quanto è stato alterato il dato originario, il calcolo è stato effettuato su un'area di pianura ampia poco più di 2 km<sup>2</sup> rientrante nell'area di studio (vedi *ill. 5*).



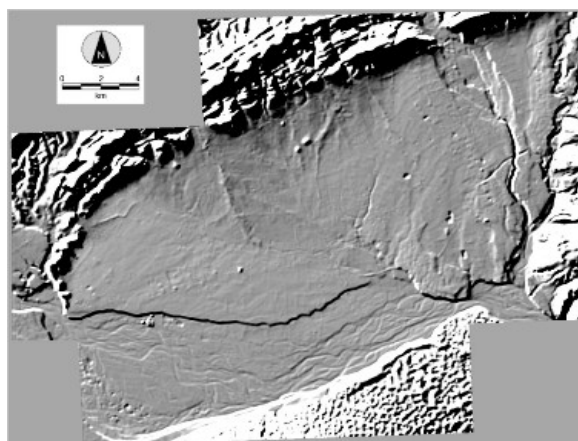
*Illustrazione 5: Lumeggiamento del DTM ottenuto da LiDAR ground processed. In rosso l'area utilizzata per il calcolo del RMSE.*

L'RMSE è stato quindi calcolato tra le diverse trasformate di Fourier e la superficie campione su varie ampiezze originarie per ottenere il valore più ottimale (vedi *Tab. 1*).

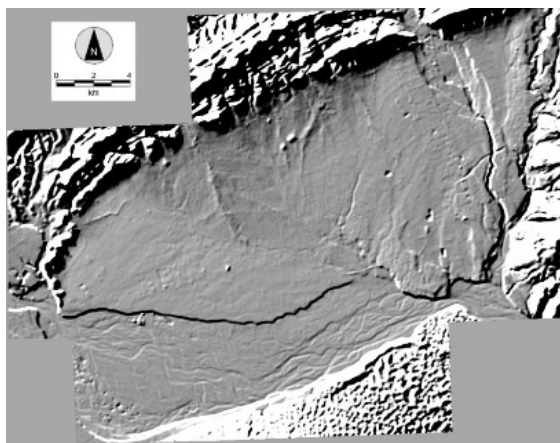
	DTM LiDAR - FFT300	DTM LiDAR - FFT150	DTM LiDAR - FFT75
RMSE (m)	0.64	0.90	01.22.00

*Tab 1: errore quadratico medio (RMSE), espresso in metri, su un area campione di 2.052 km<sup>2</sup>. Si nota, al diminuire delle ampiezze originarie, l'aumentare dell'errore.*

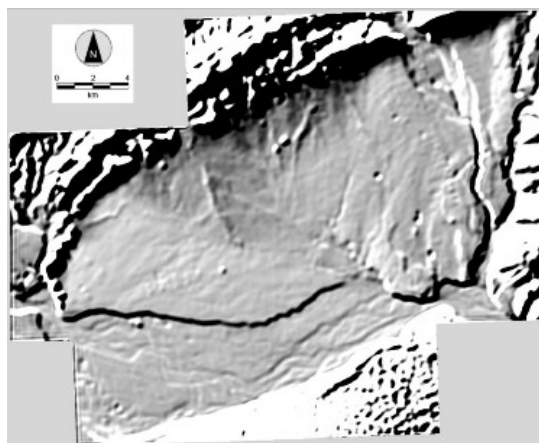
Tra i lumeggiamenti ottenuti ( vedi Ill. 6, 7, 8) è parso preferibile lavorare sulla filtrata a 150 ampiezze originali che, pur perdendo alcuni elementi lineari come le incisioni dei corsi d'acqua, ha il pregio di eliminare sufficientemente alcuni artefatti antropici come le strade secondarie e i campi.



*Illustrazione 6: Lumeggiamento DTM LiDAR dopo trasformata di Fourier (FFT) dopo selezione delle 300 ampiezze più significative con filtro Hanning low pass.*



*Illustrazione 7: Lumeggiamento DTM LiDAR dopo trasformata di Fourier (FFT) dopo selezione delle 150 ampiezze più significative con filtro Hanning low pass.*

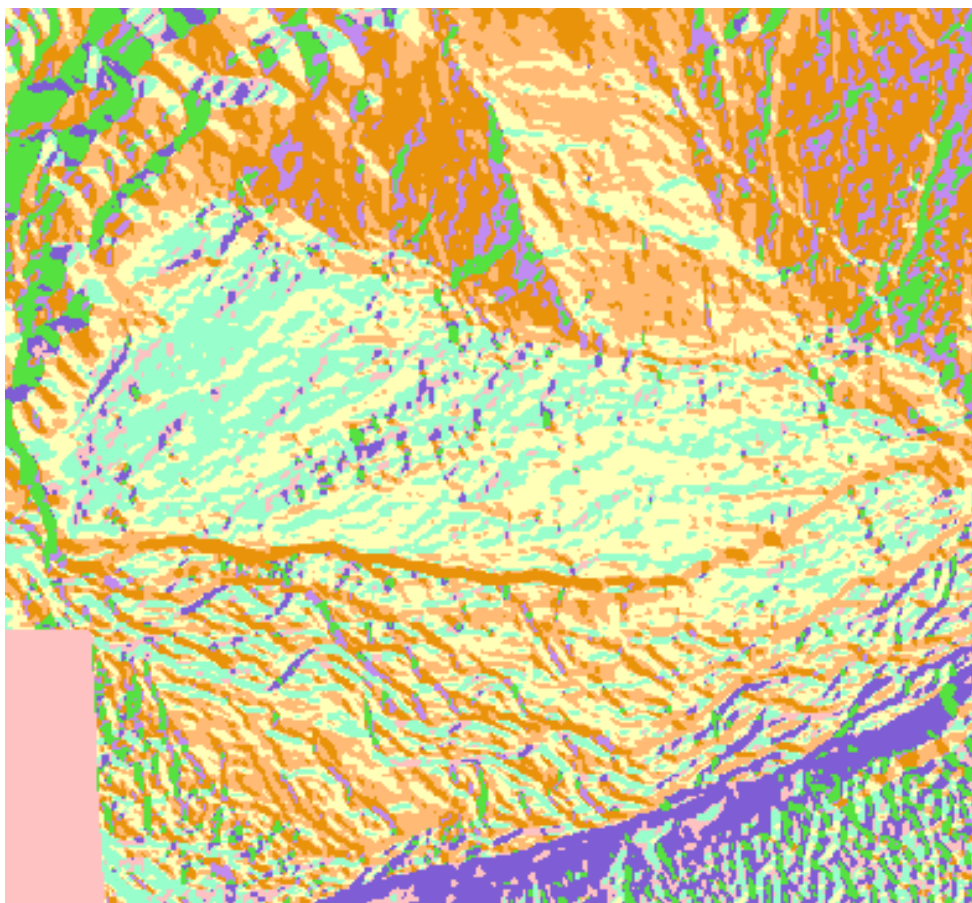


*Illustrazione 8: Lumeggiamento DTM LiDAR dopo trasformata di Fourier (FFT) dopo selezione delle 75 ampiezze più significative con filtro Hanning low pass.*

L'effetto ottenuto sulle superfici così filtrate ha permesso di svolgere delle analisi cluster su alcune loro variabili topografiche per tentare una classificazione automatica o semiautomatica delle forme del rilievo.

In particolare si sono calcolate:

- inclinazione (la pendenza delle superfici calcolata in gradi);
- esposizione (azimuth della massima pendenza della superficie);
- gradiente/energia del rilievo (dislivello massimo in una griglia 3x3 pixel);
- runoff: calcolo dell'accumulo di deflusso (*flow accumulation*).
- Facet: sfaccettatura del rilievo per individuare parti di superficie contigue con esposizione simile per uniformare *landforms* troppo frammentarie in classi rappresentate da dei colori (vedi *Ill.8*) Ognuna di esse corrisponde ad un colore come illustrato nella *tabella 2*.

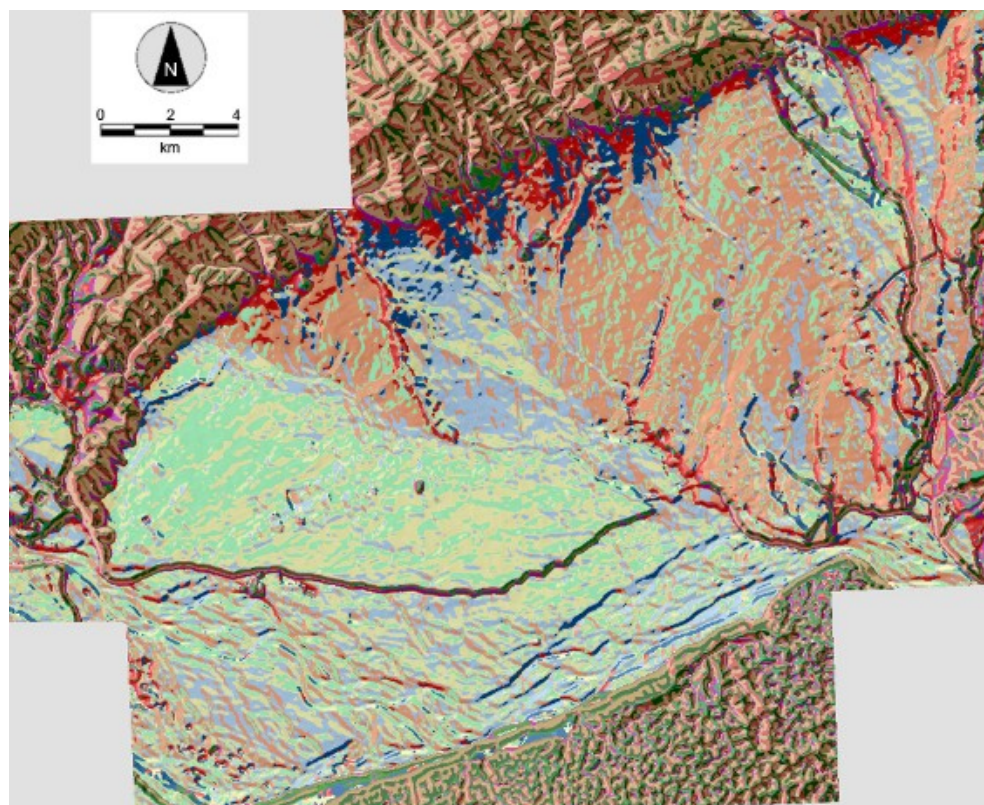


*Illustrazione 8: Facet DTM Lidar, si distinguono le forme principali come i conoidi, la pianura alluvionale e i terrazzi.*

Queste variabili sono state standardizzate riordinando i valori in una scala da 0 a 255 ma mantenendo la stessa distribuzione, e combinate insieme in analisi cluster per vedere se e quanto oggetti (landforms) omogenei e simili venivano "catturati" da questa operazione.

Dopo alcuni tentativi sono state scelte alcune immagini, utilizzate poi per la costruzione della carta geomorfologica, in cui risultano evidenti le forme di pianura a simile orientamento e pendenza.

In particolare molto efficaci sono risultate le immagini ottenute dall'analisi cluster delle 8 classi di esposizione omogenea (Facet), le inclinazioni e l'energia del rilievo che hanno dato luogo all'*Isodata* (vedi Ill. 9).



*Illustrazione 9: cluster analisi (ISODATA in IdrisiGIS) con 16 cluster ottenute da un'immagine dell'esposizione a 8 gruppi omogenei e due immagini dei dislivelli (inclinazione e energia del rilievo). Si notano corpi sedimentari principali e forme secondarie che li incidono o si sovrappongono.*

Anche in questo caso ad ogni colore corrisponde una classe di esposizione media (vedi Tab. 2) e quindi dalla sua analisi si possono individuare forme come conoidi e dossi che presentano delle particolari forme con parti orientate in maniera opposta o diversa tra loro.

FACET150		
valore	esposizione media (azimut°)	
1	0	
2	90	
3	263	
4	179	
5	213	
6	47	
7	136	
8	339	
ISODATA_16_F		
valore	esposizione media (azimut°)	inclinazione media (°)
1	0	0
2	183	18
3	197	16
4	197	1
5	80	1
6	177	3
7	186	17
8	192	2
9	191	5
10	174	3
11	177	2
12	194	5
13	105	1
14	192	15
15	157	1
16	141	2

Tabella 2: classi e corrispondenti valori di esposizione media di Facet150 e Isodata.

### 3. La carta geomorfologica

La carta mostra gli elementi più rilevanti dell'area come conseguenza dei processi endogeni, dati dalla tettonica, ed esogeni che in questo caso sono principalmente i corsi d'acqua.

Nell'area di interesse sono state individuate forme fluviali, di versante e di dilavamento distinte in forme di erosione e di accumulo; elementi geologico-strutturali; forme carsiche e antropiche. Le prime quattro verranno descritte di seguito mentre per quanto riguarda quelle antropiche sono state indicate solo le cave, e per quelle carsiche le grotte.

#### 3.1 Forme fluviali e di versante

Le forme di erosione sono date dagli orli di scarpata di erosione fluviale si individuano al margine dell'alveo attivo del Piave e si presentano con un'altezza iniziale maggiore di 10 m che diminuisce fino a un minimo di circa 5 m (vedi *Ill. 10*) indicando che sono convergenti.

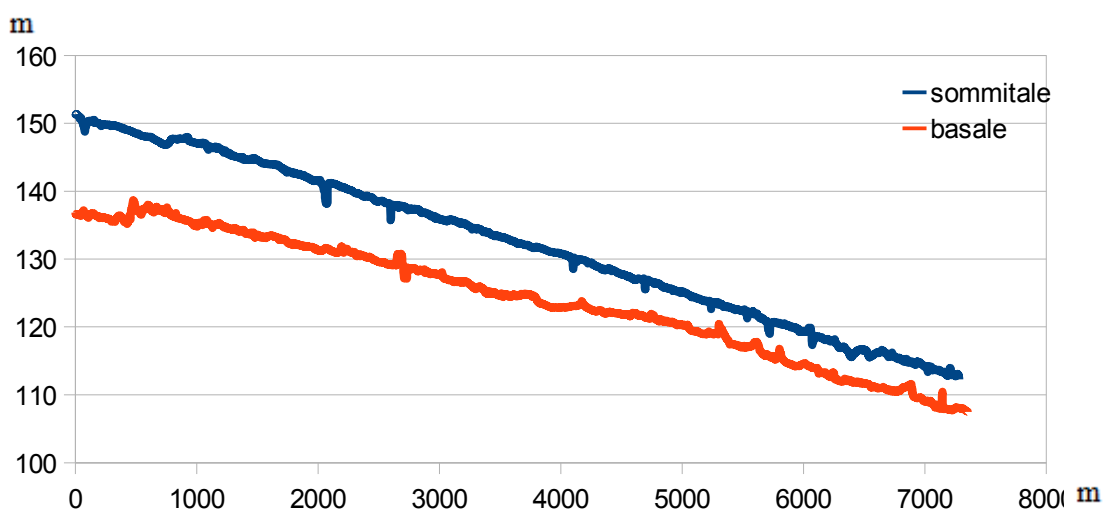
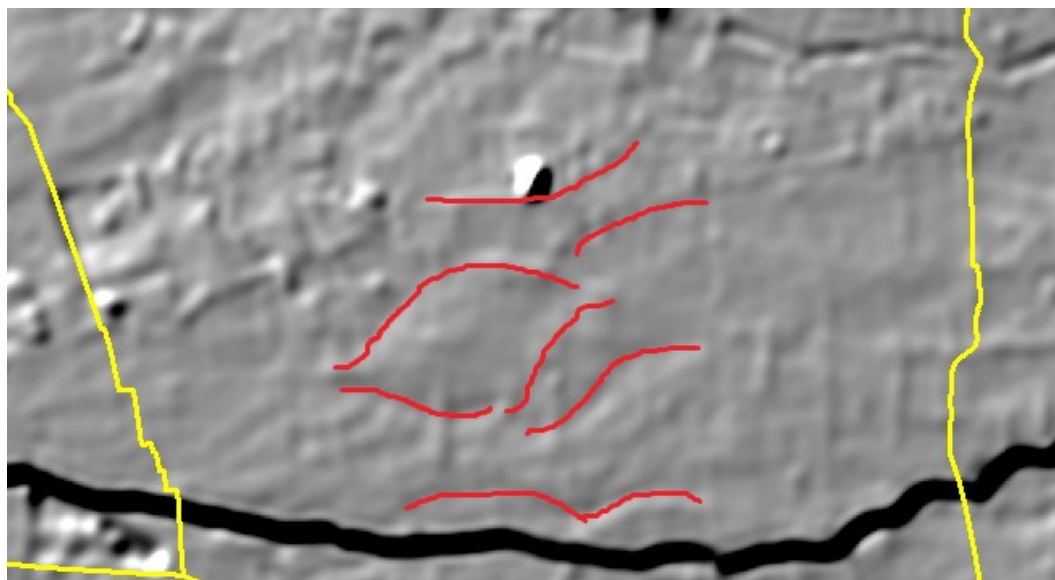


Illustrazione 10: confronto tra profilo sommitale e basale dell'orlo di scarpata della sinistra Piave.

La presenza di orli di scarpata indica che il fiume ha formato un terrazzo ossia un ripiano sub-orizzontale orlato da una scarpata verticale o sub-verticale, la superficie del terrazzo corrisponde ad un'antica pianura alluvionale incisa in una fase in cui l'erosione ha prevalso. Nel caso del Piave questo è avvenuto dopo la forte sedimentazione legata all'intenso regime pluviometrico postglaciale, facendo sì che il corso d'acqua cominciasse ad approfondirsi incidendo i sedimenti antichi e impostandosi lungo la direttrice attuale.

Le forme di accumulo comprendono i paleovalvei e i paleovalvei recenti, i conoidi e i dossi fluviali.

La paleoidrografia indica antichi corsi d'acqua ora abbandonati che sono riconoscibili nel lumeggiamento dove appaiono delle linee più o meno sinuose che ricordano un alveo braided (vedi *III.11*). Sono state tutte individuate nella pianura alluvionale del Piave prevalentemente nella parte sudorientale, anche nella porzione a nordovest si intravede qualche paleovalveo ma essendo mal definito si è scelto di non indicarlo in carta.



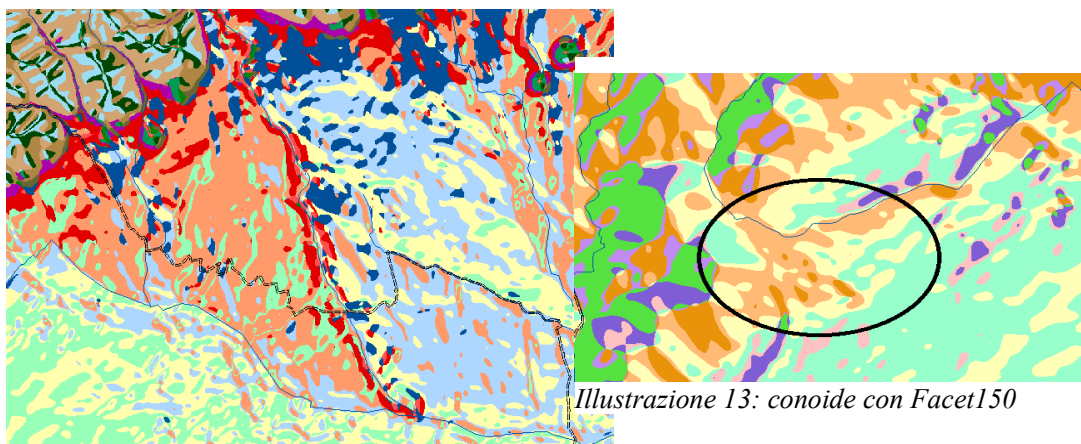
*Illustrazione 11: paleovalvei in ArcMap con LUX150*



Confrontando la carta del Venzo con quelle recenti e il DEM si nota come l'alveo del Piave cambi frequentemente e pertanto al suo interno si possono individuare forme recenti o ancora attive come le paleoidrografie recenti nell'alveo inattivo e isole fluviali vegetate in quello attivo.

Secondo Leopold et al. (1964) le isole fluviali si formano per deposizione di materiale grossolano al centro del canale a causa della diminuzione dell'energia del corso d'acqua. Questo comporta una divisione del flusso che porta ad un accrescimento della barra e all'erosione laterale del letto fluviale, quindi si allarga il letto e diminuisce la profondità. Col tempo il numero delle barre aumenta sempre più e così anche le vie di deflusso, e questo porta all'emersione delle isole fluviali che con il passare del tempo solitamente vengono colonizzate dalla vegetazione.

Il conoide di deiezione è una forma di deposito fluviale che si imposta nella zona pedemontana dove la pendenza diminuisce bruscamente e il corso d'acqua perde gran parte dell'energia; in seguito, con la sua ulteriore decrescita, evolve nella pianura alluvionale (e poi in quella costiera e deltizia). I conoidi si formano per la deposizione di materiali ciottolosi e sabbiosi, e sono caratterizzati da una forma a ventaglio (vedi *Ill.12 e 13*) in cui la granulometria diminuisce dall'apice (punto più alto e stretto) alla zona distale. La forma può essere asimmetrica per la presenza di un flusso d'acqua più importante o di ostacoli preesistenti (vedi *Ill.12*).

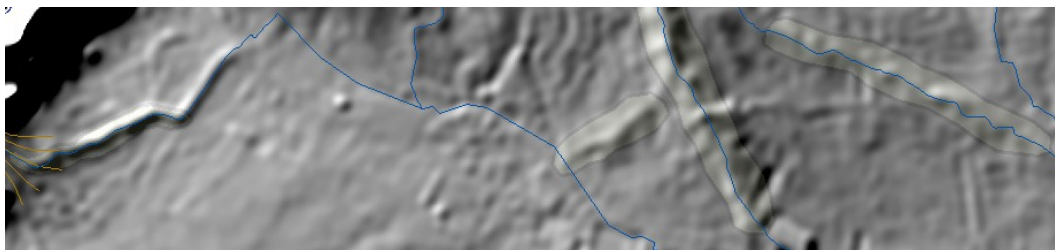


*Illustrazione 12: conoide con Isodata150*

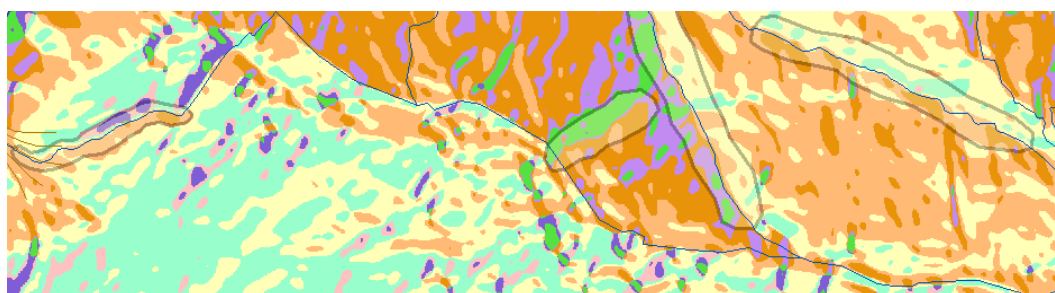
*Illustrazione 13: conoide con Facet150*

Il dosso fluviale è una forma data da due fasce di terreno più elevato disposte longitudinalmente rispetto al corso d'acqua con il fianco più ripido dal lato del letto fluviale. Si forma in seguito a una serie di aventi di piena, durante i quali il corso d'acqua fuoriesce dal letto e inonda la pianura aumentando così l'area del flusso con la conseguente diminuzione della sua velocità. Questo porta alla deposizione dei materiali in sospensione, con la granulometria che diminuisce andando dalle sponde del corso d'acqua alla piana alluvionale.

Nell'area in questione sono stati individuati in prossimità del torrente Rosper e Raboso e del rio La Dolsa, grazie all'utilizzo del Lumeggiamento150 che ne ha messo in risalto la quota maggiore rispetto alla pianura (vedi *Ill. 14*). Per definirne la dimensione è stato utilizzato anche il Facet150 che ha reso più distinguibili i due versanti dei dossi rispetto alla parte pianeggiante (vedi *Ill. 15*).



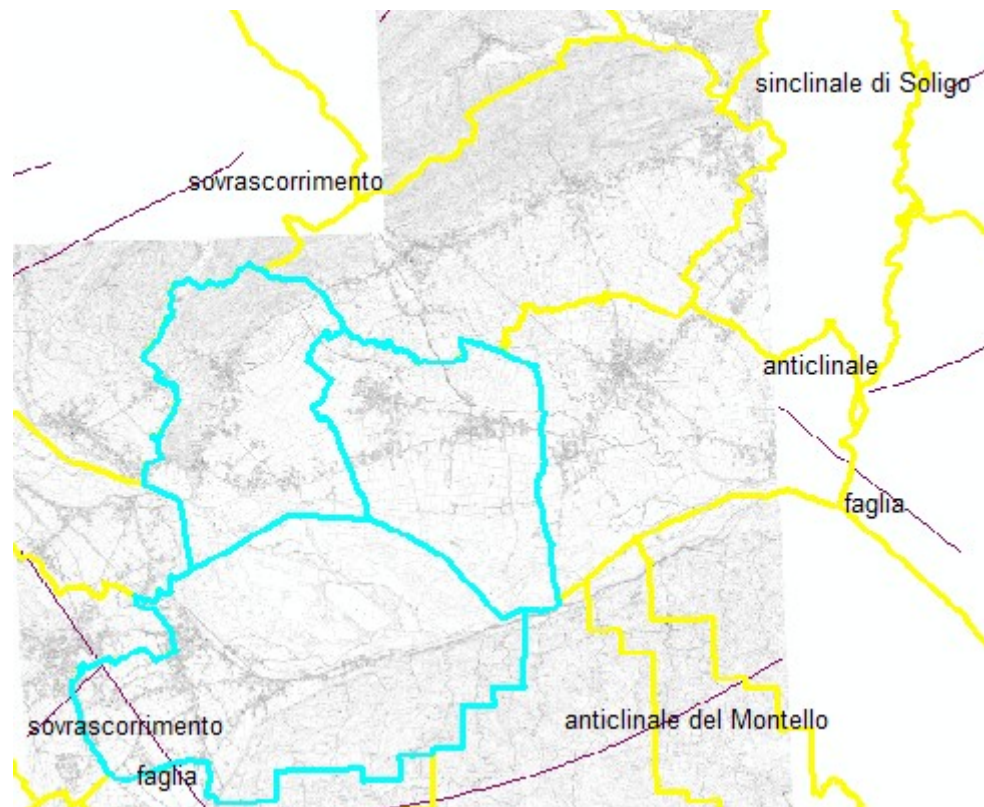
*Illustrazione 14: dossi fluviali in rilievo con Lux150*



*Illustrazione 15: dossi fluviali distinguibili per i colori diversi grazie a Facet 150*

### ***3.2 Elementi geologico-strutturali***

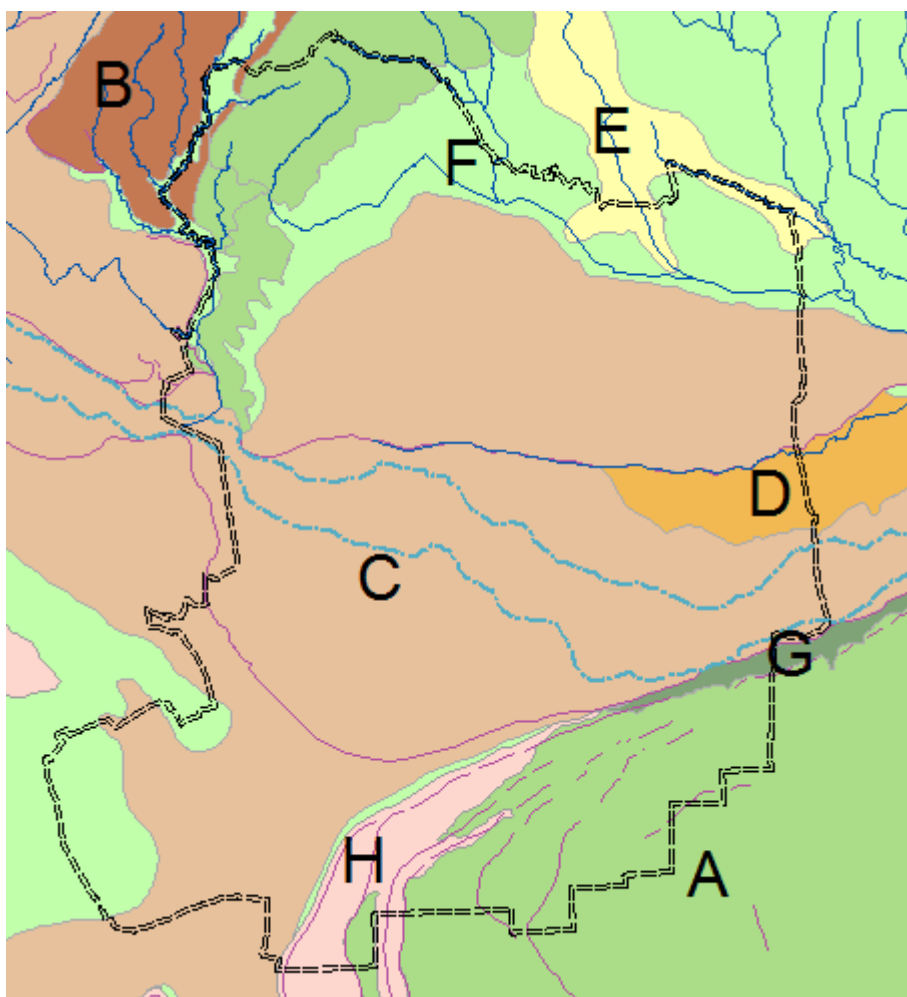
Nell'area di studio non compaiono elementi tettonici rilevanti, infatti non sono presenti caratteristiche geomorfologiche che indichino la presenza di neotettonica. Nell'intorno invece sono presenti diversi elementi che testimoniano la storia della regione: una serie di anticlinali e sinclinali e alcune faglie (vedi *Ill. 16*).



*Illustrazione 16: principali strutture tettoniche della zona*

Dal punto di vista strutturale la fascia collinare con il Montello è compresa in una serie di strutture coeve e collegate che coinvolgono tutta l'area pedemontana del Veneto Orientale: una brachianticlinale (cioè una piega anticlinale che si chiude lateralmente), con asse circa corrispondente a quello del rilievo quindi WSW-ESE.

Le litologie presenti sono state ricavate da carte edite e inedite (Venzo e carta geomorfologica della Provincia di Treviso) e dai dati presenti sul sito della Regione Veneto (*shapefile* della litologia di Crocetta del Montello, Moriago della Battaglia e Vidor): nelle zone collinari è presente il conglomerato del Montello con più o meno prevalenza di sabbie, argille e arenarie terziarie, mentre la maggior parte dell'area è caratterizzata dai depositi quaternari (vedi *Ill. 17*).

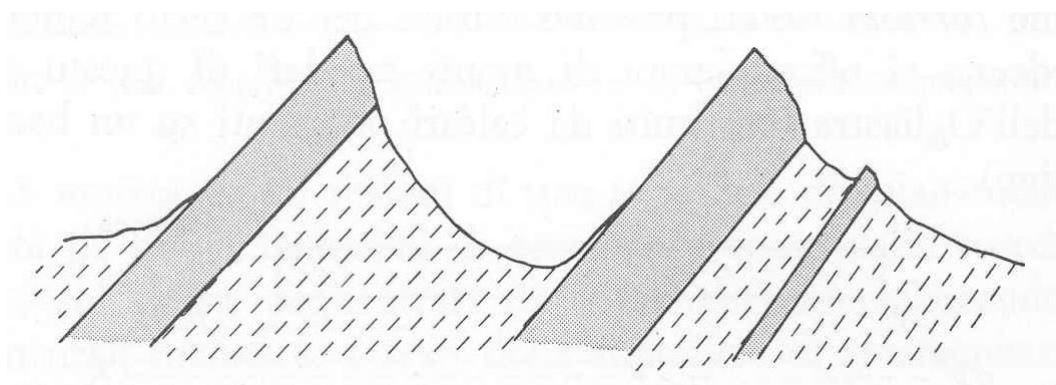


*Illustrazione 17: litologie e tessiture: A) Conglomerato prevalente; B) prevalenti arenarie e marne ; C) ghiaia; D) sabbia ghiaiosa; E) sabbia; F) limo; G) argilla; H) argilla d'alterazione.*

Il Conglomerato del Montello che fa parte della Molassa delle Alpi Meridionali, cioè del sistema di depositi sedimentari, al letto marini e successivamente continentali, accumulati nel bacino di avanfossa adiacente alla catena in via di

disfacimento erosivo a causa del progressivo sollevamento. La giacitura degli strati è suborizzontale oppure presenta una leggera inclinazione (5-10°) verso nord o nordovest secondo la struttura a debole anticlinale del colle.

Sono presenti intercalazioni di arenaria più o meno marnosa e siltiti che sono più facilmente erodibili del conglomerato. Per queste caratteristiche nella zona collinare si individuano degli *hogback* ossia dei rilievi monoclinali formati da creste nette, che corrispondono ai livelli più resistenti, e valli legate ai litotipi più teneri (vedi *Ill. 18*).



*Illustrazione 18: rilievo monoclinale tipo Hogback*

Le aree pianeggianti sono caratterizzate da depositi alluvionali con granulometrie prevalentemente grossolane (ghiaie con più o meno sabbie) che prevalgono anche nell'alveo del Piave. Questa caratteristica era già stata individuata e cartografata da Venzo nel 1977 che aveva descritto la porzione di pianura alluvionale del Piave come "terrazzo ghiaioso".

Inoltre aveva individuato l'"alluvium medio recente" in prossimità dei terrazzi del Piave, delle aree limitrofe alle colline e in corrispondenza del conoide maggiore. Queste ultime due zone anche in questo lavoro sono state distinte in quanto presentano una prevalenza rispettivamente di argille e sabbie confermando ulteriormente la presenza di un grosso conoide e dei dossi fluviali. Infatti in prossimità di queste forme prevalgono materiali di granulometria maggiore che allontanandosi diminuisce gradualmente fino ad avere la prevalenza del limo che riesce ad essere trasportato più lontano durante gli eventi di piena.

## Conclusioni

Lo scopo della tesi era studiare la morfologia del Quartier del Piave attraverso l'impiego di analisi GIS su dati altimetrici digitali (LIDAR). È stata così ottenuta una carta geomorfologica dove molte delle forme e dei depositi sono stati meglio precisati nei loro limiti areali, rispetto ai rilievi disponibili, e dove sono stati riportati nuovi elementi che ancora non erano stati identificati e cartografati.

Rispetto al rilevamento geomorfologico in aree montane o pedemontane, quello in pianura, è reso più arduo dalla scarsa espressione del rilievo che richiede pertanto l'impiego di metodi e tecnologie dedicate. Per questa ragione si è rivelato fondamentale l'utilizzo dei DEM e DTM per la redazione della carta, infatti anche rispetto ad altre indagini relativamente recenti condotte in aree di pianura con tecniche tradizionali, l'impiego del GIS applicato al LIDAR ha permesso di conseguire significativi progressi.

Infatti mediante l'elaborazione del DTM sono state ottenute delle immagini (Facet, Isodata e lumeggiamento) che sono state analizzate potendo così definire molto in dettaglio le forme presenti nell'area come conoidi, dossi fluviali ecc. che in precedenza erano stati individuati solo in maniera approssimativa. Questi strumenti sono quindi fondamentali per isolare le forme e definirne i limiti areali specialmente in aree pianeggianti o molto antropizzate, infatti oltre a garantire un maggior dettaglio permettono di individuare forme nuove che con la fotointerpretazione e il rilevamento di campagna non sempre risultano distinguibili. Questo è evidente confrontando i risultati da me ottenuti con le carte edite e inedite dove non era stato possibile definire in maniera precisa specialmente l'estensione areale dei conoidi, o l'andamento braided dei paleoalvei, o ancora i dossi fluviali.

Naturalmente il rilievo indiretto costituisce un supporto fondamentale agli studi di pianura che non possono tuttavia prescindere dalle indagini di campo e di laboratorio, che concorrono a formare un quadro approfondito della morfologia.

## Bibliografia

- BAVEC M., TULACZYK S. M., MAHAN S.A AND STOCK G.M (2004) - Late Quaternary glaciation of the Upper Soca River Region Southern Julian Alps, NW Slovenia.
- BENEDETTI L., TAPPONNIER P., KING G.C.P., MEYER B. E MANIGHETTI I. (2000) – Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, Northern Italy.
- BONDESAN A., CARTON A., FONTANA A., MENEGHEL M., MIOLA A., MOZZI P., PRIMON S., SURIAN N. (2009) - Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River sistem (northeastern Italy) since teh Last Glacial Maximum.
- BONDESAN A., MENEGHEL M., BUSONI S., LEVORATO C. (in stampa) – Carta geomorfologica della Provincia di Treviso alla scala 1:50.000.
- CASTIGLIONI G.B., BIANCOTTI A., BONDESAN M., CORTEMIGLIA G.C., ELMI C., FAVERO V., GASPERI G., MARCHETTI G., OROMBELLI G., PELLEGRINI G.B., TELLINI C. (1999) - Geomorphological map of the Po plain, Italy. At the scale 1:250.000.
- CASTIGLIONI G. B. E PELLEGRINI G.B. (2001) – Note illustrative della carta geomorfologica della pianura padana".
- CICCACCI S. (2010) – Le forme del rilievo.
- COMEL A., NASSIMBENI P. E NAZZI P. (1982) – Carta pedologica della pianura friulana e del connesso anfiteatro morenico del Tagliamento.
- CREMASCHI M. E MARCHETTI M. (1995) – Changes in fluvial dynamics in the Central Po plain (Italy) between Lateglacial and Early Holocene.
- FERRARESE F., SAURO U. - La geomorfologia del Montello da:  
CASTIGLIONI B. - Montello (2005).
- FONTANA A. (2006) – Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche.

LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G. AND MILLER J. B. (1964) – Fluvial processes in geomorphology.

MARCHETTI M. (1990) – Cambiamenti idrogeologici nella pianura padana centrale a nord del fiume Po.

MARCHETTI M. (2001) – Forme e depositi fluviali, fluvioglaciali, lacustri.

PELLEGRINI G.B., ALBANESE D., BERTOLDI R., E SURIAN N. (2005) – La deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali.

PELLEGRINI G.B., SURIAN N. E ALBANESE D. (2006) – Landslide activity in response to alpine deglaciation: the case of Belluno Prealpsn (Italy).

VENTURINI C. (2003) – Un viaggio nel tempo tra cause ed effetti. Glaciers l'età dei ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni.

VENZO S., CARRARO F. E PETRUCCI F. (1977) - I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa Valle del Piave da Quero al Montello e del Paleopieve nella Valle del Soligo. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova.

ZAMPIERI D. - Elementi di geologia da: CASTIGLIONI B. - Montello (2005).

**Siti internet:**

[www.comune.crocetta.tv.it](http://www.comune.crocetta.tv.it)

[www.comune.moriago.tv.it/prg/](http://www.comune.moriago.tv.it/prg/)

[www.comune.vidor.tv.it](http://www.comune.vidor.tv.it)

[www.regione.veneto.it](http://www.regione.veneto.it)