



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**RILIEVI TOPOGRAFICI CON GPS
DIFFERENZIALE DEI MEGAFAN DEL FIUME
PIAVE (TREVISO): EVIDENZE DI SCARPATE
MORFOTETTONICHE**

Relatore: Prof. Paolo Mozzi
Correlatore: Prof. Giulio Di Toro

Laureando: Matteo Miolo

ANNO ACCADEMICO 2013 / 2014

Indice

Abstract	pag. 5
Riassunto	pag. 7
1. Introduzione	pag. 9
2. Inquadramento geologico	pag. 11
2.1 Evoluzione tettonica del Sudalpino	pag. 12
2.2 Principali lineamenti tettonici dell'area di studio	pag. 15
2.3 Successioni stratigrafiche	pag. 17
2.4 I suoli	pag. 20
2.5 I megafan di Nervesa e Montebelluna	pag. 22
2.6 Evoluzione geomorfologica	pag. 23
2.7 Evidenze di sismicità nell'area	pag. 26
3. Metodi	pag. 28
3.1 Microrilievo e il DTM	pag. 28
3.2 GPS differenziale - Nozioni chiave	pag. 29
3.3 Acquisizione profili D-GPS	pag. 33
3.4 Costruzione profili altimetrici da DTM	pag. 34
3.5 Costruzione carta geomorfologica e della paleoidrografia	pag. 35
4. Risultati	pag. 37
4.1 Carta geomorfologica e della paleoidrografia	pag. 37
4.2 Descrizione dei profili topografici D-GPS	pag. 38
4.2.1 Area Montebelluna	pag. 38

4.2.2 Area Villorba-Povegliano	pag. 47
5. Discussione	pag. 61
5.1 Area Montebelluna	pag. 61
5.2 Area Villorba-Povegliano	pag. 64
6. Conclusioni	pag. 75
Bibliografia	pag. 76
Ringraziamenti	pag. 80

Allegato 1: Schema geomorfologico dell'area di studio

Allegato 2: Carta dei paleoalvei nell'area di Visnadello-Villorba
(megafan di Nervesa)

Abstract

The eastern sector of the Southern Alps is affected by one earthquake with moment magnitude (M_w) greater than 6.0 approximately every 200-300 years and probably associated to south-verging thrusts (M_w 6.5 earthquake in Friuli, 1976). These earthquakes are caused by the convergence of about 2 mm per year between the Adriatic and European plates. West to the Friuli region, the rate of convergence decreases to 1-2 mm per year, but it is not clear if most of the strain is released by seismic ruptures or by aseismic creep. In particular north of the town of Treviso, a series of thrust faults involves the crustal basement and the sedimentary covers: proceeding from north to south, these include, the Bassano-Vittorio Veneto, the Montello and the Sacile thrusts. In particular, the morphologic evidence of the activity of the Montello thrust is the structural high of the Montello hill, interpreted as a thrust ramp anticline; instead, the Sacile thrust is buried beneath alluvial deposits. The seismogenic potential of the two thrust remains unknown.

The thesis is focused on the Montello area between the towns of Montebelluna and Villorba. The aims of the research are (i) to confirm the presence or absence of slope breaks in the Piave megafans, as proposed from the analysis of a low-resolution microrelief (Mozzi, 2005), and (ii) to determine the fluvial vs. tectonic origin of these scarps.

The field survey was performed with a Differential GPS (D-GPS) over 7 transects with approximately north-south direction of 300 to 3200 m in length each. The transects were sub-parallel to the axes of Montebelluna and Nervesa megafans associated to the activity of the Piave river. The new D-GPS data were added to those obtained in previous studies (e.g., Sambugaro's thesis, 2011) and were compared with the DTM (digital terrain model). The thesis includes two original maps: the first presents the main geomorphological features (e.g., the Montebelluna and Caerano Megafans and their respective lobes, the colluvium deposits, the Camalò Unit, the scarps and the D-GPS profile's trace); the second map describes the paleohydrography of the Villorba and Visnadello areas. The field survey evidenced the presence of three main breaks in the regular slope (0.3° - 0.7°) of the two megafans. The slope breaks trend approximately east-west and were referred here as the Montebelluna, the Villorba and the Camalò scarps. The Montebelluna

scarp cuts the north-western apex of Montebelluna megafan, has a vertical height drop of ~9 m, an average inclination of 0.93° over a width of ~800 m, and a length along strike estimated in 1,8 km. The Villorba scarp cuts the western sector of the Nervesa megafan, has vertical height drop of ~3 m, an average inclination of $\sim 1.13^\circ$ over a width of ~150 m, and a length along strike estimated in 1 km. The Camalò scarp cuts the eastern portion of the Montebelluna megafan, has a vertical height drop of ~13 m, an average inclination of $\sim 1^\circ$ over a width of ~1000 m and a length along strike estimated in 2.5 km. The Camalò scarp bends, in the western sector, to the NNW towards the (inferred) buried Montello thrust. The portion of the Montebelluna megafan interested by this differential uplift is indicated as the Camalò unit.

The three scarps are interpreted as being tectonic in origin because they are approximately orthogonal to the axis of the Montebelluna and Nervesa megafans: such geometry cannot be explained by a fluvial-controlled morphological evolution. In particular, the Montebelluna scarp is interpreted as the topographic expression of the uplift of the hanging-wall associated to the activity of the Montello thrust. Instead, the Camalò and Villorba scarps are interpreted as associated to the uplift of the hanging wall of the Sacile thrust.

Given the potential seismic hazard and risk in the Montello and Treviso areas, the analysis of the original D-GPS data presented here should be supported by further in-depth geophysical survey and/or trenches for paleoseismological investigation, in order to determine (i) the structure of the shallow deposits of the megafans and (ii) the deep geometry of the thrusts.

Riassunto

Il settore orientale del Sudalpino è interessato da un terremoto di magnitudo momento (Mw) superiore a 6,0 circa ogni 200-300 anni ed è probabilmente dovuto ai thrust sud-vergenti (Mw 6.5 terremoto del Friuli, 1976). Questi terremoti sono causati dalla convergenza di circa 2 mm l'anno tra la placca Adriatica e la placca Europea. A ovest del Friuli, il tasso di convergenza si riduce a 1-2 mm l'anno, ma non è chiaro se la maggior parte della deformazione viene rilasciata con rotture sismiche o con scorrimento asismico. In particolare a nord della città di Treviso, una serie di sovrascorrimenti interessano il basamento e le coperture sedimentarie: procedendo da nord a sud, i thrust di Bassano-Vittorio Veneto, del Montello e di Sacile. In particolare, l'evidenza morfologica dell'attività del thrust del Montello è l'alto strutturale del Montello, interpretata come un'anticlinale da rampa; invece, il thrust di Sacile è sepolto sotto i depositi alluvionali. Il potenziale sismogenetico dei due thrust è sconosciuto.

La tesi è focalizzata sulla zona del Montello tra i paesi di Montebelluna e Villorba. Gli scopi della ricerca sono: (i) confermare o meno la presenza di rotture di pendenza nei megafan, come proposto dall'analisi del microrilievo a bassa risoluzione (Mozzi, 2005) e (ii) determinare l'origine fluviale o tettonica delle scarpate.

L'indagine sul campo è stata eseguita con un GPS differenziale (D-GPS) su 7 transetti con direzione circa nord-sud con una lunghezza di 300-3200 m ciascuna. I transetti sono sub-paralleli agli assi dei megafan di Montebelluna e Nervesa i quali sono associati all'attività del fiume Piave. I nuovi dati D-GPS sono stati aggiunti a quelli ottenuti in studi precedenti (tesi di Sambugaro, 2011) e sono stati confrontati con il DTM (modello digitale del terreno). La tesi include due carte: la prima presenta le principali caratteristiche geomorfologiche (ad esempio, i megafan di Montebelluna e Caerano e i loro rispettivi lobi, i depositi colluviali, l'Unità Camalò, le scarpate e le tracce dei profili D-GPS); la seconda descrive la paleo-idrografia delle aree tra Villorba e Visnadello. L'indagine ha evidenziato la presenza di tre rotture della regolare pendenza (0.3° - 0.7°) dei due megafan. Le rotture di pendenza hanno andamento circa est-ovest e sono state denominate come scarpata di Montebelluna, di Villorba e di Camalò. La prima taglia l'apice nord-occidentale del megafan di Montebelluna, ha un'altezza verticale di ~ 9 m, una pendenza media di 0,

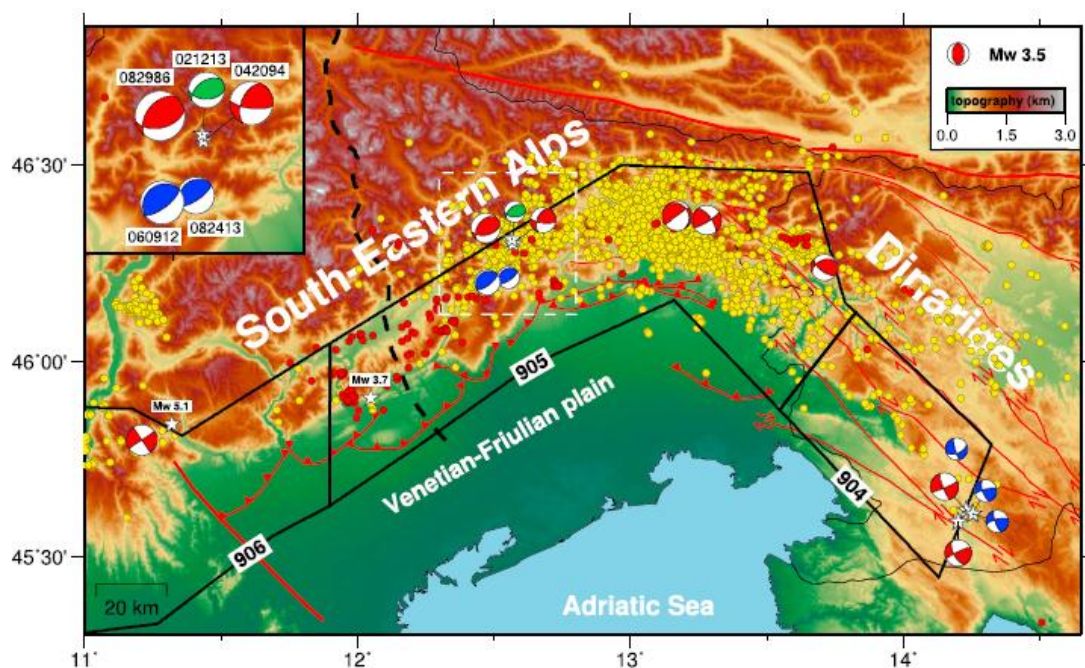
93 ° con un'estensione di circa 800 m ed una lunghezza lungo strike stimata in circa 1,8 km. La scarpata Villorba taglia il settore occidentale del megafan Nervesa, ha un'altezza verticale di ~ 3 m, una pendenza media del ~1.13° con un'estensione di ~ 150 m ed una lunghezza lungo strike stimata in circa 1 km. La scarpata di Camalò nella parte orientale del megafan di Montebelluna, ha un'altezza verticale di ~13 m, una pendenza media del ~1° con un'estensione di ~1000 m ed una lunghezza lungo strike stimata in circa 2.5 km. Questa struttura, nel settore occidentale, curva verso NNW verso il (dedotto) thrust del Montello. La porzione del megafan di Montebelluna interessata da questo sollevamento differenziale è stata denominata come unità Camalò.

Le tre scarpate sono state interpretate come di origine tettonica perché sono circa ortogonali all'asse dei megafan Montebelluna e Nervesa: tale geometria non può essere spiegata da un'evoluzione controllata dalla morfologia fluviale. In particolare, la scarpata di Montebelluna è interpretata come espressione topografica dell'uplift del blocco di tetto associata all'attività del thrust del Montello. Invece, le scarpate di Camalò e Villorba sono interpretate come associate al sollevamento del blocco di tetto del thrust di Sacile.

Dato il potenziale pericolo sismico e il rischio nell'area del Montello e Treviso, l'analisi dei dati D-GPS qui presentati devono essere supportati da studi di geofisica profonda e/o trincee per investigazioni paleosismologiche, al fine di determinare (i) la struttura superficiale dei depositi dei megafan e (ii) la geometria profonda dei thrust.

1. Introduzione

L'Italia nord-orientale è stata colpita nel passato da vari terremoti associati ai thrust sud-vergenti che si collocano nella parte meridionale delle Alpi (Danesi et al., 2014). Questo è dovuto alla convergenza, stimata di circa 1.5-2 mm/anno, tra la Microplacca Adria e la Placca Euroasiatica, parzialmente o completamente assorbita dalle Alpi Nord-Orientali, dove la litosfera Adria sottoscorre la catena Alpina (Cheloni et al., 2014).



*Figura 1: carta tettonica dei thrust frontali delle Alpi Meridionali
I pallini gialli identificano gli epicentri dei terremoti dal 1981 al 2013.
Le linee rosse identificano le strutture tettoniche.*

(Cheloni et al., 2014)

Durante il secondo millennio, si sono verificati otto episodi significativi di magnitudo momento M_w superiore a 6 in quest'area. L'evento distruttivo più recente è accaduto in Friuli nel maggio del 1976 con $M_w = 6.4$ e provocò 989 morti e oltre 100.000 sfollati.

Tuttavia, non è chiaro il potenziale sismogenetico nell'area a ovest della sequenza sismica del '76 del Friuli, e in particolare nell'alta pianura Veneta. Nei secoli scorsi, alcune città Venete hanno registrato terremoti da forti a moderati (e.g., Verona, 1117; Treviso, 778 e 1268) ma, la sorgente non è stata individuata. Inoltre, Galadini et al. (2005) suggerisce la presenza di un gap sismico lungo tutto il fronte esterno (più meridionale) dei thrust frontali della Pedemontana Veneta. Benché qui il tasso di convergenza sia leggermente inferiore a quello in atto in Friuli, il lungo periodo di quiescenza sismica (figura 1) può avere accumulato una significativa deformazione elastica. Considerando i lunghi tempi di ritorno (anche dell'ordine di diversi millenni per area con bassi tassi di deformazione) e che l'area ha un'elevata densità di popolazione e di stabilimenti industriali, lo studio delle maggiori strutture affioranti e sepolte sotto i depositi alluvionali è di notevole importanza per comprendere il potenziale sismogenetico delle faglie presenti in questa zona.

Mozzi (2005), attraverso l'analisi del microrilievo dell'alta pianura trevigiana tra Montebelluna e Villorba-Povegliano, ha rinvenuto la presenza di anomali cambiamenti di pendenza nei megafan del fiume Piave, la cui causa non può essere del tutto ricondotta a incisioni fluviali. Tenendo in considerazione l'assetto geodinamico dell'area, si è potuto ipotizzare che queste variazioni di pendenza fossero l'espressione superficiale dei thrust frontali delle Alpi Meridionali (faglia di Aviano (o del Montello) e faglia di Sacile).

In questa tesi, queste strutture descritte da Mozzi (2005) sono state misurate sul terreno mediante rilievi con GPS Differenziale (D-GPS) per ottenere profili topografici ad altissima risoluzione (centimetrici). Questi dati sono stati quindi integrati con rilievi topografici ad alta risoluzione di aree limitrofe ottenuti sempre con D-GPS (Sambugaro, 2011) e poi confrontati con quelli ricavati dall'analisi del modello digitale del terreno (DTM). Gli scopi di questa tesi sono (i) confermare o meno la presenza di rotture di pendenza nei megafan proposte dall'analisi del microrilievo a bassa risoluzione (Mozzi, 2005) e (ii) alla luce di questi nuovi dati, determinare l'origine fluviale o tettonica delle scarpate.

2. Inquadramento geologico e geomorfologico

L'area d'indagine si colloca nella parte più meridionale del Sudalpino, poco a sud del Montello tra gli abitati di Villorba e Visnadello a est, e Montebelluna e Caerano San Marco a ovest. Quest'area è interessata da una deformazione tuttora attiva associata all'evoluzione delle Alpi Meridionali, una delle strutture principali della catena Alpina che viene convenzionalmente limitata a nord dal Lineamento Periadriatico e a sud dai thrust a vergenza meridionale in parte sepolti sotto le alluvioni della pianura Padana e Veneto-Friulana. Da un punto di vista tettonico, le Alpi Meridionali corrispondono a un orogene distinto generato, a partire dal Miocene, dall'indentazione della placca Adria sotto la catena Alpina (Caputo et al., 2010). Una spettacolare evidenza morfologica dell'attuale attività tettonica è la collina del Montello: un'anticlinale molto aperta con piano assiale sub-verticale orientato ENE-OSO (Zampieri, 2005). È l'espressione superficiale del sollevamento e piegamento delle rocce di tetto di un faglia inversa attiva denominata faglia di Aviano (o Thrust del Montello) immergente NNO. Essa, insieme alla faglia di Sacile, è una delle faglie più esterne del Sudalpino.



Figura 2: area di studio (immagine satellitare tratta da Google Earth)

2.1 Evoluzione tettonica Sudalpino

L'area in esame è stata interessata da una compressione polifasica tra la microplacca Adria e l'Eurasia avvenuta nel Terziario. La prima ruota in senso antiorario rispetto alla placca Europea attorno a un polo di rotazione localizzato nell'Italia nord-occidentale. Questo causa un tasso di convergenza che aumenta progressivamente da ovest verso est fino a un massimo di circa 1.5-2 mm/anno tra il dominio Nord-Adriatico e le Alpi.

L'architettura attuale del Sudalpino è il risultato di una serie di eventi compressivi che possono essere riassunti in due fasi principali. La prima, corrisponde alla fase Mesoalpina (Paleocene-Oligocene) che ha originato il sistema Dinarico con sovrascorrimenti e pieghe vergenti a OSO, interpretate come fronte esterno della Catena Dinarica (e.g, Suga et al., 2011). L'evento tettonico successivo (fase Neoalpina) che portò alla formazione del Sudalpino in s.s. come una catena a pieghe e sovrascorrimenti sud-vergente, si sviluppa a partire dal Miocene e può essere riassunto in 4 fasi principali (Caputo et al., 2010):

1. Fase Insubrica
2. Fase della Valsugana
3. Fase Adriatica
4. Evento Pliocenico-Pleistocenico

La prima fase, o *Insubrica*, è probabilmente iniziata nel tardo Cattiano ma raggiunge il suo acme soprattutto nel Miocene basale. Interessa un'area molto limitata che corrisponde al settore più settentrionale delle Alpi Meridionali. Durante questa fase, il Veneto e il Friuli centrale e meridionale corrispondono a un bacino di avampaese distale caratterizzato da una monoclinale regionale inclinata verso nord-ovest di meno di 1° e riempita da depositi terrigeni e carbonatici.

La seconda fase, o *Valsugana*, ha inizio nel Serravalliano. Questo evento tettonico si localizza principalmente su di una nuova struttura: la Linea della Valsugana. È un thrust con vergenza SSE dove le rocce del basamento cristallino sono coinvolte in un importante sovrascorrimento che le mette a contatto con le rocce sedimentarie più giovani. Le tracce di fissione su apatite (Zattin et al., 2003) confermano l'esumazione durante il Tortoniano dovuto alla rapida crescita e migrazione del

Southalpine fold and thrust belt. Di conseguenza, il nuovo importante carico tettonico induce un pronunciato piegamento della litosfera Adria che diventa così un vero bacino di avanfossa caratterizzato da notevole subsidenza. Il materiale che viene accumulato in quest'area è costituito principalmente da materiale carbonatico, suggerendo che l'area sorgente era ca. in corrispondenza dell'attuale area delle Dolomiti. Con la deposizione del Conglomerato del Montello avvenuto nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, l'avanfossa è riempita completamente dai sedimenti.

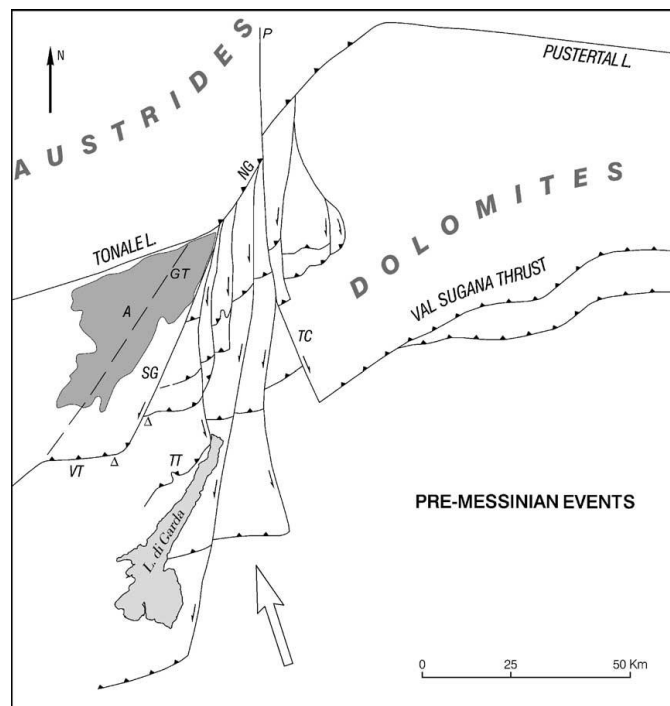


Figura 3: fase della Valsugana (Castellarin et al., 2006)

La terza fase o *Adriatica* è avvenuta nel Messiniano-Pliocene. Questo evento deformativo è caratterizzato da una compressione massima orizzontale diretta NW-SE. Il regime tettonico è di tipo compressivo e determina un complesso modello di faglie inverse rappresentato dal lineamento di Bassano-Valdobbiadene e dal thrust di Cansiglio-Maniago. Queste strutture hanno andamento ENE-WSW e sono caratterizzate a larga scala, da anticlinali generate dalla propagazione di faglie inverse.

L'ultima fase o evento Pliocenico-Pleistocenico è tuttora attivo. È caratterizzata da una compressione circa N-S che attiva e propaga nuove faglie come i thrust Thiene-Bassano, Bassano-Cornuda, Montello e Arba-Ragona e riattiva parzialmente alcune strutture come il thrust del Cansiglio e quello di Polcenigo-Maniago a causa delle variazioni laterali della geometria e del comportamento meccanico e/o della presenza di faglie trasformi. Queste strutture deformative vengono denominate in letteratura come *Frontal Thrust System*. Esse interessano l'intera successione clastica della pedemontana oltre alla pianura alluvionale e la loro recente attività viene documentata da evidenze geologiche e morfologiche come deviazioni fluviali e terrazzi fluviali sollevati e tiltati (Galadini et al., 2005, Zanferrari et al. 2008).

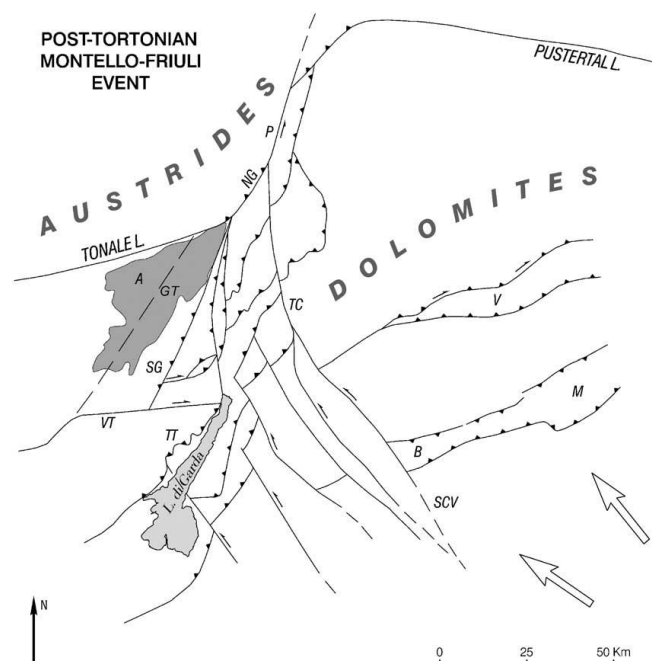


Figura 4: fase Pliocenica-Pleistocenica (Castellarin et al., 2006)

2.2 Principali lineamenti tettonici dell'area di studio

Nell'area compresa tra Treviso e il Montello sono presenti due faglie principali: il thrust del Montello (o di Aviano) e il Thrust di Sacile. Il primo è un sovrascorrimento con andamento WSW-ENE e immergente verso NNW. È una faglia a basso angolo che si estende in tutta la fascia della Pedemontana Veneta (Zanferrari et al. 1982). Il raccorciamento stimato è di circa 1 km ed è attiva dal Pliocene-Pleistocene inferiore (Zanferrari et al., 1982). Questo thrust viene riportato nelle carte geologiche come una faglia cieca che non raggiunge la superficie arrestandosi verso l'alto entro i depositi alluvionali quaternari della pianura (Zampieri, 2005).

Il thrust di Sacile è il sovrascorrimento più esterno del Sudalpino e si colloca una decina di km a sud di quello del Montello. Da alcune sezioni sismiche fatte dall'AGIP si denota che questa faglia disloca fortemente i depositi quaternari (Castaldini e Panizza 1991) e, come il thrust del Montello, non arriva in superficie arrestandosi nei depositi alluvionali del Piave. L'andamento di tale struttura trova però in disaccordo alcuni autori. Secondo Castaldini e Panizza (1991) e Zanferrari et al. (1982) questa faglia ha andamento NE-SW e si congiunge verso ovest alla faglia di Montebelluna, una faglia trascorrente (con anche importante rigetto verticale) con andamento NW-SE passante per il solco di Biadene (lunghezza circa 60 km). Secondo Galadini et al. (2005) e Burrato et al. (2008) il thrust di Sacile ha invece un andamento "arcuato" e tende a chiudersi lateralmente verso il thrust del Montello.

Negli ultimi anni si è ampiamente discusso nella comunità scientifica del potenziale sismogenetico del thrust del Montello (vedi cap. 2.7) cui è stato attribuito una magnitudo massima pari a Mw 6.7 (Galadini et al., 2005). Studi sismologici condotti con reti sismiche mobili (vedi sezione 2.7) hanno rilevato, grazie alla localizzazione di numerosi micro-terremoti, la presenza di faglie di svincolo cinematico con direzione ca. Nord-Sud in corrispondenza dei solchi di Biadene-Valdobbiadene e, anche se meno evidente, di Nervesa: queste strutture ad andamento N-S sembrano limitare la continuità laterale del thrust frontale del Montello.

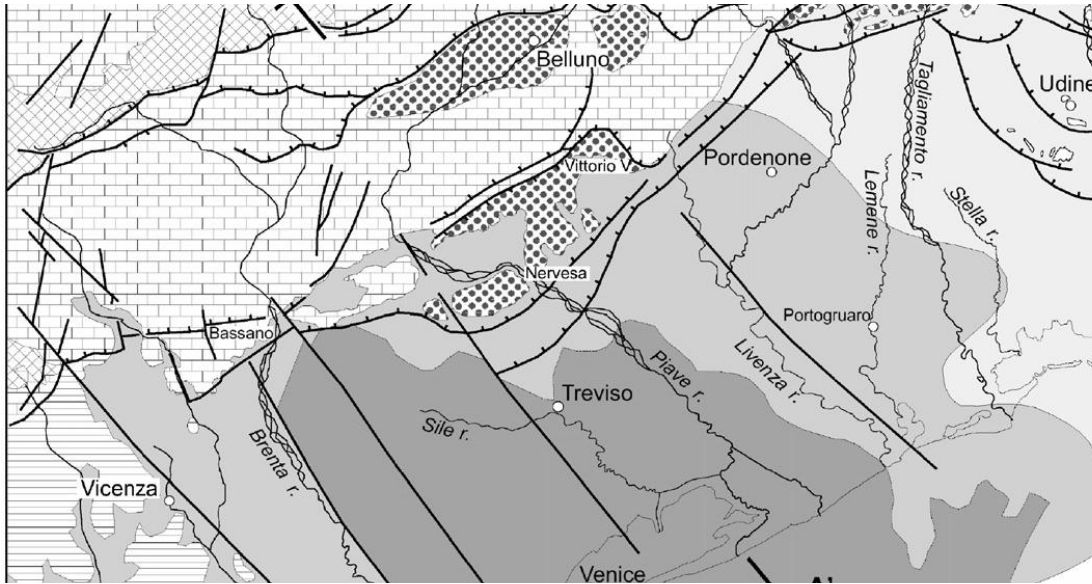


Figura 5: schema tettonico Italia Nord-Orientale (Carta geologica del Veneto 1990, da Fontana et al., 2008)

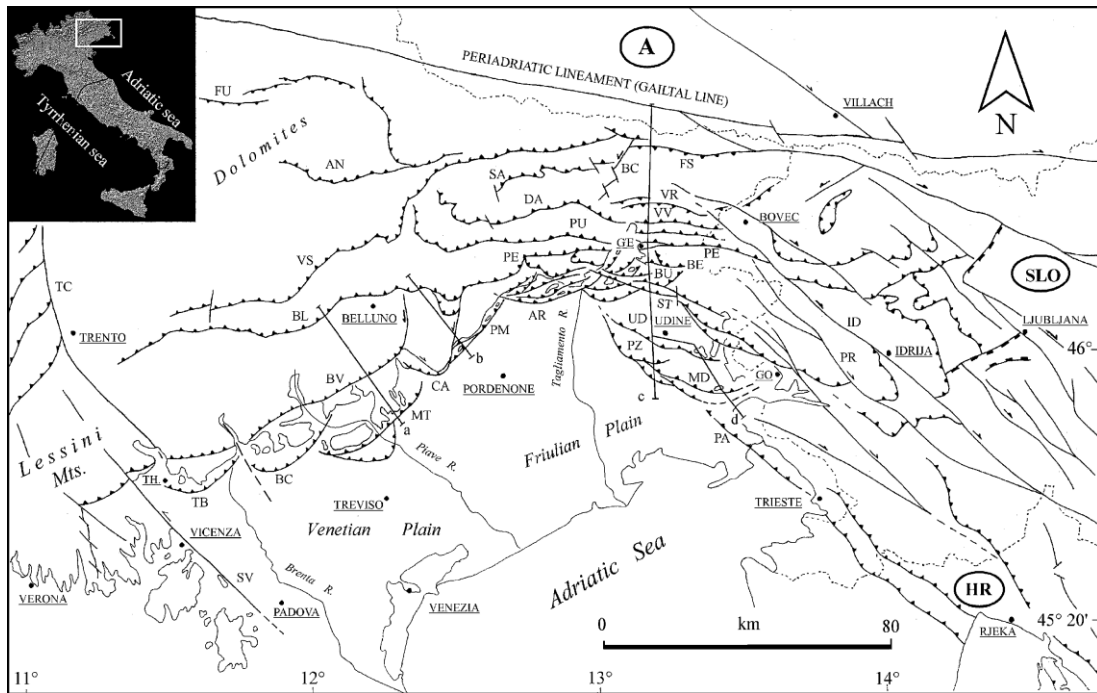


Figura 6: schema tettonico Italia Nord-Orientale (Galadini et al., 2005)

2.3 Successione stratigrafica

La pianura Veneta Centrale è una porzione del bacino Veneto-Friulano che viene convenzionalmente delimitato a nord dalla linea della Valsugana, a ovest dai Monti Lessini, a sud dal foredeep degli Appennini ed a est dalle Dinaridi (Mancin et al., 2007; Mellere et al., 2000). Rappresenta l'avanpaese con tempi differenti e con differenti direzioni tettoniche, di due catene: le Dinaridi prima, il Sudalpino poi. Durante il primo stadio dal tardo Cretaceo all'Eocene, questa regione era un sito di deposizione di flysch in un bacino con trend NW-SE probabilmente sviluppato in un contesto di tettonica Dinarica transpressiva. Dal Miocene (Serravalliano) in poi, l'area Veneto-Friulana diventò l'avanpaese del Sudalpino. L'asse cambiò direzione passando da un andamento Dinarico con trend NW-SE a un trend ENE-WSW legato allo sviluppo delle Alpi Meridionali. Nei depositi post-Tortoniani viene registrata la migrazione verso sud della catena dovuta alla tettonica compressiva avvenuta a partire dalla fase Insubrica (Mellere et al., 2000).

Per questo specifico studio, ci concentreremo solamente negli eventi deposizionali avvenuti dal Tortoniano, partendo quindi dalla deposizione del Conglomerato del Montello.

Conglomerato del Montello

Il Conglomerato del Montello ha uno spessore massimo di 1800 metri e si presenta organizzato in cicli con una tendenza all'ispessimento degli strati e all'aumento delle dimensioni dei clasti verso l'alto che indicano una generale tendenza alla regressione (Zampieri, 2005). Questa formazione, in base alle nuove datazioni palinologiche e radiometriche (Zanferrari et al., 2008), ha un'età compresa tra il Tortoniano superiore e il Messiniano inferiore. Gli affioramenti sono assenti nell'area di studio: sono presenti solamente nel Montello ma sono comunque scarsi a causa della presenza di una coltre di depositi colluviali e di suoli. Rappresenta il top roccioso su cui poggiano i depositi marini e continentali (Pliocenici, Pleistocenici e Olocenici) presenti nell'area di studio. Questa formazione può essere suddivisa in tre membri (Caputo et al., 2010):

- *MON1*: membro conglomeratico-arenaceo (Tortoniano superiore) costituito da un conglomerato ben sortito con ciottoli sub-arrotondati, fittamente stratificato, alternato da layers di arenarie giallastre e siltiti grigiastre.
- *MON2*: membro arenaceo-argillitico (Tortoniano superiore - Messiniano inferiore) caratterizzato da arenarie grigio chiare e argillite grigiastre debolmente cementate, con alcuni, ma spessi, strati di conglomerato contenenti ciottoli da arrotondati a sub-arrotondati. Il limite Tortoniano-Messiniano è posto a metà di questo membro.
- *MON3*: membro conglomeratico (Messiniano inferiore) costituito da un conglomerato poco sortito con soprattutto ciottoli carbonatici sub-angolari e sub-arrotondati, alternati da fini strati di arenaria giallastra e argillite da grigia e verdastra.

Sequenze deposizionali marine e continentali Plio-Pleistoceniche

Successivamente alla deposizione del Conglomerato del Montello, la pianura Veneta subì varie ingressioni e regressioni marine. Nel Pliocene inferiore il mare occupava tutta la pianura attuale estendendosi fino alle Prealpi, come testimoniano i lembi pliocenici affioranti di Cornuda e Bassano (Zanferrari, 1982). Nel Pliocene medio-superiore, tutta l'area era emersa e in deformazione ma poi tornò a condizioni marine nel Pleistocene inferiore dove si registrò la massima estensione del mare. In seguito, il mare regredì gradualmente verso sud per il lento avanzare dei depositi continentali (Zanferrari, 1982), con una marcata influenza dei cicli glaciali-interglaciali a partire dal Pleistocene medio.

Sequenze di piana alluvionale tardo-Pleistoceniche e Oloceniche

I depositi riferibili al Pleistocene superiore e all'Olocene sono di origine alluvionale e sono composti in gran prevalenza da materiali a granulometria eterogenea con tessitura che spazia da ghiaia (prevalente) a sabbia attribuibili all'attività sedimentaria del Piave. L'ambiente deposizionale è di tipo braided caratterizzato dalla presenza di numerosi canali intrecciati con alta mobilità laterale e da portate molto variabili e scarsa preservazione dei depositi di esondazione. Le facies deposizionali principali sono depositi di barra longitudinale e trasversale e depositi di fondo canale. Generalmente le

barre sono costituite da materiale prevalentemente ghiaioso mentre i canali abbandonati mostrano sedimenti più fini costituiti in prevalenza da sabbie fine fino a limo e argilla nella parte alta (Schiavo, 2012). Da alcuni dati si può stimare che questi depositi hanno uno spessore variabile da qualche decina di metri a ridosso del rilievo del Montello a qualche centinaio di metri nella parte più meridionale dell'area indagata (Antonelli, 1986).



Figura 7: sezione di ghiaie con canali riempiti di sabbia nel megafan di Montebelluna (Cava del Caravaggio, Busta di Montebelluna).

Depositi colluviali

I depositi colluviali sono presenti lungo i pendii del Montello e anche sulle scarpate tra i terrazzi di spianamento a est del solco di Biadene. Sono costituiti prevalentemente da sedimenti fini argillosi ed argillosi-limosi di colore rossastro con scheletro formato da ciottoli e blocchi dispersi del Conglomerato del Montello, spesso alterati e con dimensioni variabile da qualche millimetro a 15-30 centimetri (Schiavo, 2012). In base a studi eseguiti nell'area di Montebelluna (Schiavo, 2012), si è potuto verificare che possono raggiungere anche spessori di 4-5 metri. La loro origine è dovuta al trasporto in massa e/o al ruscellamento diffuso di materiali costituenti le coltri di alterazione pedogenetica lungo i pendii del Montello. Tali processi sono ancora localmente attivi soprattutto nelle aree in cui la vegetazione è scarsa o assente. È importante ricordare inoltre, che l'inizio della formazione di questi depositi è precedente all'ultimo massimo glaciale (Schiavo, 2012), ma un grande rimobilizzazione di questi materiali si è avuta al

seguito del disboscamento e messa a coltura dei pendii del Montello già dall'età del ferro e nel periodo romano.

2.4 Suoli

Sulla superficie del megafan di Montebelluna i suoli sono molto evoluti e presentano una forte differenziazione del profilo con orizzonti di accumulo di argilla illuviale ed evidente rubefazione (Garlato A. et al., 2008). In base agli studi effettuati dall'ARPAV (Garlato A et al., 2008) sono stati classificati:

- Su alta pianura Pleistocenica:
 - Su conoidi ghiaiosi e superfici terrazzate con evidenti canali intrecciati, costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie:
 - TRS1: suoli moderatamente profondi (50-100 cm), tessitura moderatamente fine con scheletro frequente, tessitura grossolana con scheletro molto abbondante.
 - SNF1: suoli moderatamente profondi (50-100 cm), tessitura da media a moderatamente fine con scheletro abbondante, tessitura grossolana con scheletro abbondante nel substrato.
 - Su depressioni interconoide con depositi limosi, sabbiosi e secondariamente ghiaiosi.
 - PD01: suoli molto profondi (>150 cm), tessitura moderatamente fine con scheletro comune.

La superficie del Megafan di Nervesa è stata formata dal Piave in epoche successive: nel pleniglaciale per la porzione occidentale e nell'Olocene nella porzione centrale e orientale (Garlato A et al., 2008). I suoli presenti nella porzione occidentale ossia nella zona interessata dal nostro studio, sono stati classificati:

- Su alta pianura pleniglaciale con suoli decarbonatati
 - su conoidi ghiaiosi con evidenti tracce di canali intrecciati, costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie
 - ROG1: da moderatamente profondi a profondi (50-150 cm), tessitura media, grossolana nel substrato, con scheletro abbondante.
 - ADE1: moderatamente profondi (50-100 cm), tessitura moderatamente grossolana, con scheletro abbondante.

- Su conoidi ghiaiosi e superfici terrazzate con evidenti canali intrecciati, costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie:
 - BID1: da profondi a molto profondi (>100 cm), tessitura media, moderatamente grossolana nel substrato, con scheletro assente in superficie e abbondante in profondità.
 - MAN1: da sottili a moderatamente profondi (25-100 cm), tessitura da moderatamente grossolana in superficie a grossolana in profondità, con scheletro abbondante in superficie e molto abbondante in profondità.

2.5 I Megafan di Nervesa e Montebelluna

L'assetto geomorfologico della pianura trevigiana è legato all'evoluzione tardo-Pleistocenica e Olocenica del fiume Piave. Questo fiume ha cambiato percorso varie volte formando corpi sedimentari molto ampi che si estendono dalla pedemontana fino alla linea di costa. Essi vengono chiamati megafan, non conoidi come nella letteratura classica in quanto quest'ultimo termine descrive bene le porzioni di alta pianura ma non definisce in modo adeguato l'intera struttura (Mozzi et al., 2003; Fontana et al., 2008). I megafan che troviamo nella Pianura Trevigiana ma anche nel resto della pianura Veneta e in quella Friulana, possono essere confrontati con quelli nell'area pede-himalayana perché presentano varie similitudini. Dal punto di vista descrittivo, sono corpi sedimentari con notevole estensione areale che mostrano una forma "a ventaglio" con limitati gradienti topografici nella bassa pianura. È presente una caratteristica selezione granulometrica dei sedimenti che passano da monte a valle da ghiaie e sabbie fino a limi e argille. Nell'area di studio sono presenti due megafan principali: quello di Montebelluna e quello di Nervesa (Mozzi, 2005).

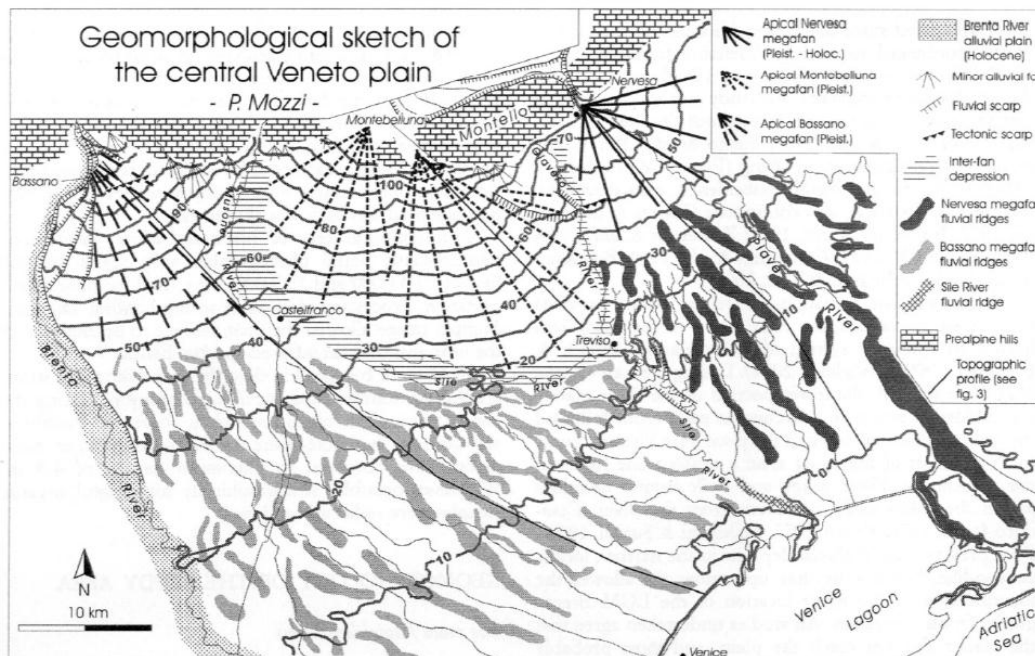


Figura 8: carta geomorfologica dell'area di studio

Il primo è compreso tra il megafan di Bassano a ovest e quello di Nervesa a est ed è limitato da due depressioni percorse dal canale Musone (a ovest) e dal canale Giavera (a est). A sud termina in una depressione orientata circa W-E dove sono presenti le sorgenti del fiume Sile. È suddiviso in due corpi minori: i lobi di Biadene e Caerano che rappresentano i due sbocchi dalla valle del paleo-Piave, rispettivamente a est e a ovest della collina di Montebelluna. Dal punto di vista puramente descrittivo questa struttura deposizionale potrebbe essere definita come un conoide in base alle sue caratteristiche. In realtà, costituisce il solo settore affiorante di un megafan la cui sezione distale è stata sepolta successivamente dai sedimenti del fiume Brenta (Bondesan et al., 2002). I depositi che affiorano in quest'area sono più antichi rispetto a quelli del megafan di Nervesa: sono precedenti al Last Glacial Maximum (pre-LGM) probabilmente del Pleistocene medio o inizio Pleistocene superiore.

Il megafan di Nervesa ha l'apice localizzato allo sbocco del Piave in pianura a Nervesa della Battaglia. La porzione apicale è composta sostanzialmente da ghiaie ma verso valle passa gradualmente prima a sabbia e poi a limo e argilla. A differenza del megafan di Montebelluna, la superficie di quello di Nervesa è in continua evoluzione dal Pleistocene superiore fino all'attuale (Mozzi, 2005), ma il principale evento formativo, in similitudine a quanto avvenuto nell'intera pianura veneto-friulana, è attribuibile al LGM (Carton et al., 2009).

2.6 Evoluzione geomorfologica

L'evoluzione della Pianura Veneta, è condizionata dalla risposta dei sistemi fluviali ai cambiamenti del clima e del livello del mare, oltre che alla tettonica nel caso particolare di studio. La morfologia attuale può essere quindi descritta in 3 fasi evolutive:

- pre-LGM (>30000 anni fa)
- LGM
- Post-LGM (ultimi 17000 anni)

Con pre-LGM viene informalmente indicato l'arco di tempo che precede l'ultimo massimo glaciale ed è caratterizzato da una alternanza di periodi glaciali. La pianura subì una notevole fase di sedimentazione soprattutto nella penultima glaciazione

(148000-135000 anni fa), che per tassi di sedimentazione e architettura deposizionale può essere confrontata con quella verificatasi durante LGM (Fontana et al., 2010). I depositi di questa fase sono affioranti solamente nel megafan di Montebelluna in quanto il fiume Piave giungeva in pianura lungo la parte occidentale del Montello attraverso il solco di Biadene e lungo la valle di Caerano. Date le notevoli dimensioni, è probabile che si sia formato durante un periodo glaciale, forse nella penultima glaciazione (Bondesan et al., 2002).



Figura 9: sbocchi vallivi del Paleo-Piave e del Piave attuale

Durante l'ultimo massimo glaciale (LGM), la Pianura Veneta subì una nuova importante evoluzione. Infatti questo periodo corrisponde all'ultima avanzata glaciale Pleistocenica, durante la quale le condizioni glaciali favorirono una notevole produzione di detriti. L'abbondante apporto di materiale favorì un rapido sviluppo sia areale sia verticale (Fontana et al., 2008; 2010). Nell'alta pianura trevigiana, il megafan di Montebelluna non era più attivo in quanto il Piave andava verso mare passando lungo il lato orientale del Montello attraverso il solco di Nervesa (Carton et al., 2009). Questo cambiamento nella direzione del fiume è probabilmente collegata all'uplift del Montello, pur non potendo escludere la presenza di complicazioni locali del reticolo idrografico legate alla cattura del Piave da parte del T. Soligo nel Quartier del Piave, sul lato nord del Montello (Mozzi, 2005). Nella bassa pianura il

megafan di Montebelluna è stato sepolto da quelli di Nervesa e del Brenta che si svilupparono in questo periodo.

Nel post-LGM, ci fu un rapido riscaldamento globale che causò la contrazione dei ghiacciai alpini. Durante il tardoglaciale però, il clima tornò varie volte a condizioni quasi-glaciali ma i ghiacciai non ebbero mai la possibilità di rioccupare le principali valli alpine (Ravazzi et al., 2007). Con il cambiamento delle condizioni climatiche, variò anche l'input di materiale che proveniva dalle Alpi Meridionali e come conseguenza la pianura Veneta subì una nuova fase evolutiva. Infatti la mancanza di sedimento, provocò una stasi dello sviluppo dei megafan e la conseguente formazione di incisioni fluviali (Fontana et al., 2008; 2010).

2.7 Evidenze di sismicità nell'area

L'area di studio dal punto di vista sismico è stata inserita nel distretto della Pedemontana Sud nello studio di Sukan & Peruzza (2011) in base alle evidenze sismologiche, agli elementi geologico-strutturali e alle informazioni relative alla cinematica attiva. Questa regione comprende parte del fronte esterno della catena del Sudalpino Orientale e si estende dall'Altopiano di Asiago fino alla zona pedemontana del margine del Cansiglio e dalla Flessura della Pedemontana fino alla fascia delle risorgive.

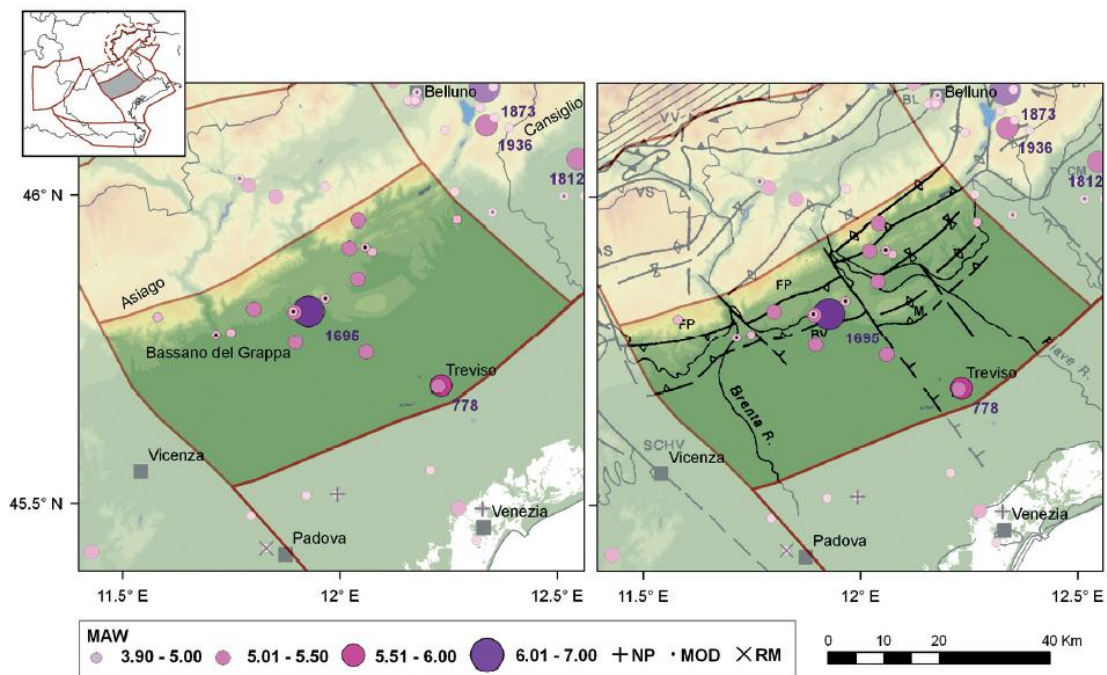


Figure 10: mappa della sismicità storica del distretto Pedemontana Sud (Sukan et al., 2011)

Il distretto della Pedemontana Sud è stato interessato nel passato da vari eventi più o meno distruttivi e che hanno superato la soglia del danno. L'evento con maggiore magnitudo (M_w stimata 6.61) risale al 1695 ed è stato localizzato nell'area Asolana. L'area coinvolta maggiormente fu molto ampia e si estendeva da Bassano del Grappa fino a Valdobbiadene. Ovviamente dato che l'evento risale a più di 300 anni fa, i soli dati che disponiamo sono fonti scritte che si basano sui danneggiamenti degli edifici dell'epoca. Un altro terremoto significativo ma più antico è avvenuto nel 778 e viene storicamente localizzato nella città di Treviso. Pure in questo caso, la scarsità delle fonti

rende praticamente impossibile ricostruire la vera posizione dell'epicentro. L'evento maggiore negli ultimi due secoli risale al 12 giugno del 1836 (M_w 5.48), localizzato nella zona di Bassano del Grappa. Altri eventi minori ebbero luogo in quest'area nel 1756, 1857, 1897 e 1919.

Dall'inizio delle misurazioni strumentali sistematiche (1977), la sismicità dell'area si presenta da bassa a moderata. In particolare nell'area del Montello si sono verificati due terremoti avvertiti dalla popolazione: l'evento del 9 ottobre del 2008 con magnitudo $M=3,3$ e quello del 23 giugno del 2010 con magnitudo $M=3,2$. Ambedue i sismi non sono stati attribuiti al thrust del Montello (Sugan et al., 2011). In base ai dati dell'archivio storico sui terremoti del distretto della Pedemontana Sud, si nota come il thrust del Montello non abbia apparentemente dato terremoti di una certa importanza negli ultimi secoli. Inoltre, la scarsa attività sismica registrata nell'area del Montello nel periodo 1980-2001 poteva essere attribuita sia a un gap sismico (assenza di terremoti) o, causa la posizione distante dall'area del Montello dei sismometri della rete sismica nazionale, ad un gap strumentale (i terremoti erano troppo piccoli per essere localizzati dai sismometri della rete nazionale). Per verificare l'esistenza o meno di un gap sismico sono stati effettuati recentemente studi sismologici ad alta risoluzione mediante impiego di reti mobili di sismometri installati per un periodo lungo fino a nove mesi nell'area del Montello-Cansiglio-Val Belluna (Anselmi et al., 2011; Serpelloni E., progetto OMBRA, comunicazione personale). Questi studi hanno rilevato la scarsa attività sismica dell'area (interpretata quindi come area soggetta a gap sismico) rispetto alle aree circostanti del Cansiglio-Fadalto e della Lessinia. Per questa ragione, se il tempo di ritorno stimato per il thrust del Montello (relazionato a una magnitudo $M_w = 6.7$ e uno *slip rate* di 1 mm/a) è di circa 700 anni (Galadini et al., 2005), l'intervallo di tempo dovrebbe aumentare notevolmente se il tasso di scivolamento su faglia incorpora una parte di *slip* asismico o lo *slip* è connesso a eventi di bassa magnitudo. Secondo Galadini et al. (2005) è molto probabile che ci sia una significativa componente asismica nel moto di questo thrust.

3. Metodi

Il lavoro che è stato realizzato per questa tesi si incentra sullo studio delle scarpate già evidenziate da Mozzi (2005) all'interno dei megafan di Nervesa e di Montebelluna attraverso l'uso del D-GPS. Questi dati sono stati inoltre integrati con parte dei rilievi D-GPS effettuati in una precedente tesi triennale (Sambugaro, 2012) e da profili ottenuti dal modello digitale del terreno (DTM).

3.1 Microrilievo e il DTM

Una parte di questo lavoro di tesi si è basata su dati ricavati dallo studio del microrilievo e del DTM (Digital Terrain Model) dell'alta pianura trevigiana. È un modello che cerca di approssimare il più possibile la superficie reale dell'intera pianura Veneta come i processi geomorfologici l'hanno delineata. È stato realizzato tra il 2006 e il 2007 dal Dipartimento di Geografia "G. Morandini" e l'Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale (ARPAV).

La metodologia utilizzata per realizzare tale opera è molto complessa e può essere brevemente descritta in sette passaggi principali:

1. disegno delle curve di livello su copia cartacea delle sezioni CTR, desunte dalle quote del piano campagna, escludendo i punti quotati che ricadono su manufatti o in aree fortemente antropizzate;
2. verifica su supporto cartaceo, con omogeneizzazione dei passaggi delle isoipse tra sezioni adiacenti;
3. digitalizzazione curve di livello;
4. controlli e verifiche a video;
5. costruzione del database finale;
6. ulteriori verifiche a video;
7. realizzazione di modelli digitali del terreno (DTM) per verifiche finali.

Tutti i dati sono stati georiferiti nel sistema nazionale Gauss Boaga fuso ovest, orientato a Monte Mario. L'equidistanza tra le isoipse varia a seconda dell'area considerata: nella zona del nostro studio è pari a 1 m.

3.2 GPS differenziale - Nozioni chiave

L'acronimo GPS sta per *Global Positioning System* ed è costituito da una costellazione di satelliti realizzata e gestita dal dipartimento della difesa degli Stati Uniti. Questo sistema è stato concepito a partire dagli anni '70 ed inizialmente è stato realizzato per un posizionamento ad alta precisione per scopi militari, in particolare per la missilistica. Successivamente però, è stato adattato anche per usi civili quali la navigazione e l'utilizzo topografico.

Il sistema GPS è formato da tre segmenti:

- Segmento spaziale
- Segmento di controllo
- Segmento di utilizzo



Figura 11: schema funzionamento GPS differenziale

Il *segmento spaziale* è costituito da 24 satelliti operativi e 3 di riserva. La costellazione permette la visibilità di almeno 4 satelliti ma molto spesso anche 6 o 8 in qualunque ora e luogo. Al loro interno sono presenti degli orologi atomici (Cesio e Rubidio), di fondamentale importanza perché devono dare la base dei tempi per il calcolo dei parametri delle equazioni descrittive dell'orbita dei satelliti. Devono inoltre fornire una scala temporale molto precisa per la determinazione dei tempi dei

segnali dai satelliti verso i ricevitori e devono generare una frequenza stabile utilizzata come base temporale di due onde radio portanti L1 e L2. Infine, i satelliti hanno il compito di ricevere e memorizzare le informazioni provenienti dal segmento di controllo.

Il *segmento di controllo* comprende 5 stazioni terrestri, poste lungo la fascia tropicale. Gli scopi sono molteplici. Impongono un riferimento temporale assoluto necessario per controllare lo stato degli orologi e calcolano le effemeridi dei satelliti (i parametri per il calcolo della loro posizione, il loro stato di salute e informazioni sugli orologi di bordo). Inoltre inviano i comandi per le correzioni d'orbita quando sono necessarie.



Figura 12: basi del segmento di controllo

Il *segmento di utilizzo* consiste in un ricevitore che cattura e decifra il segnale proveniente da ogni satellite, quindi è una strumentazione di tipo passivo. Nel caso specifico è stato utilizzato per le indagini un *Leica Viva GS15*. Tale strumento è formato da tre parti principali:

- Asta in fibra di carbonio
- Antenna ricevitrice
- Palmare

L'asta è regolabile in altezza ed è presente un supporto dove viene collocato il palmare. Le due estremità presentano da una parte una punta in ferro che serve per appoggiare lo strumento al terreno, dall'altra è presente una barra cilindrica con filetto elicoidale inciso sulla superficie dove viene avvitata l'antenna

L'antenna è un ricevitore in grado di captare e decodificare i segnali radio emessi dai satelliti e via bluetooth viene gestito dal palmare.

Il palmare è invece un'unità di controllo per gestire il rilevamento ed elaborare il segnale. Al suo interno è presente una memoria in grado di memorizzare i dati.

Sistema di riferimento

Il compito del GPS è quello di individuare la posizione dello strumento in un qualsiasi punto della superficie terrestre. Per rappresentare un punto nello spazio è indispensabile definire un sistema di riferimento. In questo caso è stato deciso di adottare una terna cartesiana ortogonale geocentrica detta WGS84. L'origine del sistema è il centro di massa della terra e il piano xy coincide con il piano equatoriale. L'asse x è definito dall'intersezione fra il piano equatoriale ed il piano contenente il meridiano di riferimento (Greenwich), mentre l'asse z coincide con la direzione dell'asse di rotazione della terra. L'asse y invece è posto ad angolo retto rispetto l'asse x, in senso antiorario completando la terna cartesiana destrorsa.

Funzionamento

I satelliti trasmettono continuamente una serie di onde alla velocità della luce la cui frequenza deriva dalla frequenza fondamentale dell'orologio atomico presente al loro interno. Questo segnale è composto da tre componenti principali (Chiorboli, 2009): due fasi portanti (L1 e L2), due codici binari (C/A su L1 e P sia su L1 sia su L2) ed un messaggio di navigazione (codice D).

Le portanti sono generate moltiplicando la frequenza fondamentale per 154 (L1) e 120 (L2) e la loro presenza permette di abbattere alcune fonti di errori come l'effetto del ritardo del segnale per la rifrazione atmosferica.

I codici binari sono una serie di impulsi con valori pari a +1 e -1. Vengono detti Pseudo Random (PR) perché, apparentemente, seguono un ordine quasi casuale. In realtà,

hanno un contenuto informativo ben preciso e modulano le portanti da cui si può ricavare il tempo di propagazione del segnale dal satellite al ricevitore

Il messaggio di navigazione invece (codice D), contiene importanti informazioni quali le effemeridi dei satelliti, ovvero i parametri per il calcolo della loro posizione, il loro stato di salute e informazioni sugli orologi di bordo.

Per calcolare la distanza satellite-ricevitore, bisogna innanzitutto ricavare il tempo in modo indiretto attraverso due modalità differenti (Chiorboli, 2009):

- La prima è detta misura di codice e consiste nel determinare il tempo di andata e ritorno del segnale utilizzando la componente del segnale C/A o P.
- La seconda viene denominata misura di fase e consiste nel determinare lo sfasamento accumulato dal segnale nel percorso fra satellite e ricevitore utilizzando la portante del segnale (L1 e L2).

Infine per ottenere la distanza, è necessario moltiplicare il tempo ottenuto per la velocità della luce che è la velocità con cui viaggia il segnale.

Una volta ricavata la distanza satellite-ricevitore non si può ancora determinare la posizione di un punto perché con un solo satellite non è possibile stabilirne l'ubicazione. C'è bisogno di almeno quattro satelliti perché bisogna ricavare 3 incognite in funzione del tempo (coordinate ellissoidiche):

- Latitudine
- Longitudine
- Quota

Questo problema può essere risolto attraverso la trilaterazione che sta alla base del funzionamento del GPS. Questa tecnica si basa sulla misura della distanza dal ricevitore ai 4 satelliti contemporaneamente. Infatti una volta note a un dato istante le coordinate (x,y,z) di quattro satelliti, le quattro distanze ricevitori-satelliti possono considerarsi i raggi di altrettante quattro sfere. L'intersezione tra di esse identifica la posizione del nostro punto.

Errori

La precisione delle misure effettuate con il GPS sono contraddistinte da errori strumentali. Le cause principali sono:

- errore dell'orologio del ricevitore rispetto al tempo GPS
- errore dell'orologio del satellite rispetto al tempo GPS
- errori di misurazione della distanza a causa dei ritardi atmosferici (troposfera, ionosfera)
- errori sulle effemeridi
- percorsi multipli delle onde del segnale

Il GPS differenziale

L'utilizzazione di un apparato strumentale come il GPS differenziale si discosta parecchio dalla normale strumentazione in commercio in termini di precisione sulla posizione di un dato punto. Questo è dovuto principalmente al fatto che gli errori possono essere ridotti utilizzando appunto la tecnica differenziale che usa due o più ricevitori che simultaneamente tracciano lo stesso satellite. Nel seguente lavoro di tesi, è stato utilizzato il metodo RTK (real time kinematic: riceve correzioni in tempo reale). Per questo motivo, la strumentazione oltre alle parti già citate all'inizio di questo capitolo, presenta anche un modem integrato indispensabile per inviare a un ricevitore fisso (connessi tra di loro attraverso la rete) la posizione in formato NMEA (National Marine Electronics Association) ed acquisire la correzione dalla rete in formato RTCM (Radio Technical Commission for Maritime Services) (NMEA, RTCM: sono dei formati standard uniformemente accettati). Con questa tecnica, la precisione si aggira attorno ai 1-5 centimetri.

3.3 Acquisizione profili D-GPS

La prima parte del lavoro è stata svolta a tavolino per decidere quali fossero le aree tra Villorba e Montebelluna che dovevano essere integrate dal rilievo GPS in base ai lavori che erano già stati effettuati negli anni scorsi nell'area in esame (Sambugaro, 2011).

Utilizzando il microrilievo (per capire dove ci fossero delle anomalie sulla distanza delle isoipse) e le foto satellitari, sono stati scelti 7 profili perpendicolarmente alle scarpate che potevano quindi completare il dato già in nostro possesso. Tre di questi sono stati individuati nei pressi di Villorba, uno nei pressi di Povegliano e Camalò e tre tra gli abitati di Montebelluna e Caerano San Marco. La difficoltà principale in questa prima fase è stata cercare aree libere senza edifici e con una certa continuità longitudinale, perché l'alta pianura trevigiana è molto urbanizzata e industrializzata.

Il passo successivo è stato quello di acquisire i 7 profili (con passo di campionamento compreso tra 5 e 10 metri) utilizzando il GPS differenziale, un sistema di posizionamento che consente di calcolare la posizione della stazione ricevente (cioè il D-GPS in uso) in modo molto preciso. Questo lavoro è stato svolto in alcune giornate nei mesi di dicembre 2013 e marzo 2014. La scelta del periodo invernale è stata fatta per una questione tecnica ben precisa. Il segnale che riceve il GPS infatti, è nettamente migliore durante questo periodo perché la copertura vegetale è quasi assente e quindi non viene schermato.

Una volta completato il lavoro in campagna, è stata effettuata l'elaborazione informatica. Tutti i dati raccolti sono stati scaricati sul computer e sono stati creati degli shape file in modo tale da essere utilizzati su GIS (un sistema informatico per la gestione, l'analisi e la visualizzazione di dati georeferenziati). Attraverso questo programma, è stato quindi possibile visualizzare tali profili utilizzando come supporto le foto aeree (e satellitari) dell'area opportunamente georeferenziate. Utilizzando la funzione *point profile* di GIS sono stati costruiti dei profili 2D (coordinate (x,z)) che permettono di individuare eventuali variazioni di pendenza che saranno utili per identificare la presenza di tali scarpate. Successivamente, sono stati salvati in formato excel per una più facile elaborazione.

3.4 Costruzione profili altimetrici da DTM

Il modello digitale del terreno, come pure il microrilievo, è stato gestito con l'uso di Arc-Gis. In particolare, per la costruzione dei profili, (partendo dal DTM) si è utilizzata la funzione "*interpolate line*" nel 3D analyst che crea una linea lungo la quale verrà realizzato il profilo. Successivamente, attraverso la funzione "*profile graph*", apparirà il

grafico con la distanza sull'asse delle x e la quota sull'asse delle y. Con questo semplice metodo, si possono creare innumerevoli profili altimetrici anche di notevole distanza. In seguito, come nel caso dei profili D-GPS, i dati ottenuti si sono esportati in formato Excel.

3.5 Costruzione della carta geomorfologica e della paleoidrografia

Questa parte del lavoro di tesi è stata svolta seguendo vari passaggi che verranno descritti qui di seguito. Innanzitutto, si è cercata una base aerofotografica dell'area in esame che avesse come requisito fondamentale la più nitida visione dei paleoalvei. La ricerca è stata effettuata consultando le immagini su Google Earth, Flash Earth e nel catalogo on-line di Arc-Gis. Alla fine, si è convenuto utilizzare quest'ultime perché erano le migliori per lo scopo del nostro lavoro (Figura 13). Le foto sono state acquisite già georeferenziate secondo la proiezione di Gauss-Boaga, con orientamento a Monte Mario (Roma) per essere gestite in Arc-Gis.

Si sono così potute tracciare le principali strutture geomorfologiche presenti nell'area di studio (Allegato 1 alla tesi):

- Megafan di Montebelluna con i lobi di Biadene e Caerano
- Megafan di Nervesa
- Depositi colluviali
- Alto morfologico di Camalò (denominato sinteticamente unità di Camalò)
- Scarpate

Il passo successivo è stato quello di tracciare i paleo-alvei nella sola area di Visnadello-Villorba attraverso l'interpretazione delle foto aeree. Come si può osservare dalla carta prodotta (Allegato 2 alla tesi), tutta l'area è stata interessata dal fiume Piave che aveva un stile fluviale di tipo braided. Questa tipologia di alveo è caratterizzata da una molteplicità di canali interconnessi, separati da barre ghiaiose o sabbiose. Lo scopo del lavoro è stato di cartografare i paleo-alvei per confrontare le loro orientazioni con lo sviluppo delle scarpate, e poter così controllare in quale misura queste ultime possano essere associate a fenomeni fluviali o tettonici. Per semplicità di visualizzazione, si è deciso di tracciare solo l'asse mediano dei singoli canali.



*Figura 13: dettaglio di paleovalvei di tipo braided (di colore più scuro)
Megafan di Montebelluna a nord-est di Barcon di Vedelago (TV)*

4. Risultati

Qui di seguito verranno descritti i risultati ottenuti partendo dalla descrizione della carta geomorfologica e della paleoidrografia e successivamente verranno commentati i vari profili eseguiti all'interno dell'area investigata.

4.1 Carta geomorfologica e della paleoidrografia

La carta geomorfologica prodotta durante questo studio (Allegato 1) presenta varie morfologie già riportate in studi precedenti (Mozzi, 2005; Fontana et al., 2008; Schiavo, 2012) come i megafan di Montebelluna con i relativi lobi di Biadene e Caerano, il megafan di Nervesa e i depositi colluviali.

Sono state riportate le scarpate tracciate in base al microrilievo e poi corrette con i dati ottenuti durante l'acquisizione dei profili con il D-GPS nella aree tra Villorba, Povegliano e Montebelluna. Infine è stata tracciata un'unità morfologica denominata in questo lavoro come Unità di Camalò: è delimitata a est dalla scarpata fluviale creata dal fiume Giavera, a sud dalla scarpata di Camalò e a sud-ovest e ovest da una vallecola.

La carta della Paleoidrografia che è stata realizzata nell'area di Villorba-Povegliano (Allegato 2), denota la presenza di numerosi paleoalvei di tipo braided orientati in direzione circa N-S.

4.2 Descrizione dei profili topografici D-GPS

I profili ricadono in due aree:

- area di Montebelluna, posta all'apice dell'omonimo megafan
- area di Villorba-Povegliano, collocata a cavallo tra i megafan di Nervesa e Montebelluna.

4.2.1 Area di Montebelluna

Quest'area è posta nella parte nord-occidentale dell'alta pianura trevigiana, all'interno dei comuni di Montebelluna e Caerano San Marco. In questa porzione del megafan di Montebelluna, attraverso l'analisi del microrilievo, è stata messa in evidenza la presenza di un apparente disturbo topografico della superficie (scarpata) della pianura alluvionale (Mozzi, 2005).

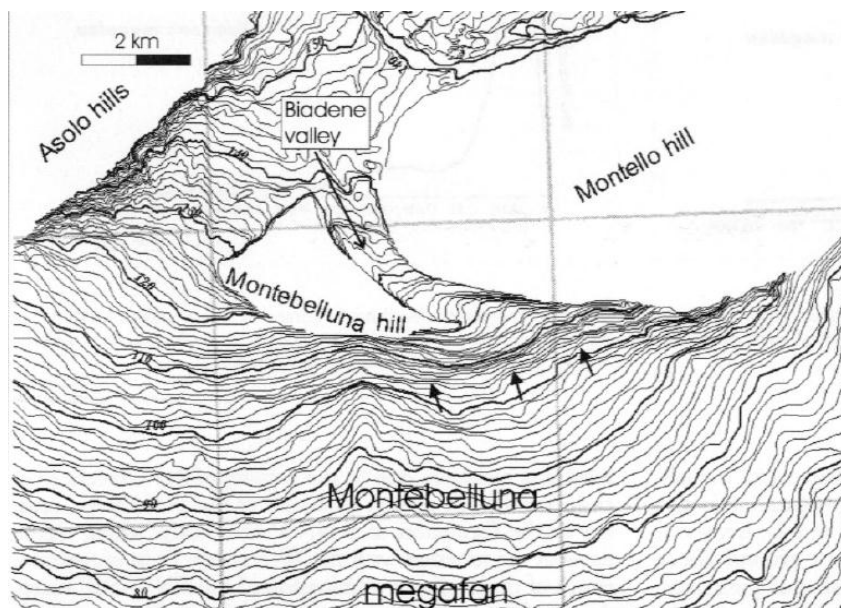


Figura 14: mappa del microrilievo nel settore nord-orientale del megafan di Montebelluna.

Mozzi, 2005

Sono stati eseguiti 3 profili nei comuni di Caerano San Marco e Montebelluna per convalidare la presenza di tale presunta scarpata tettonica a completamento di un lavoro fatto precedentemente in tale area (Sambugaro, 2012).

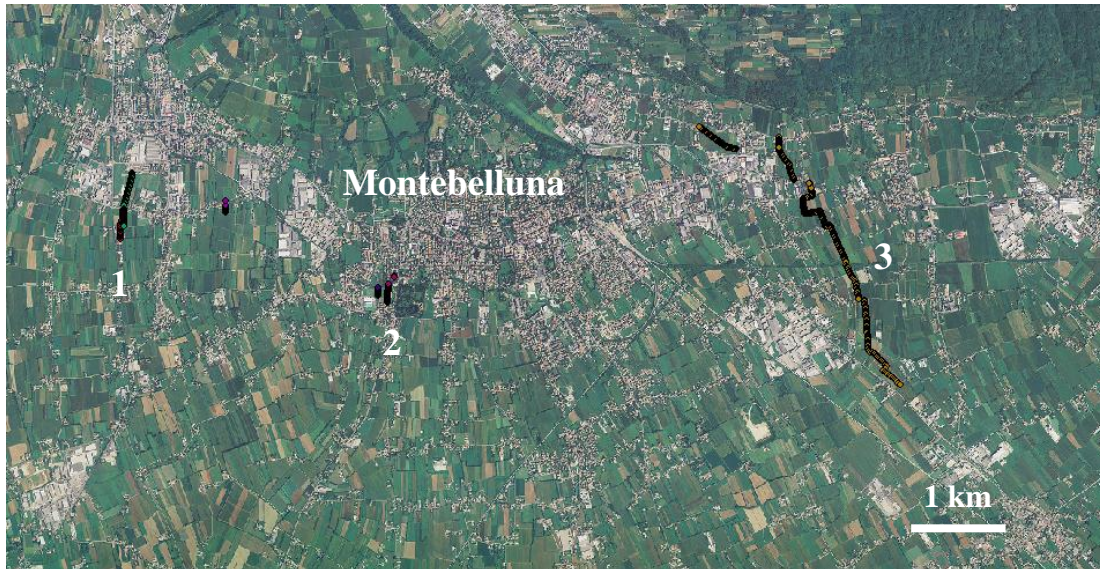


Figura 15: immagine area di Montebelluna

Scala 1:80000

Profilo 1

Il primo profilo è stato eseguito nel comune di Caerano San Marco con lo scopo di cercare di individuare la presenza di una scarpata nel settore più occidentale del megafan di Montebelluna (lobo di Caerano). dove il microrilievo non mette in evidenza alcuna netta variazione di inclinazione della pianura.

Come si può notare dal grafico della pagina seguente (figura 16, profilo 1), anche il rilievo D-GPS non indica variazioni notevoli nell'inclinazione. La pendenza del megafan è molto lineare anche se sono visibili alcuni punti "anomali" a 125 e 250 metri dall'inizio del profilo che sono dovuti all'intersezione con strade che interrompono la naturale inclinazione del pendio.

L'inclinazione media calcolata è:

$$i_{media} = \arctg(0.0098) = 0.5614^\circ$$

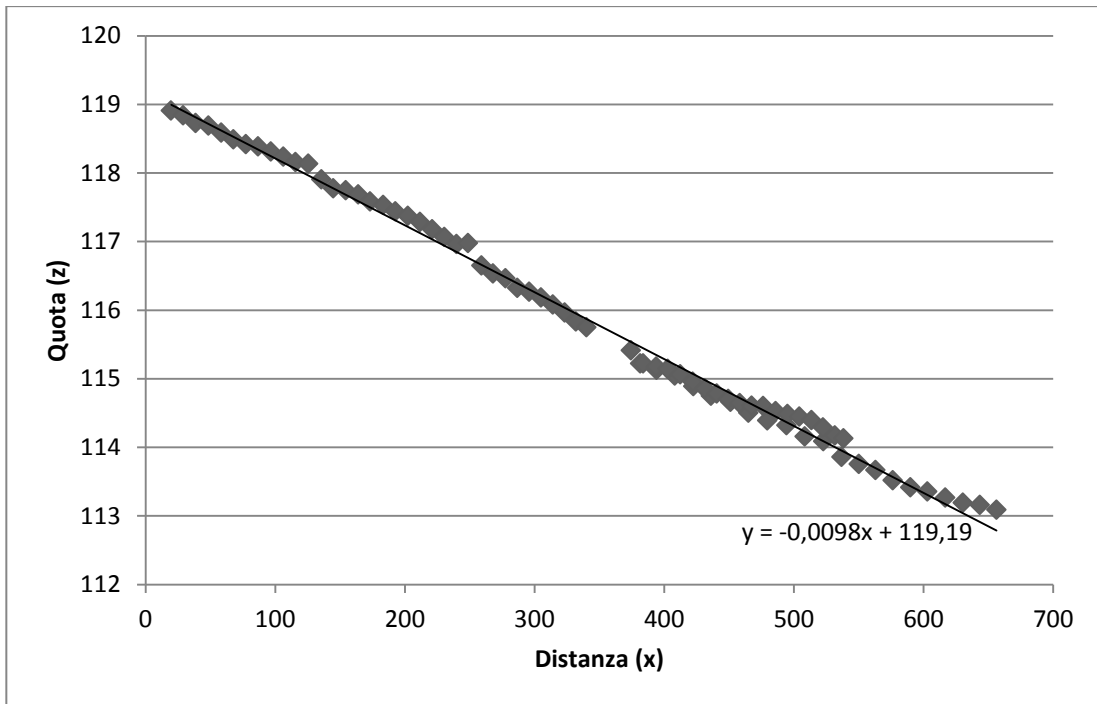


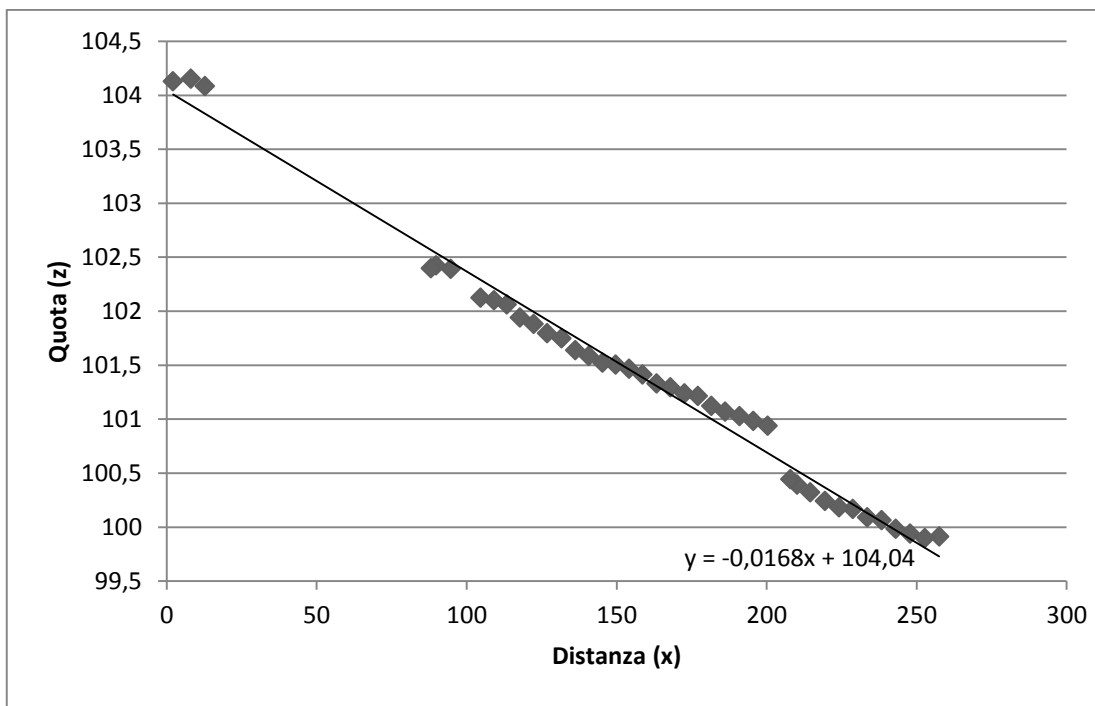
Figura 16. Profilo 1, Caerano San Marco



*Figura 17: panoramica sulla zona investigata
Caerano San Marco*

Profilo 2

Il secondo profilo si colloca all'interno del centro di Montebelluna, in località Posmon. Dal punto di vista geomorfologico quest'area ricade all'interno del limite più orientale del lobo di Caerano. Essendo una zona altamente edificata, è stato particolarmente difficile trovare una zona sufficientemente ampia con assenza di edifici. Il profilo infatti, è lungo solo 325 metri circa.



*Figura 18: Profilo 2,
Montebelluna, località Posmon*

Dal grafico sovrastante (figura 18, profilo 2), si possono visualizzare tre serie di punti apparentemente diversi dal punto di vista della loro inclinazione. La prima è rappresentata da tre punti (collocati da 0 a 30 metri circa dall'origine) che sono stati acquisiti in un'area pianeggiante all'interno di una zona residenziale. Questi purtroppo non possono essere considerati ai fini del nostro studio perché la superficie è stata sicuramente rimaneggiata dall'uomo. La seconda serie invece, è stata acquisita all'interno di un appezzamento di terreno poco a sud del canale Brentella, separata dalla terza da una netta diminuzione di quota di circa mezzo metro. Anche

in questo caso, il profilo può trarre in inganno perché in realtà sul terreno, è stato possibile verificare che c'è stato rimaneggiamento del terreno per scopi agricoli e non si tratta quindi di una scarpata naturale.

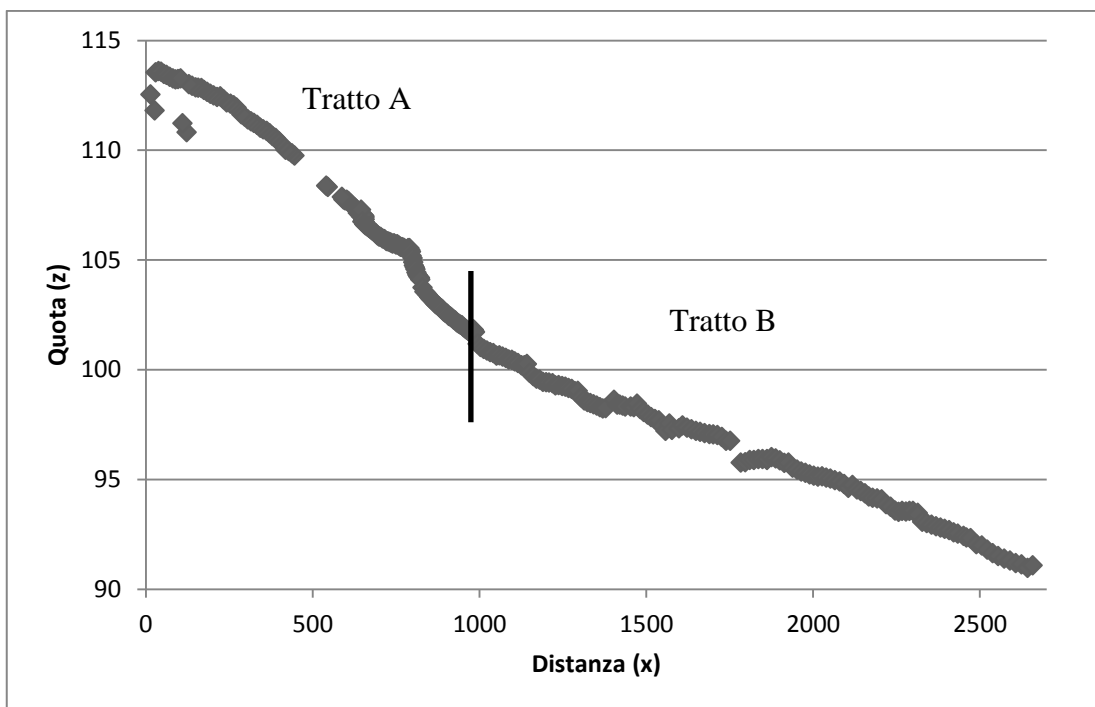


*Figura 19: area residenziale Posmon, visione sul canale “Brentella”
Montebelluna*

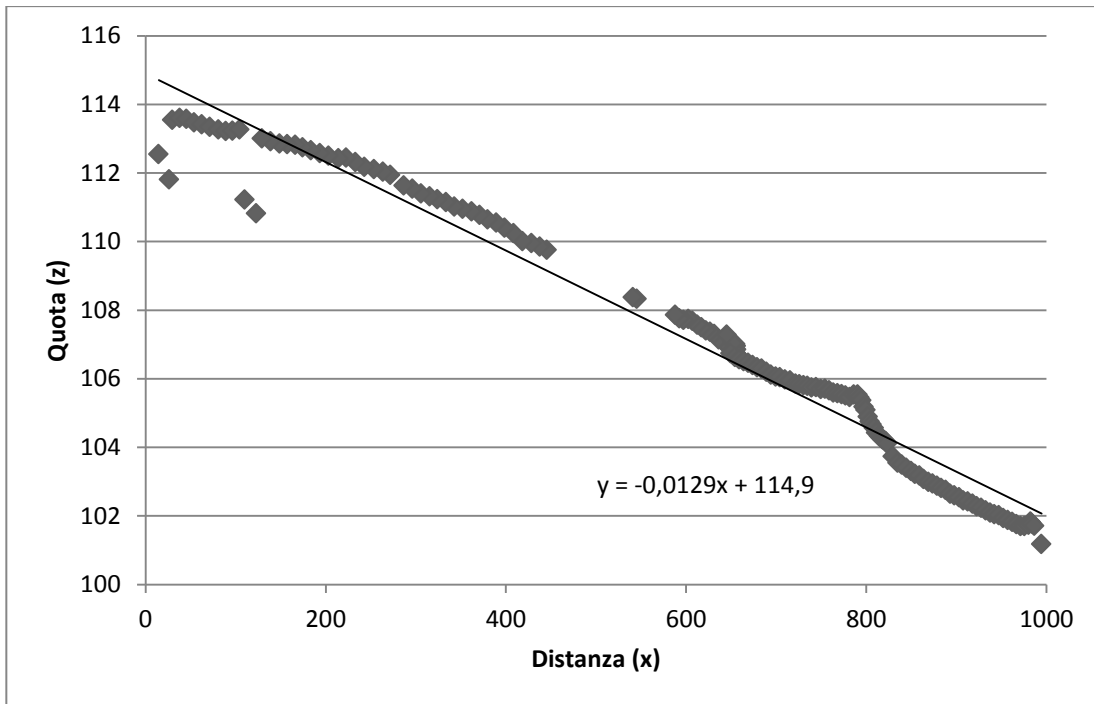
Profilo 3

Il terzo profilo è stato eseguito nella zona orientale del comune di Montebelluna in località Caonada, al confine con il vicino comune di Volpago del Montello. Esso si colloca all'interno del megafan di Biadene ed ha una lunghezza di circa 2700 metri. Quindi, per una migliore visualizzazione, è stato suddiviso in due parti:

- Tratto A
- Tratto B



*Figura 20: profilo 3 completo
Montebelluna, località Caonada*



*Figura 21: profilo 3, tratto A
Montebelluna, località Caonada*

Nel tratto A del profilo 3 (figura 21, profilo 3), si denota un cambio di pendenza anomalo a circa 800 metri dall'origine. Da un'attenta analisi della figura della pagina successiva (figura 22), si può però osservare che la causa è data dal fatto che il profilo non è stato eseguito mantenendo l'ortogonalità con le isoipse. Infatti, durante l'acquisizione dei punti, non è stato possibile attraversare un appezzamento di terreno perché si presentava coltivato.

L'inclinazione media di questo primo tratto è:

$$i_{\text{tratto A}} = \arctg(0.0129) = 0.7390^\circ$$



Figura 22: dettaglio acquisizione profilo (Montebelluna, località Caonada) scala 1:7000

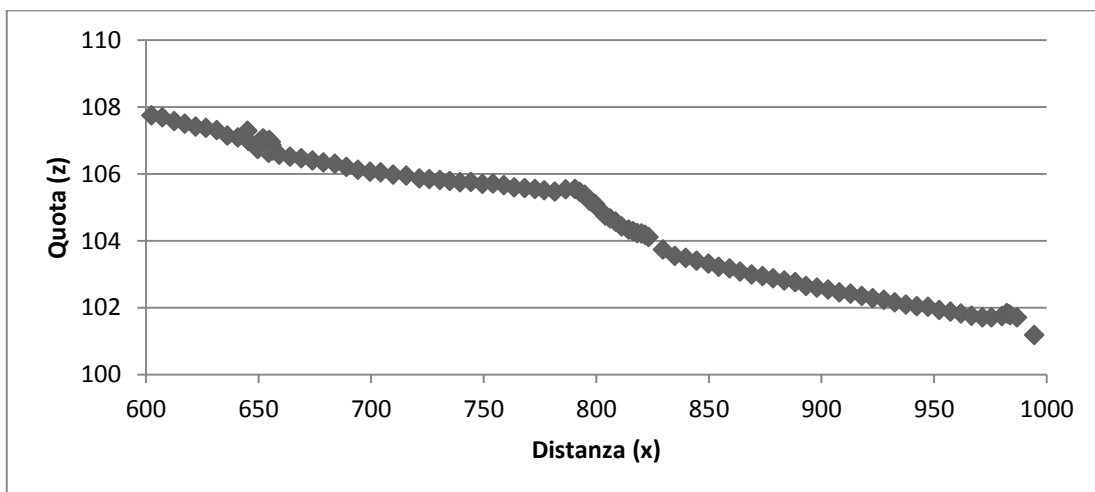
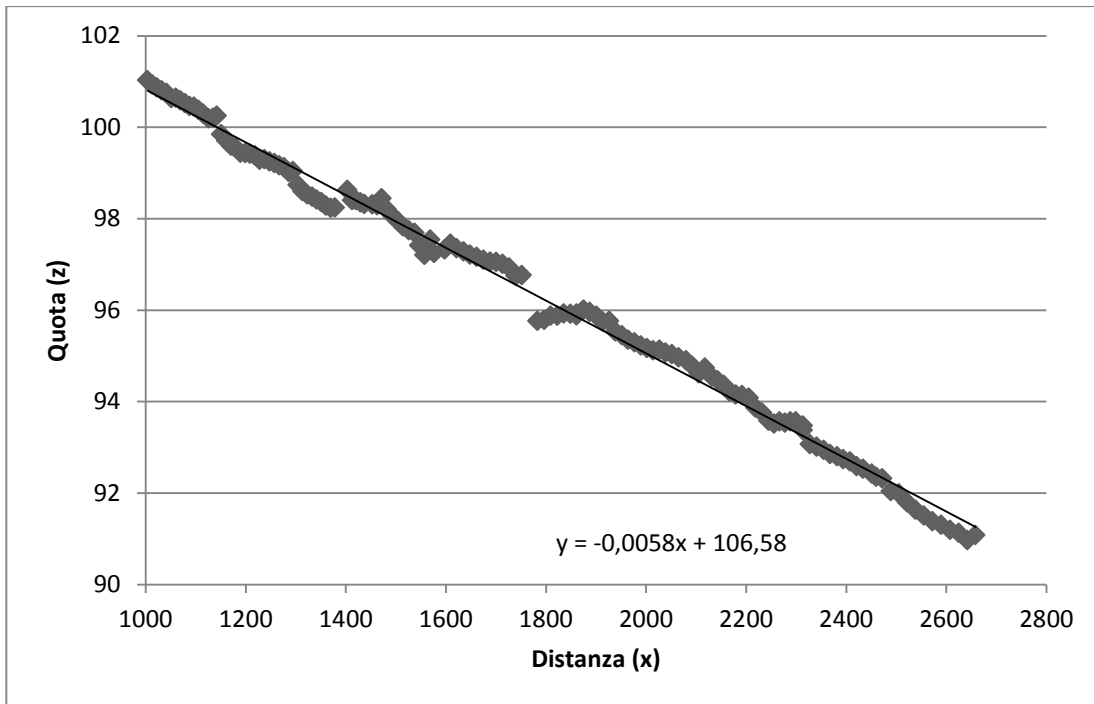


Figura 23: profilo 3: dettaglio tratto A Montebelluna, località Caonada



*Figura 24: profilo 3, tratto B
Montebelluna, località Caonada*

Il tratto B del profilo 3 (figura 24, profilo 3) risulta molto articolato. I piccoli salti di quota sono dovuti a intersezioni con strade o con la vecchia ferrovia Montebelluna-Nervesa o perché il terreno si presentava arato. Tutti questi fattori determinano una non omogenea inclinazione di questo tratto di megafan. Si può però osservare un salto di quota maggiore rispetto a quelli appena citati di poco meno di un metro a circa 1800 metri dall'origine. Questo è dovuto alla modalità di esecuzione del profilo (figura 25). Infatti durante l'acquisizione dei punti, ci si è dovuti spostare di circa 50-60 metri verso est per evitare una piccola borgata. In questo modo ci si è avvicinati all'isoipsa con la quota minore e il risultato è stato questa netta variazione di inclinazione che nella realtà non esiste.

L'inclinazione media è di:

$$i_{\text{tratto B}} = \arctg(0.0058) = 0.3323^\circ$$



*Figura 25: dettaglio area anomalia a circa 1800 dall'inizio del profilo
Scala 1:8000*

4.2.2 Area Villorba-Povegliano

Questa zona si colloca nell'alta pianura Trevigiana, poco a nord-ovest di Treviso. Dal punto di vista geomorfologico, ricade all'interno della parte orientale del megafan di Montebelluna (nell'alto morfologico dell'Unità di Camalò) e nella porzione occidentale del megafan di Nervesa. In quest'area sono state riconosciute una serie di anomalie topografiche (scarpate) (Mozzi, 2005) come si può osservare dall'immagine del microrilievo (figura 26).

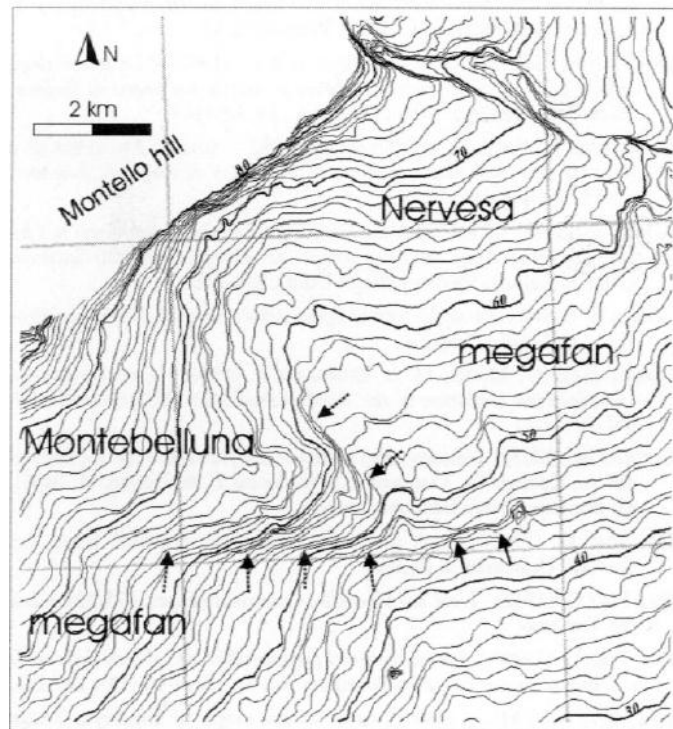
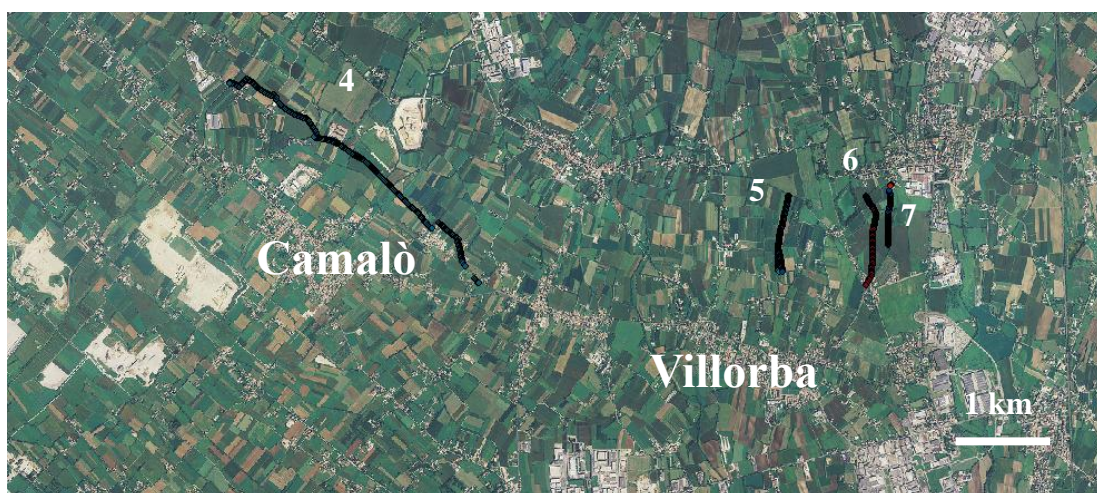


Figura 26: mappa del microrilievo tra il megafan di Montebelluna e quello di Nervesa (Mozzi, 2005)

Sono stati eseguiti 4 profili dove sono state individuate le due presunte scarpate con andamento E-W. Lo scopo, anche in questo caso, è quello di cercare di confermare la presenza di queste strutture e i loro limiti.

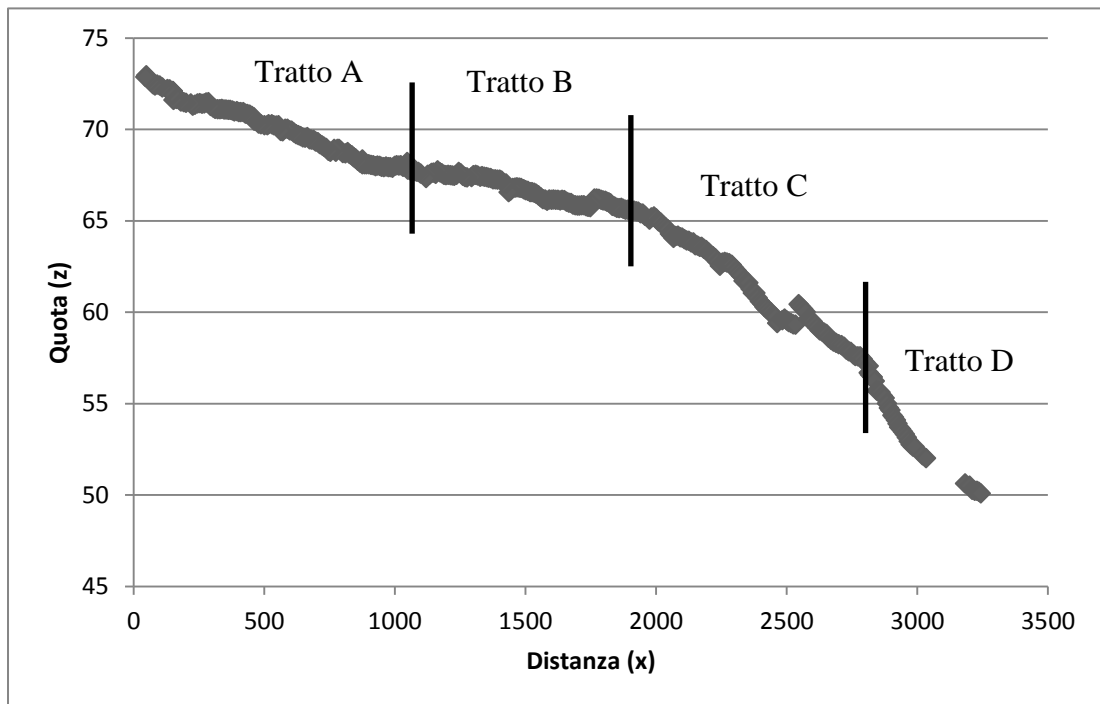


*Figura 27: immagine area di Villorba-Povegliano
Scala 1:80000*

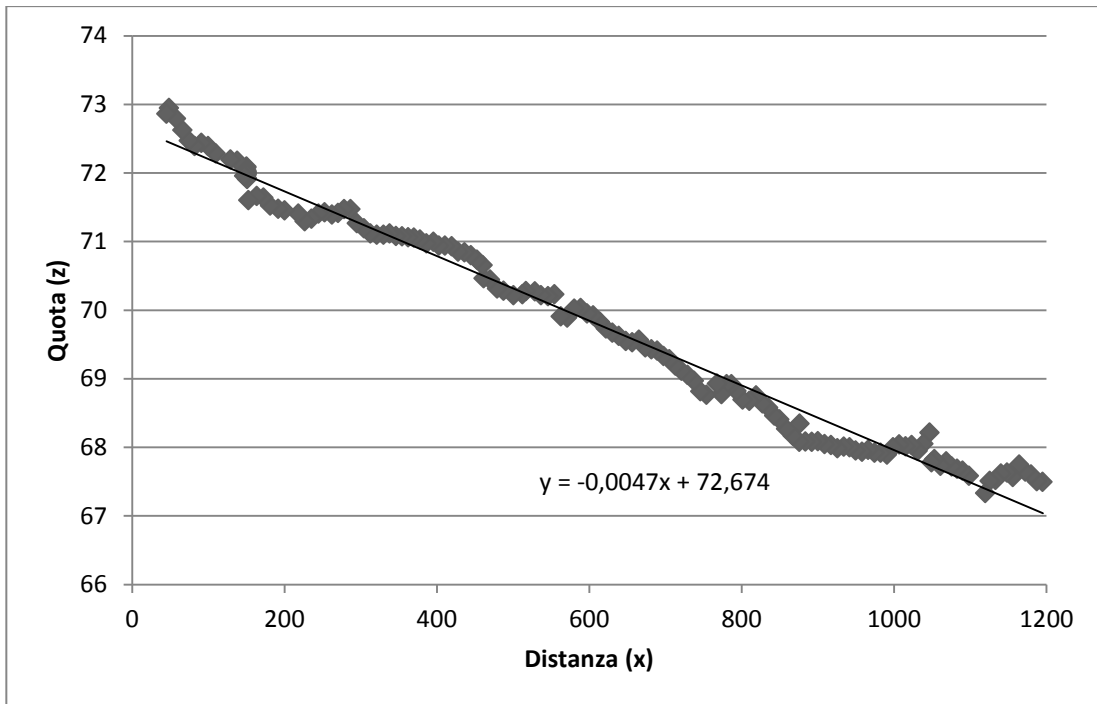
Profilo 4

Il profilo 4 è stato eseguito nei pressi dell'abitato di Camalò e si colloca all'interno della porzione orientale del megafan di Montebelluna (nell'alto morfologico dell'Unità di Camalò). È lungo poco più di 3 Km ed è stato suddiviso in quattro parti:

- Tratto A
- Tratto B
- Tratto C
- Tratto D



*Figura 28: profilo 4 completo,
Camalò*

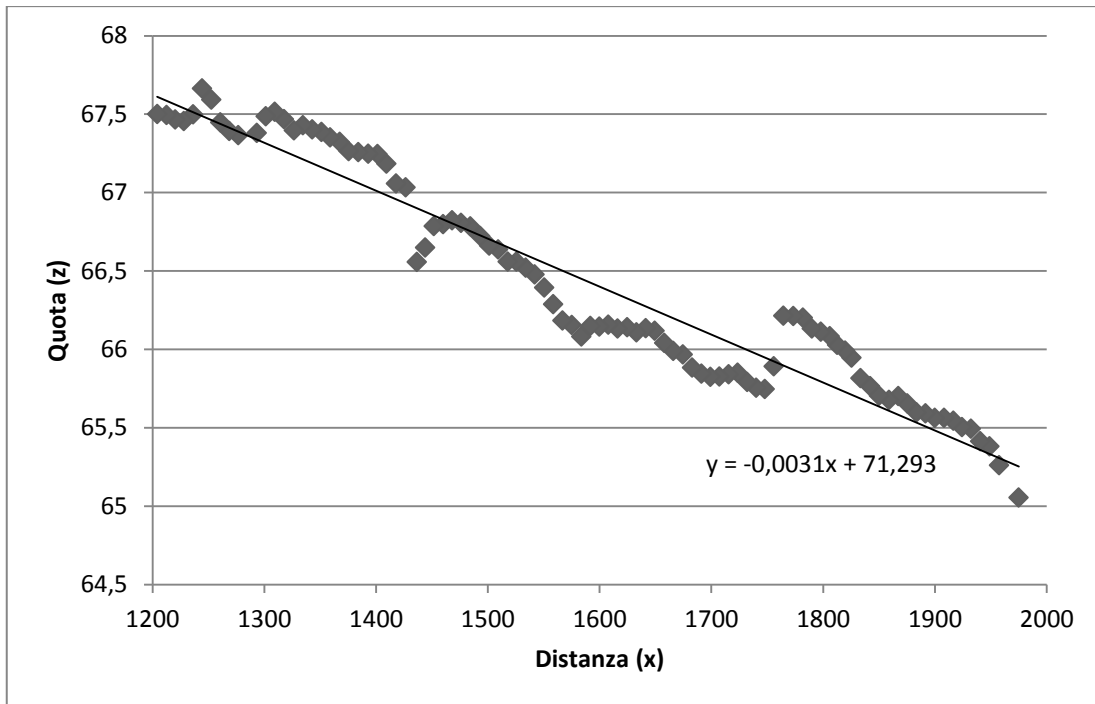


*Figura 29: profilo 4, tratto A
Camalò*

Nel tratto A del profilo 4 (figura 29, profilo 4) non si denotano grandi variazioni di pendenza. Essendo una zona altamente sfruttata per l'agricoltura, è normale che il profilo non si presenti perfettamente rettilineo anche perché, durante l'acquisizione dei punti GPS, i campi si presentavano arati.

L'inclinazione media è:

$$i_{\text{tratto A}} = \arctg(0.0047) = 0.2692^\circ$$



*Figura 30: profilo 4, tratto B
Camalò*

In questa porzione del profilo (tratto B), si può notare come cambi lievemente la pendenza rispetto al tratto precedente (figura 30, profilo 4): tende a diventare sub-orizzontale.

L'inclinazione media è di:

$$i_{\text{tratto B}} = \arctg(0.0031) = 0.1776^\circ$$

Anche in questo caso, si denota una continua ondulazione della superficie del terreno dovuta all'intenso sfruttamento agricolo dell'area.

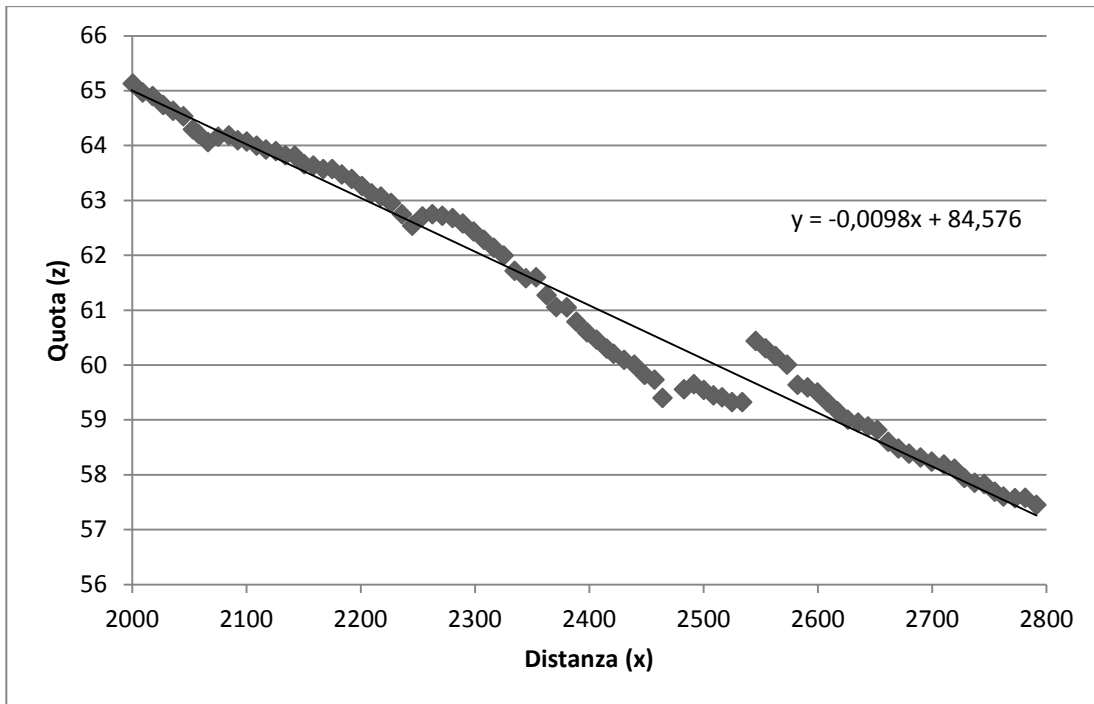


Figura 31: profilo 4, tratto C

Camalò

A circa 2000 metri dall'inizio del profilo (tratto C), si osserva come ci sia un cambio di inclinazione (figura 31, profilo 4):

$$i_{\text{tratto } C} = \arctg(0.0098) = 0.5614^\circ$$

In circa 800 metri si ha un dislivello di 8 metri. Come nelle parti descritte precedentemente, anche in questo caso il terreno è accidentato a causa del notevole rimodellamento dovuto all'agricoltura. A circa 2550 metri dall'origine risulta esserci un'anomalia: è dovuta al fatto che, per evitare alcune case, ci si è dovuti spostare verso nord-est. Così facendo, ci si è alzati di quota e quindi nel profilo appare questa irregolarità nella topografia (figura 32).



Figura 32: dettaglio area anomalia a circa 2550 metri dall'inizio del profilo
Scala 1:9500

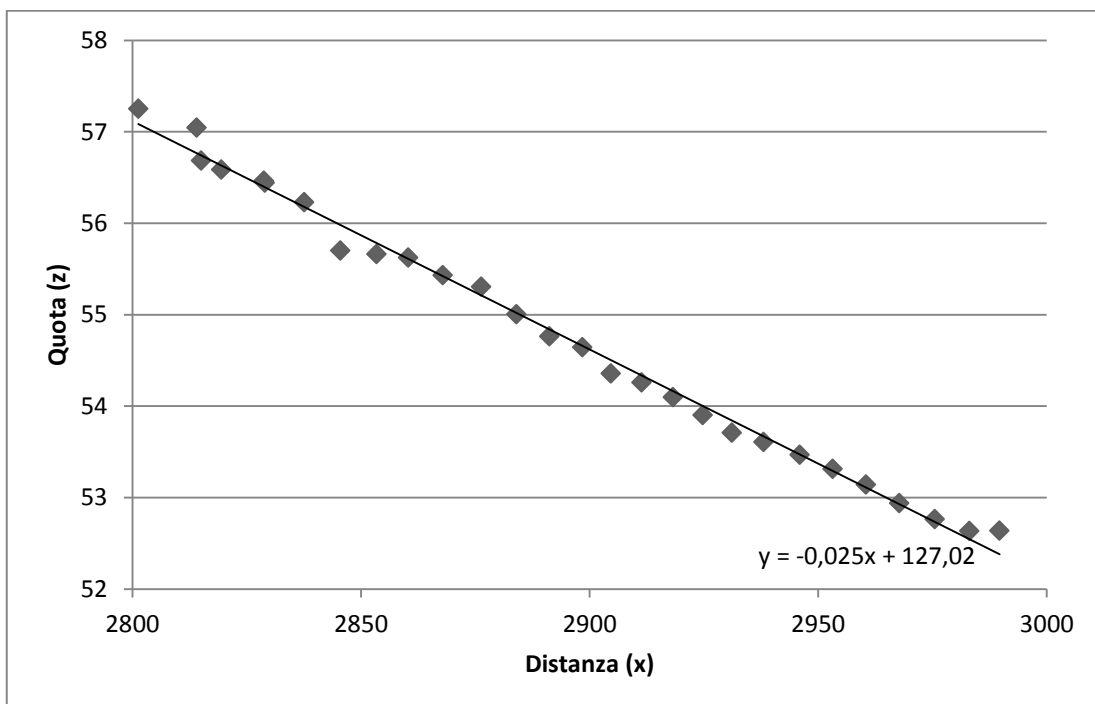


Figura 33: profilo 4, tratto D
Camalò

Nel tratto D (figura 33, profilo 4), è presente un altro netto cambio di pendenza. In circa 200 metri si ha un abbassamento di quota di circa 5 metri. L'inclinazione media è:

$$i_{\text{tratto D}} = \arctg(0.025) = 1.432^\circ,$$

più del doppio del tratto C.

Profilo 5

Il profilo 5 si colloca nella parte settentrionale del comune di Villorba, all'interno della porzione occidentale del megafan di Nervesa (figura 34, profilo 5).

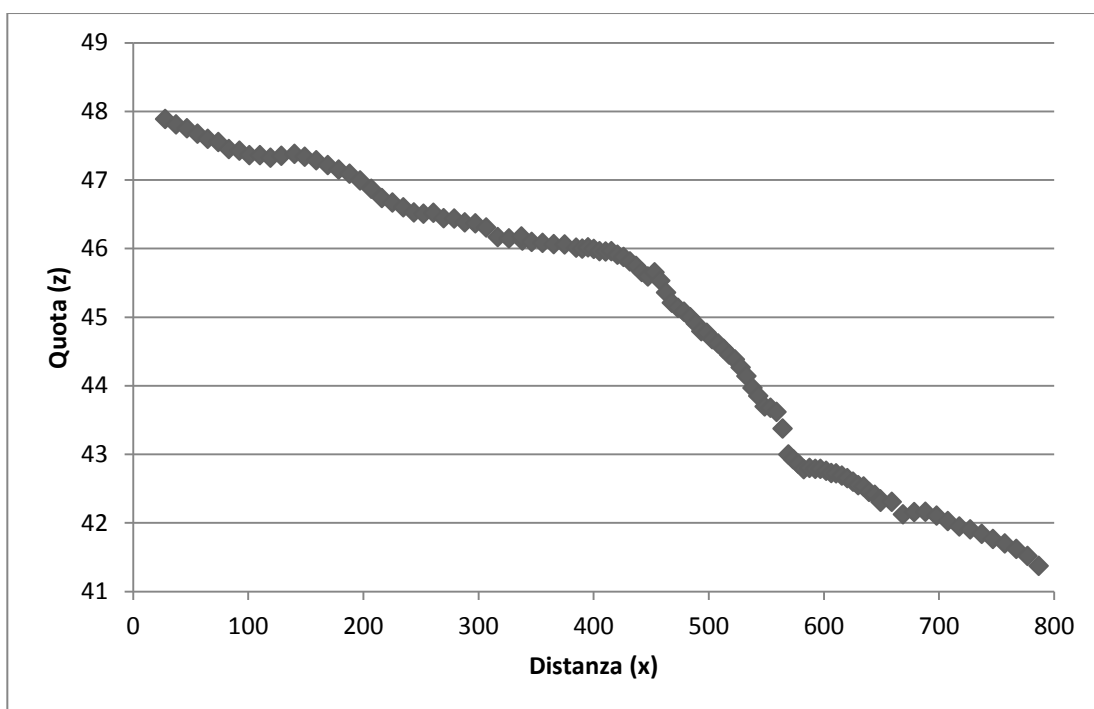


Figura 34: profilo 5,

Villorba

La lunghezza è di circa 800 metri e si può notare come ci sia una netta rottura di pendenza (scarpata) a circa 440 metri dall'inizio del profilo. In circa 150 metri c'è una diminuzione di quota di circa 3 metri.

Si passa da un'inclinazione iniziale di:

$$i_{iniziale} = \arctg(0.0051) = 0.2922^\circ$$

a quella della scarpata di:

$$i_{scarpata} = \arctg(0.0198) = 1.1343^\circ$$

Questa netta variazione è molto visibile anche a occhio nudo come si può notare dalle figg. 37 e 38. Infatti, anche la canaletta di scolo dell'acqua è stata progettata con dei piccoli salti che si adeguano all'inclinazione più marcata del pendio.

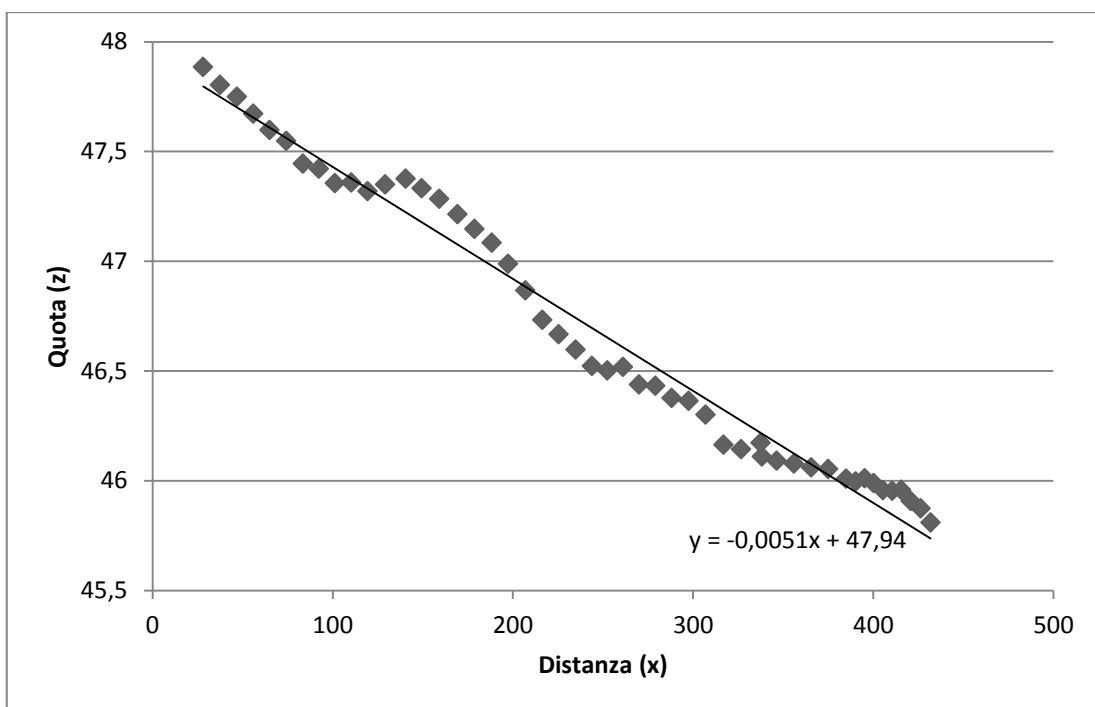
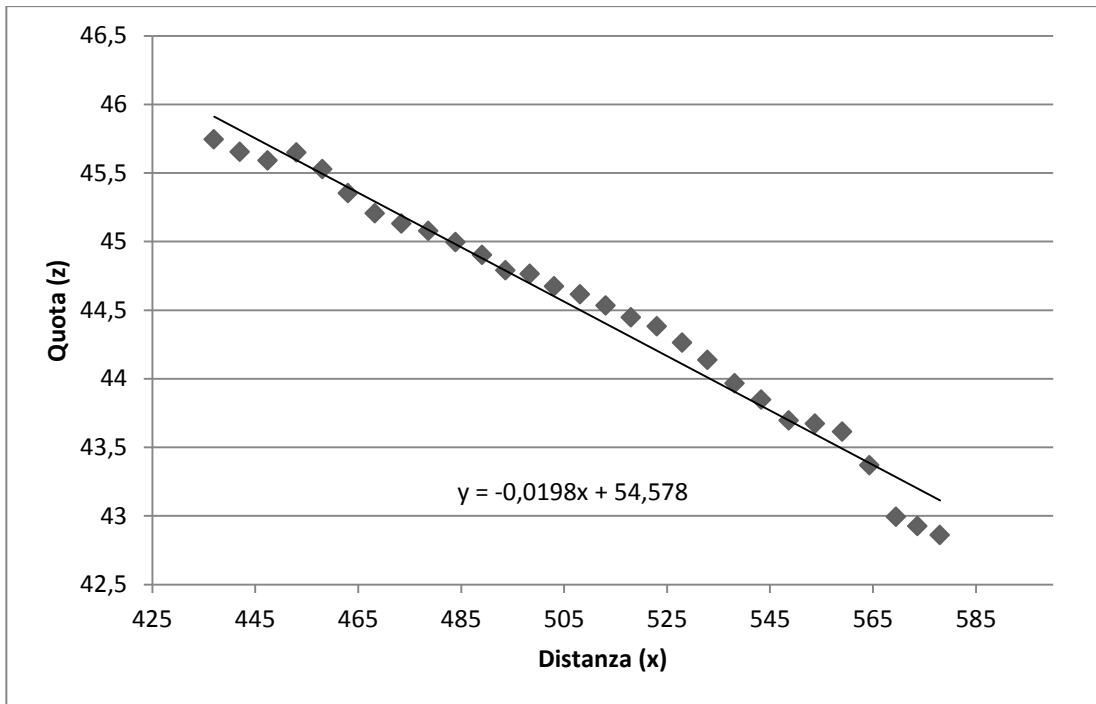


Figura 35: Profilo 5, dettaglio primo tratto

Villorba



*Figura 36: Profilo 5, dettaglio scarpata
Villorba*



Figura 37: visione verso nord della scarpata nei pressi di Villorba



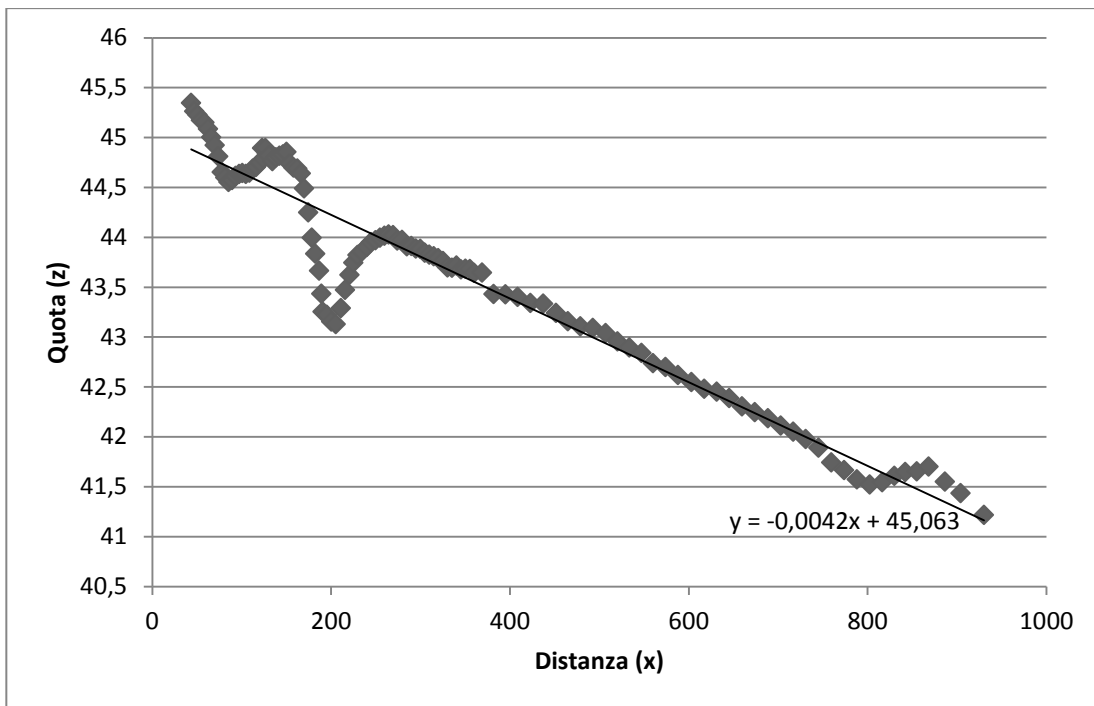
Figura 38: visione verso sud della scarpata nei pressi di Villorba

Profilo 6

Questo profilo è stato eseguito circa 500 metri a est del precedente, vicino al laghetto di pesca sportiva “Il Pellicano”, ed ha una lunghezza di circa 1000 metri. Come si può vedere dall’immagine della pagina seguente (figura 39, profilo 6), la prima parte si presenta molto accidentata con piccoli dossi e avvallamenti dovuti al rimaneggiamento del terreno da parte dell’uomo per scopi agricoli e per l’escavazione e il riporto di ghiaia. Successivamente il profilo tende a scendere in maniera regolare, a parte nell’ultimo tratto dove risulta nuovamente ondulato.

La pendenza media è di:

$$i_{media} = \arctg(0.0042) = 0.2406^\circ$$



*Figura 39: Profilo 6
Villorba*



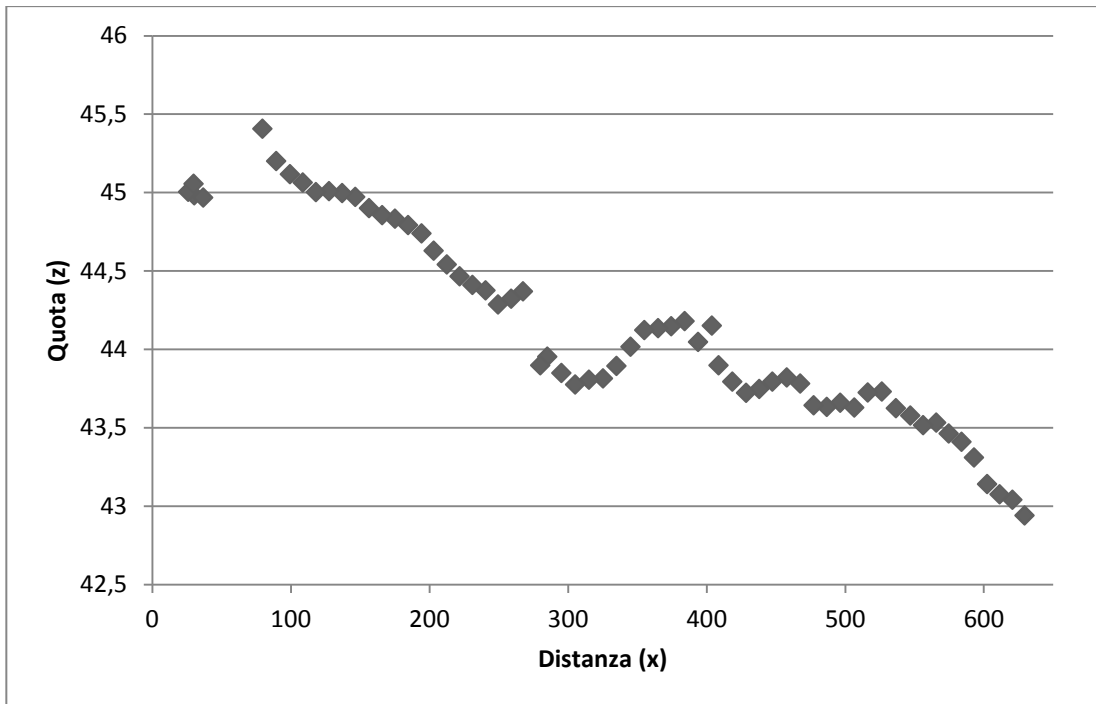
Figura 40: terrazzamento creato per la coltivazione dei vigneti



Figura 41: terrazzamento artificiale

Profilo 7

L'ultimo profilo si colloca tra la statale Pontebbana e quello eseguito precedente, sempre all'interno del comune di Villorba. Dal punto di vista geomorfologico rientra anch'esso nel megafan di Nervesa. Ha una lunghezza di circa 600 metri e si sviluppa in una zona intensamente agricola. Come si nota dall'immagine posta nella pagina seguente (figura 42, profilo 7), l'andamento del profilo è molto ondulato perché l'area è stata sottoposta a escavazione e accumulo di ghiaia oltre a rimaneggiamento per scopi agricoli. Il netto salto di quota a circa 260 metri dall'origine (di quasi mezzo metro) è dovuto a un terrazzamento artificiale come si può vedere dall'immagine della pagina seguente (figura 43).



*Figura 42: profilo 7,
Villorba*



Figura 43: piccolo terrazzo artificiale presente nella zona di Villorba

5. Discussione

In questo capitolo verranno discussi i risultati ottenuti dalle analisi effettuate con il GPS differenziale, integrandoli con i dati raccolti in un lavoro precedente (Sambugaro, 2011) e con profili realizzati dal DTM.

5.1 Area Montebelluna

Il lavoro eseguito nell'area di Montebelluna è servito a completare quanto già era stato fatto in una precedente tesi triennale (Sambugaro, 2011). In base a tutti i dati raccolti, si sono potute fare le seguenti considerazioni. Innanzitutto il profilo D-GPS eseguito lungo il solco di Biadene fino a poco a sud di Montebelluna (figura 44) evidenzia la presenza di una scarpata allo sbocco della valle di Biadene in pianura. Come si può notare dalla figura 45, in circa 800 metri (da distanza 1200 a 2000) si ha un decremento di quota di circa 9 metri (inclinazione media: 0.93°). Questo conferma quanto visto sia nel microrilievo sia nei profili fatti a partire dal modello digitale del terreno (figure 47, 48). Un'altra considerazione importante è che tale struttura è molto limitata lateralmente: si estende per soli 3 km. Pure questo è confermato sia dai profili eseguiti con il D-GPS per questa tesi (profili 1 e 2, rispettivamente figure 16 e 18) sia dal microrilievo.

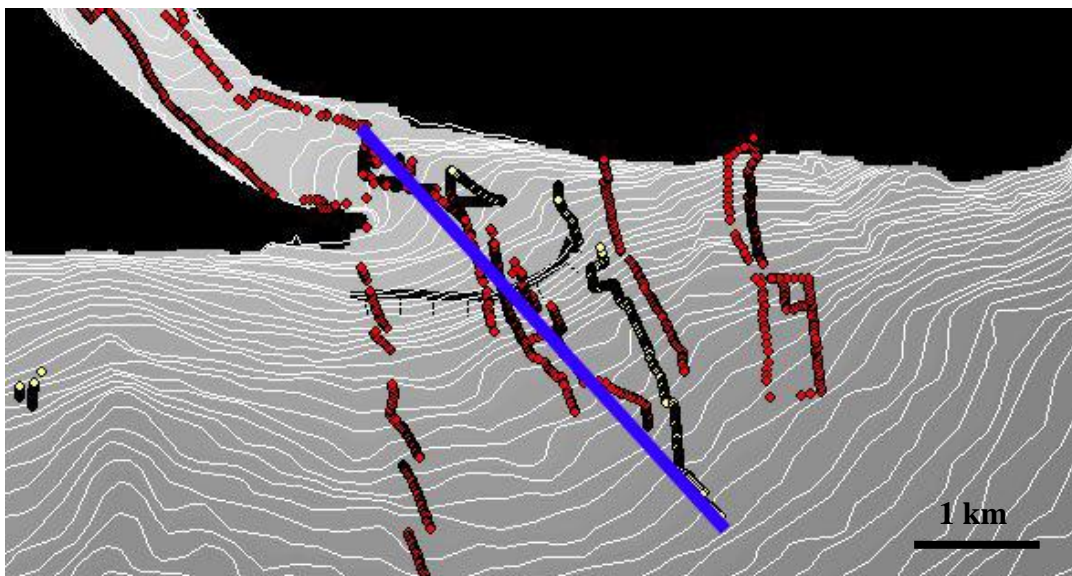


Figura 44: traccia profilo D-GPS lungo la valle di Biadene (integrato con profili di Sambugaro, 2011 – pallini rossi). Scala 1:60000

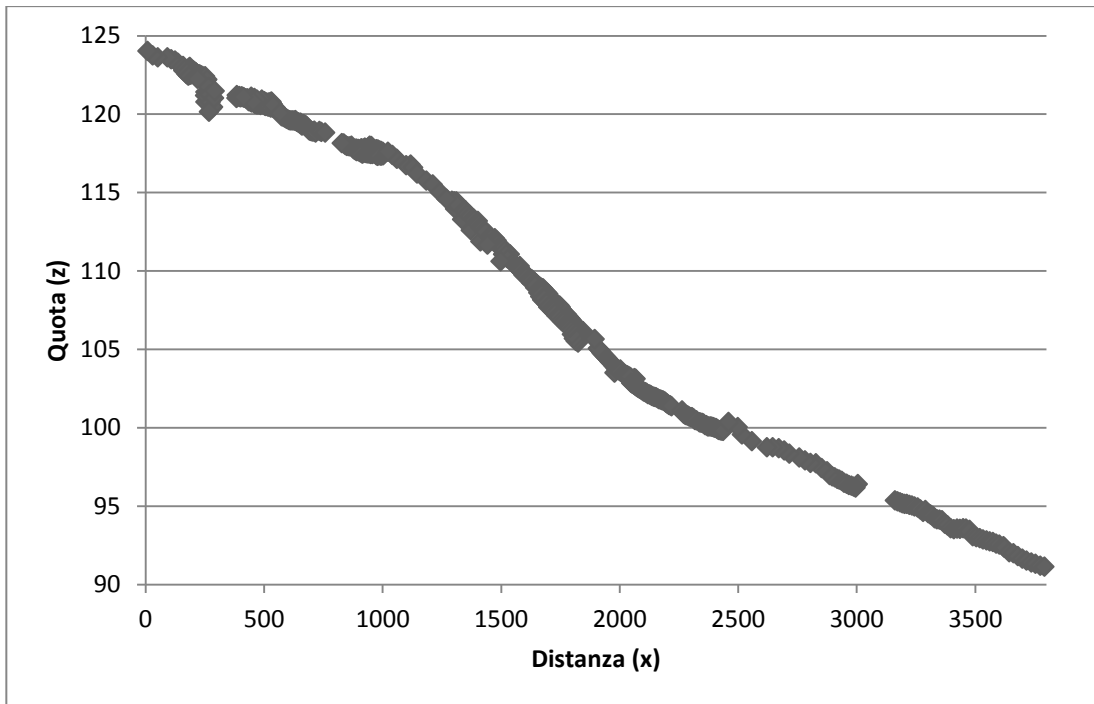


Figura 45: profilo D-GPS (Sambugaro, 2012)

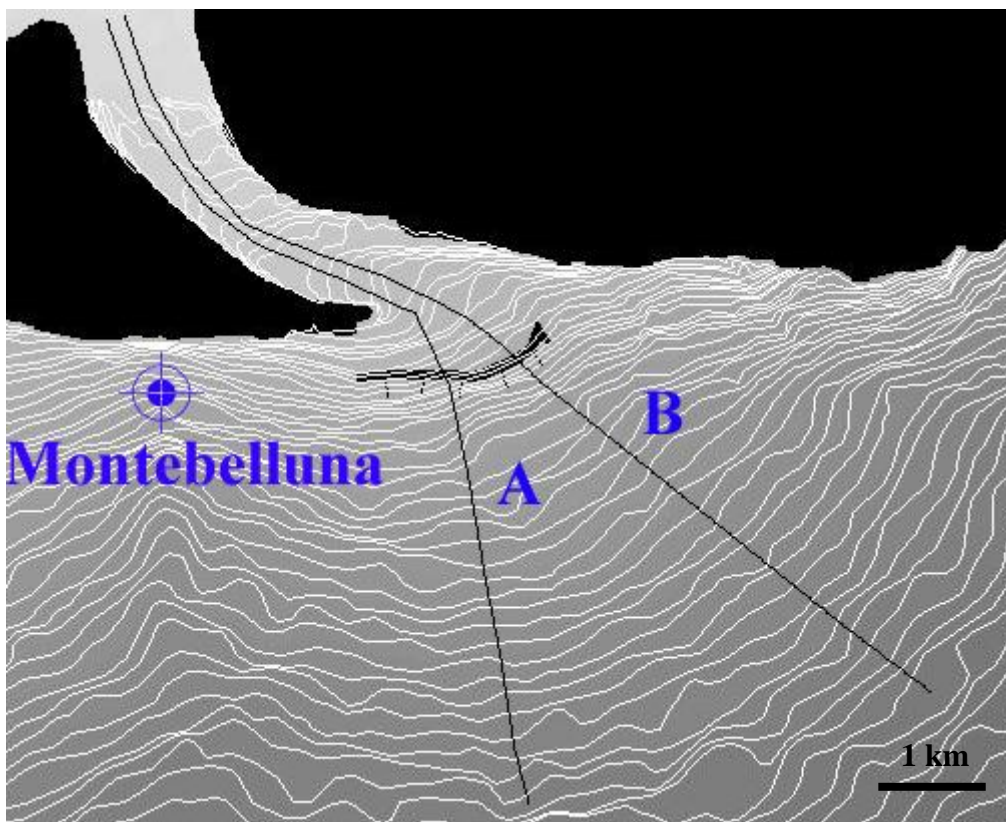
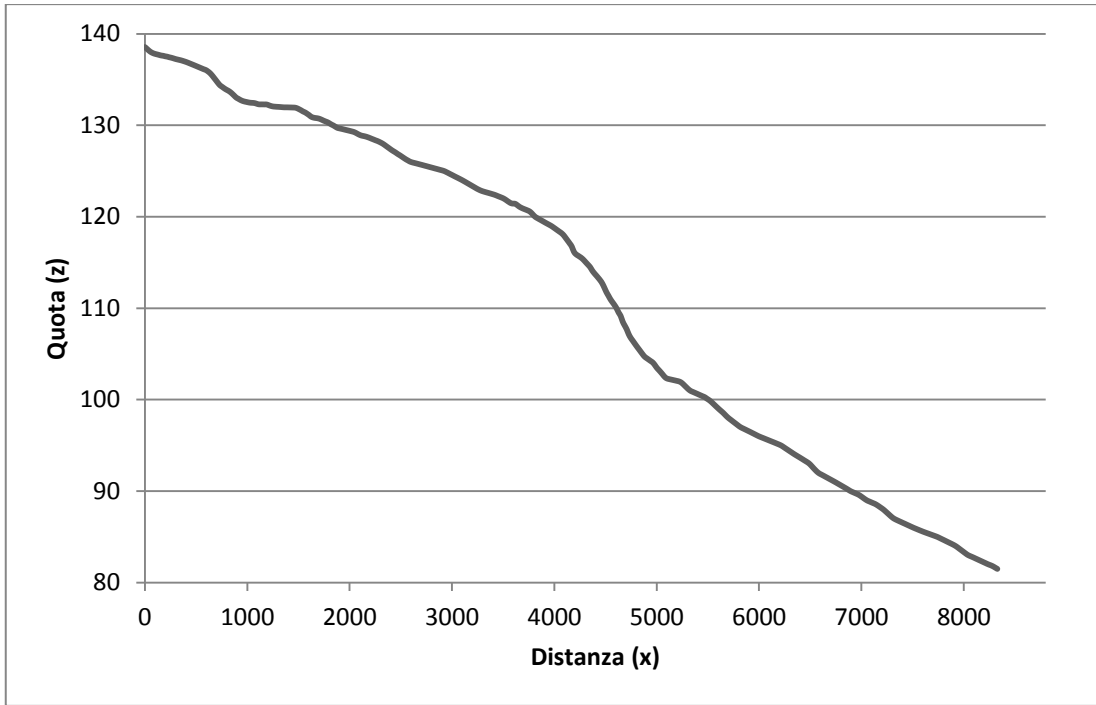
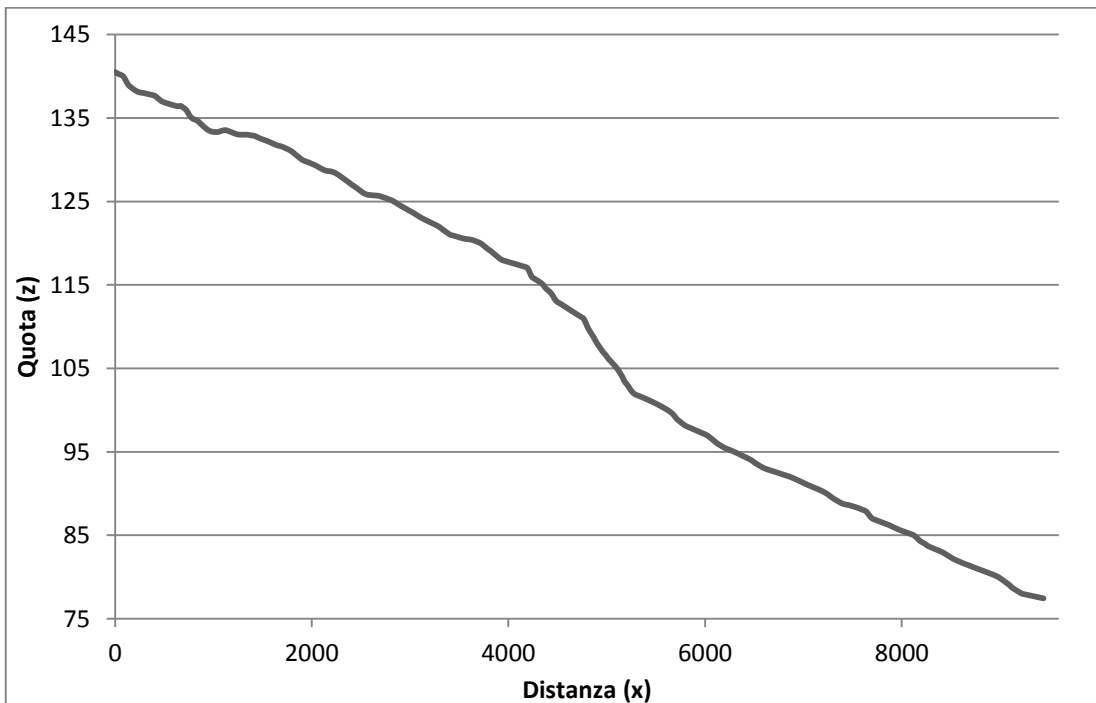


Figura 46: microrilievo

Sezione profili A e B da DTM, Scala 1:70000



*Figura 47: profilo A da DTM,
eseguito lungo il solco di Biadene fino a Padernello (TV)*



*Figura 48: profilo B da DTM,
eseguito lungo il solco di Biadene fino a Signoressa (TV)*

L'origine di tale struttura non può essere associata a fenomeni fluviali. Infatti, risulta essere ortogonale alla paleovalle del fiume Piave. È molto probabile che possa essere l'espressione superficiale dell'attività del thrust del Montello considerato che la posizione di questa scarpata coincide con la collocazione della faglia riportata nella bibliografia (Zanferrari et al., 1982; Galadini et al. 2005; Burrato et al., 2008). La sua formazione è stata possibile grazie a all'abbandono della valle di Biadene da parte del fiume Piave. Il sollevamento successivo e il cessato apporto di sedimenti (disattivazione del megafan di Montebelluna) hanno consentito la formazione di una scarpata senza che venisse modellata e sepolta dall'attività sedimentaria del fiume Piave. La buona visibilità in questo tratto è anche dovuta all'assenza di depositi colluviali che l'avrebbero altrimenti mascherata. Questa scarpata è quindi un'ulteriore evidenza, oltre all'anticlinale del Montello, dell'attività recente di questo thrust.

5.2 Area Villorba-Povegliano

Nell'area tra Villorba e Povegliano sono state riscontrate due rotture di pendenza denominate in questa tesi come scarpata di Villorba e scarpata di Camalò.

Nel profilo 5, nei pressi di Villorba, è stato individuato un netto salto di quota (scarpata di Villorba) che conferma quanto già visto dall'analisi del microrilievo. Sembra essere una struttura limitata lateralmente, la cui lunghezza di circa 2 km è confermata dai profili D-GPS eseguiti in un'area adiacente (profili 6 e 7, rispettivamente figure 39 e 42). Qui, infatti, non si denota alcuna rottura significativa della pendenza anche se non si può escludere che le attività antropiche abbiano modificato l'andamento naturale della topografia. Possiamo escludere per questa scarpata un'origine legata a processi fluviali. Infatti, dall'analisi della paleoidrografia, si può notare come gli assi dei canali, orientati circa N-S, siano circa ortogonali a tale struttura (figura 52) che ha andamento circa E-W: in assenza di altri fattori geomorfologici, la scarpata dovrebbe essere originata dall'attività tettonica del thrust di Sacile.

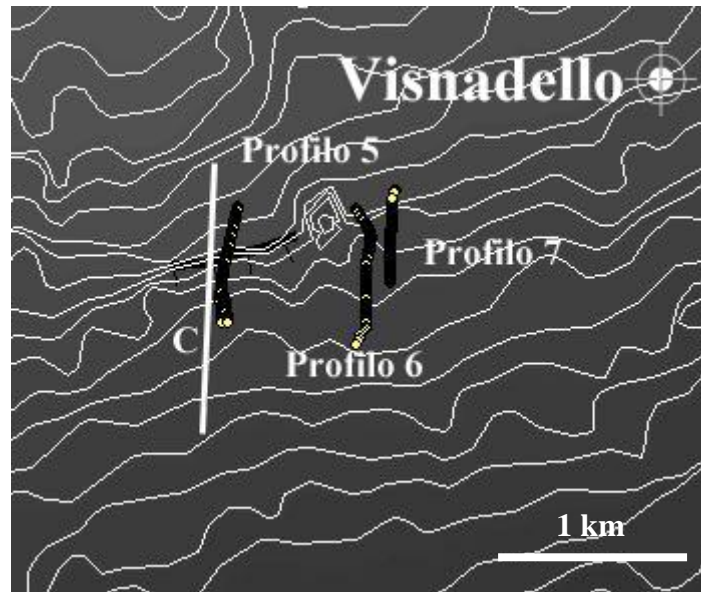


Figura 49: microrilievo
Sezione profili D-GPS (profili 5,6 e 7) e DTM (profilo C)
Scala 1:40000

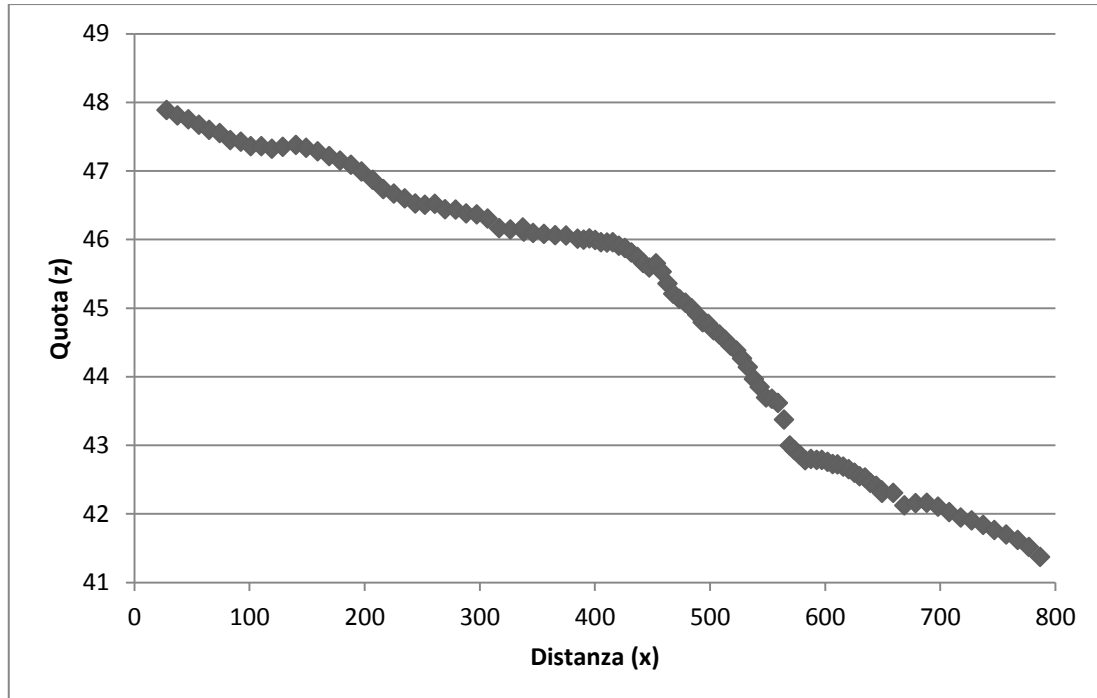


Figura 50: Profilo 5, eseguito con D-GPS

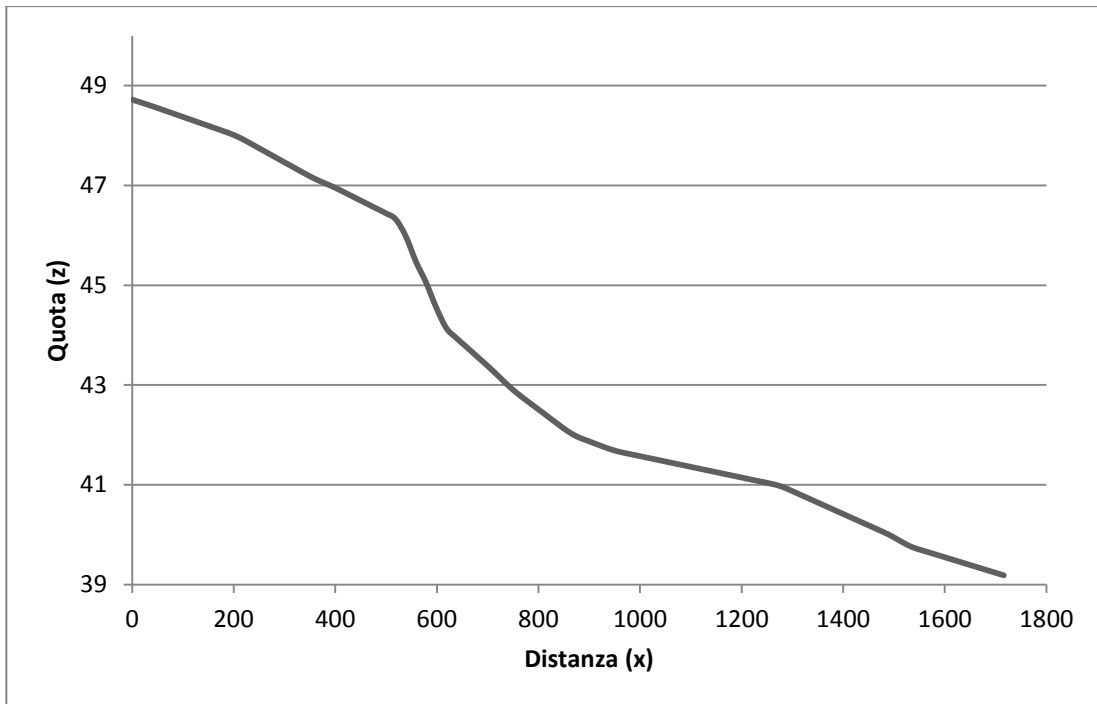


Figura 51: profilo C da DTM



*Figura 52: porzione carta della paleoidrografia,
Area di Villorba
Scala 1:24000*

Il profilo D-GPS numero 4 (figura 54) eseguito nei pressi di Camalò nel megafan di Montebelluna, mette in evidenza la presenza di una struttura complessa con una doppia scarpata confermata pure dalle analisi del DTM (profilo C, figura 55). La normale pendenza media del megafan (circa 0.3°) è interrotta da una superficie sub-pianeggiante (con inclinazione di 0.17°) lunga circa 800 metri che termina con un netto cambio di pendenza (inclinazione 0.56°). A sua volta, quest'ultima superficie è interrotta dopo 800 metri, da un'altra più inclinata (1.43°) lunga circa 200 metri. Questa complessa scarpata, in base alle osservazioni del microrilievo, ha andamento circa E-W ed è visibile solo per un tratto lungo circa 3.5 km: verso ovest sembra interrompersi in modo graduale curvando verso NNW, mentre verso est è troncata dalla depressione seguita dal fiume Giavera.

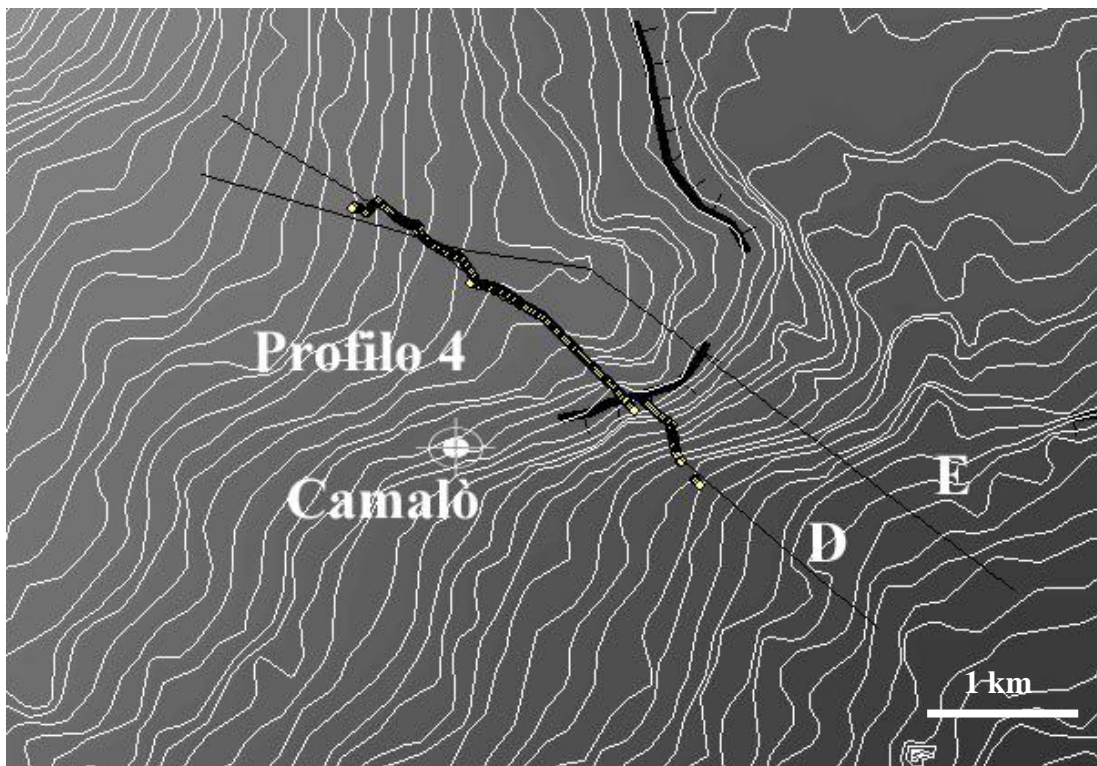
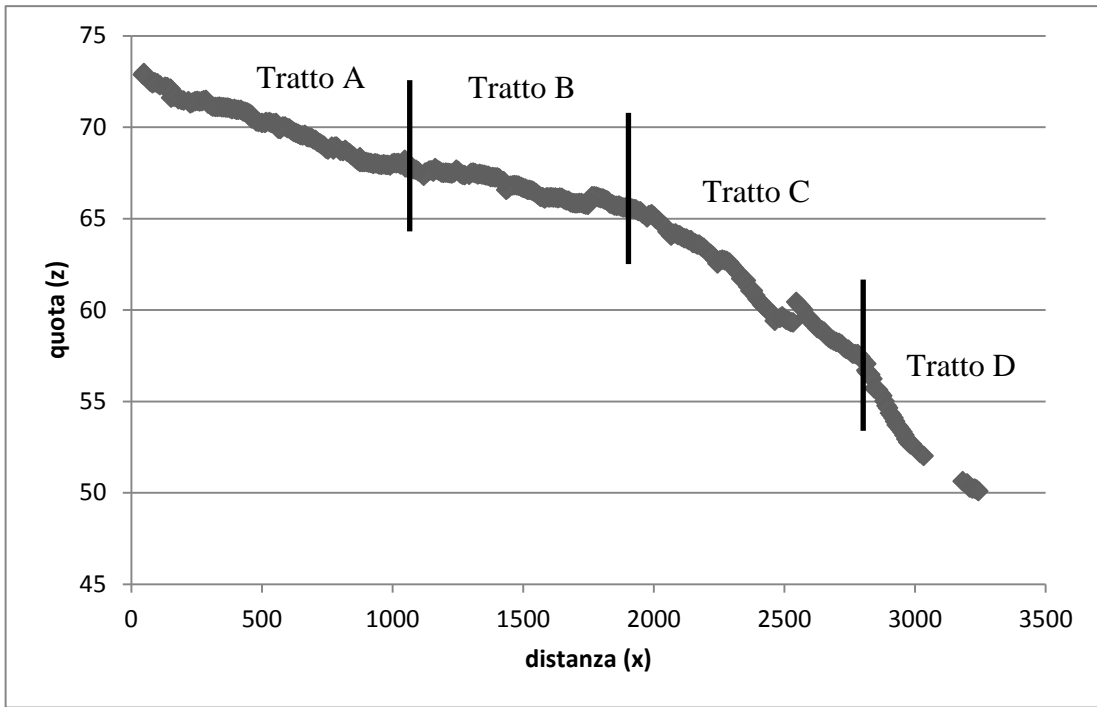


Figura 53: microrilievo e tracce dei profili presso Camalò

Scala 1:50000



*Figura 54: profilo 4, eseguito con D-GPS
Camalò*

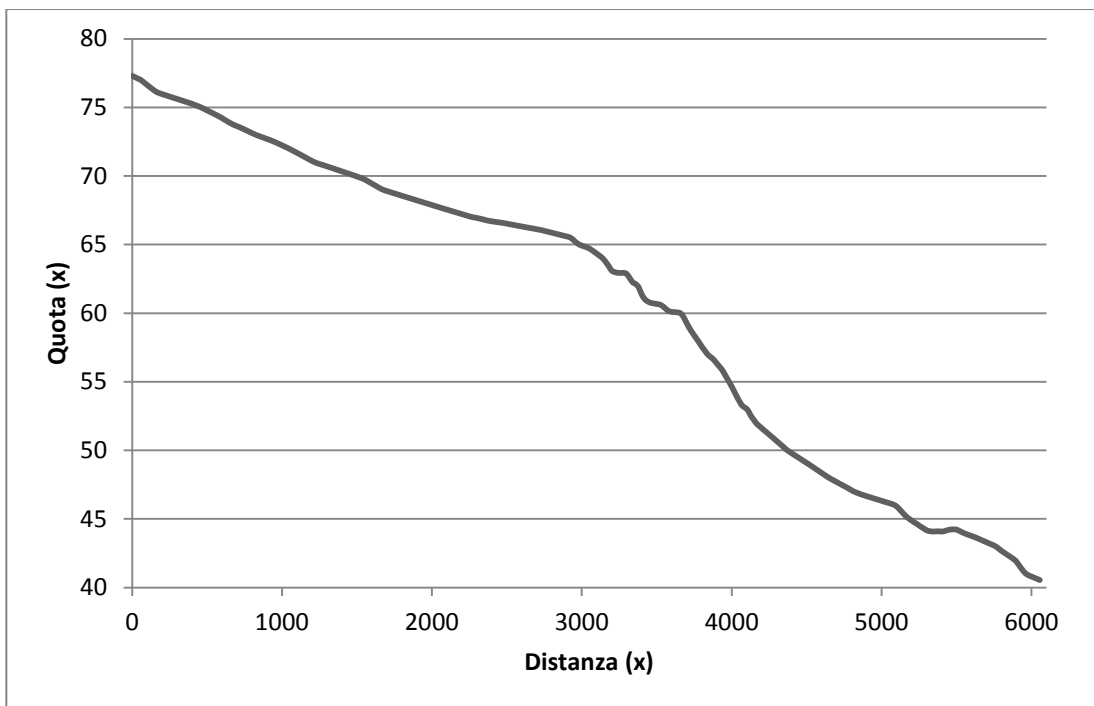


Figura 55: profilo D da DTM

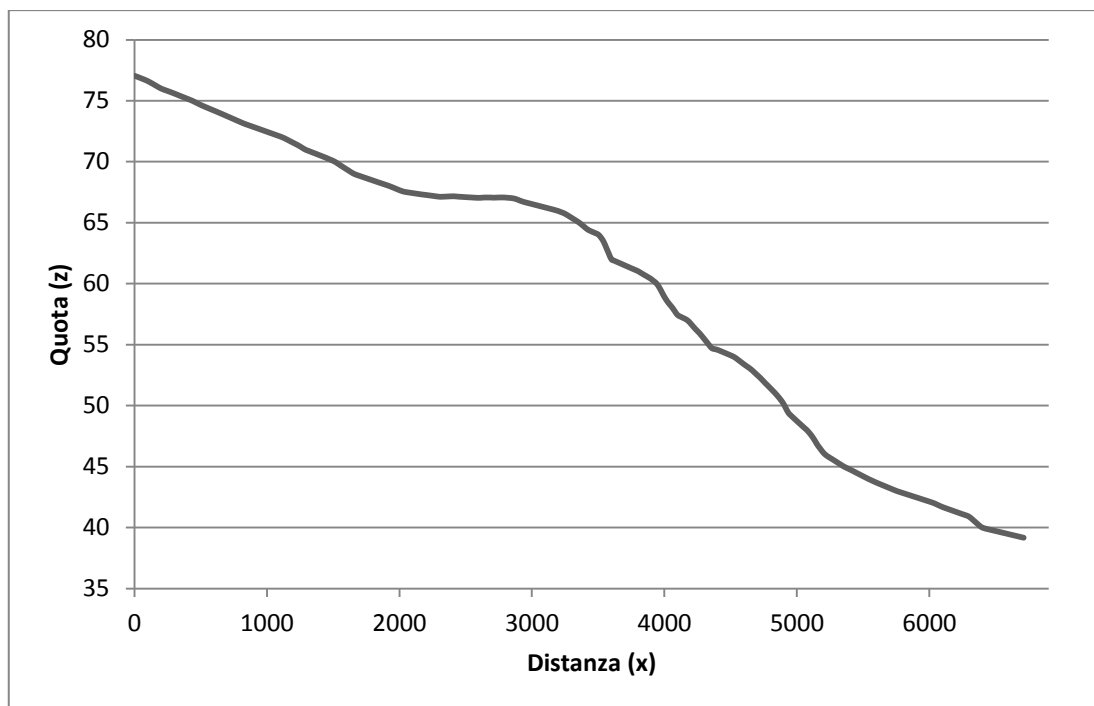


Figura 56: profilo E da DTM

La scarpata di Camalò è stata interpretata da Mozzi (2005) come una scarpata di incisione fluviale. Si pensava infatti, che l'area compresa tra il Montello e il thrust di Sacile fosse in sollevamento per opera di quest'ultimo. Tale sollevamento poteva aver forzato un'incisione fluviale del megafan con componente E-W e aver formato la scarpata di Camalò. Il continuo sollevamento, dopo la disattivazione del megafan di Montebelluna e l'attivazione di quello di Nervesa, avrebbe spinto l'erosione fluviale a opera del Giavera e/o di rami occidentali del Piave formando una scarpata con direzione NNW-SSE (a est della scarpata di Camalò).

Con i dati ora a nostra disposizione, possiamo affermare che la prima parte dell'interpretazione riguardante la struttura presente a Camalò potrebbe non essere corretta. Innanzitutto, l'incisione del megafan in presenza di sollevamento sul lembo settentrionale del thrust di Sacile avrebbe reso inattivo precocemente questo settore del megafan di Montebelluna, la cosiddetta unità di Camalò. Ciò implicherebbe che in quest'area, i suoli dovrebbero presentare un maggiore grado di sviluppo, dovendo essere più antichi di alcune migliaia o decine di migliaia d'anni. In realtà, dalle analisi effettuate dall'ARPAV (Garlato A et al., 2008), i suoli hanno lo stesso grado di evoluzione di quelli presenti nel resto del megafan, suggerendo che l'età di disattivazione delle due superfici sia comparabile. Ciò è possibile se si considera

l'ipotesi alternativa che l'unità di Camalò derivi dalla sola dislocazione tettonica del megafan di Montebelluna, successivamente alla sua disattivazione per il mutato corso del Piave a nord del Montello. Secondo questa interpretazione, la scarpata di Camalò sarebbe interamente attribuibile alla deformazione indotta dal thrust di Sacile. Un'altra evidenza dell'origine tettonica della scarpata è l'allineamento e la similitudine tra il tratto terminale della scarpata di Camalò e la scarpata di Villorba. L'inclinazione è molto simile (1.43 il primo e 1.13 la seconda) e pure la lunghezza (200 la prima e 150 la seconda): le due scarpate potrebbero essere legate allo stesso evento o serie di eventi sismotettonici. La differenza tra le scarpate di Camalò e Villorba è che l'andamento misurato nel primo tratto (tratto B e C) nella scarpata di Camalò non è visibile in quella di Villorba; inoltre Camalò ha un'altezza quasi tripla rispetto a quella di Villorba. La differente altezza della scarpata può essere imputabile al fatto che la prima è più antica e quindi avrebbe registrato maggiori/ripetuti eventi deformativi. In particolare, il tratto B sub-pianeggiante potrebbe essere dovuto all'azione di basculamento del tetto del thrust durante il sovrascorrimento (Figura 57).

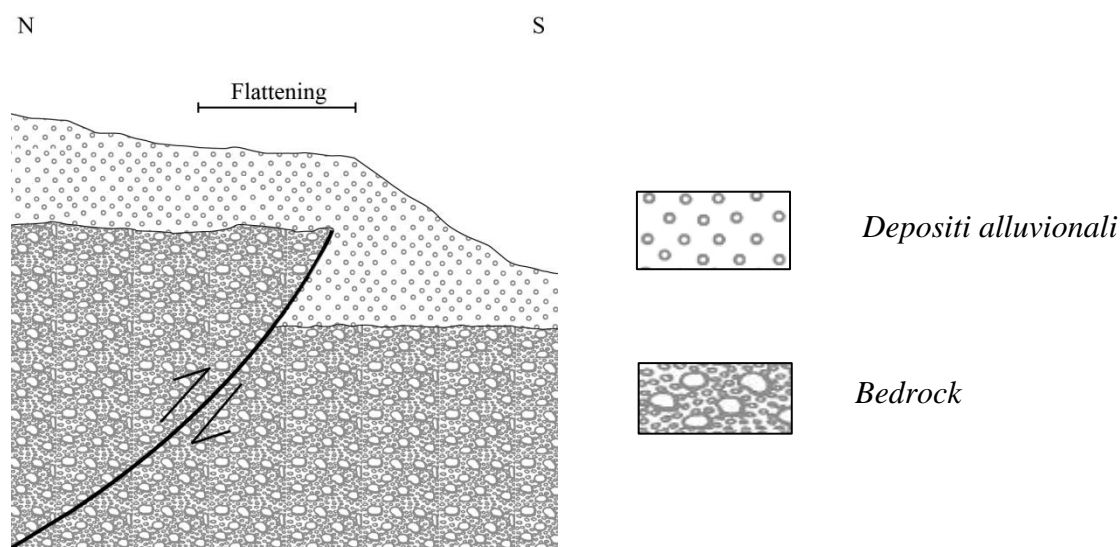
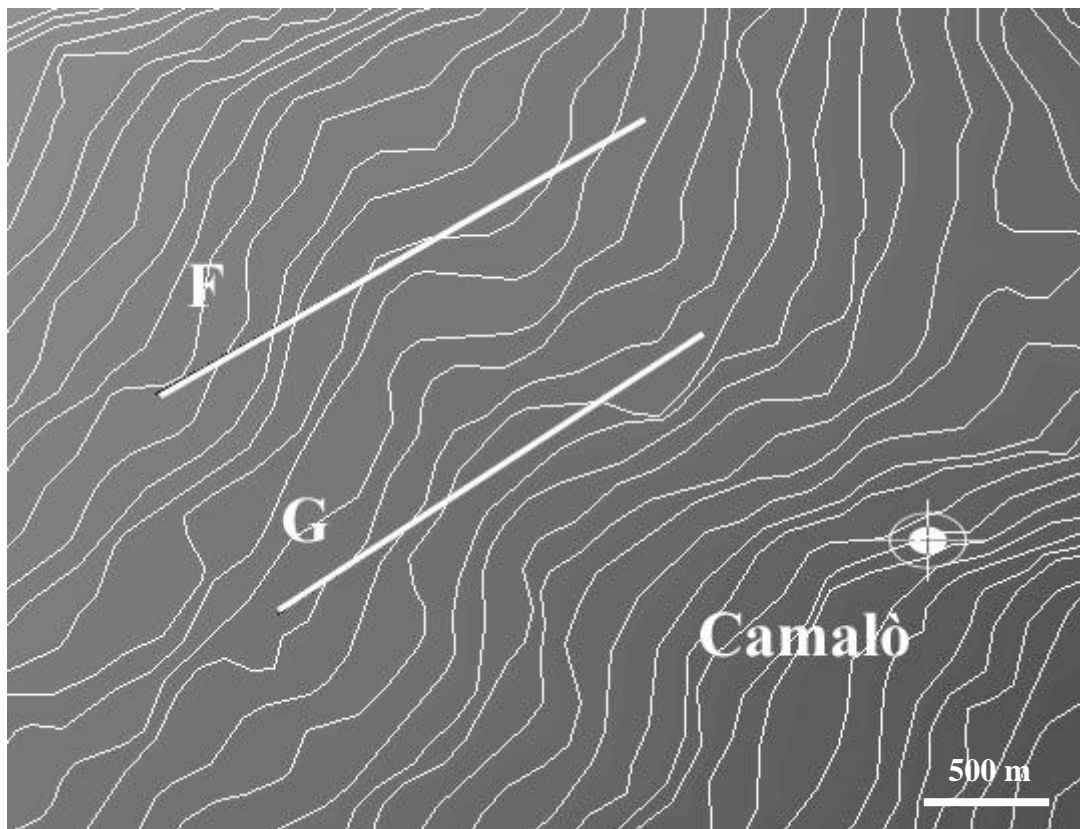


Figura 57: schema interpretativo della scarpata di Camalò

Se queste due scarpate sono state formate dalla stessa struttura tettonica, è importante capire il motivo della loro limitata estensione laterale. Per quanto riguarda la parte orientale (a est della scarpata di Villorba), riteniamo che la mancanza di evidenze sia dovuta alla recente attività del fiume Piave che, attraverso la sua azione deposizionale, non avrebbe premesso la preservazione di eventuali deformazioni tettoniche. Nel settore occidentale, la situazione risulta più complessa. Dall'analisi del microrilievo, si può notare la presenza di una piccola valle con orientamento circa NNW-SSE che sembra essere il proseguimento della scarpata di Camalò con però un andamento differente. La profondità e la larghezza variano da monte verso valle rispettivamente da circa mezzo metro a un metro e mezzo e da 1 km a circa 1.5 km. È visibile per circa 4 km (figura 58).



*Figura 58: microrilievo e DTM e sezione profili F e G (da DTM)
Scala 1:30000*

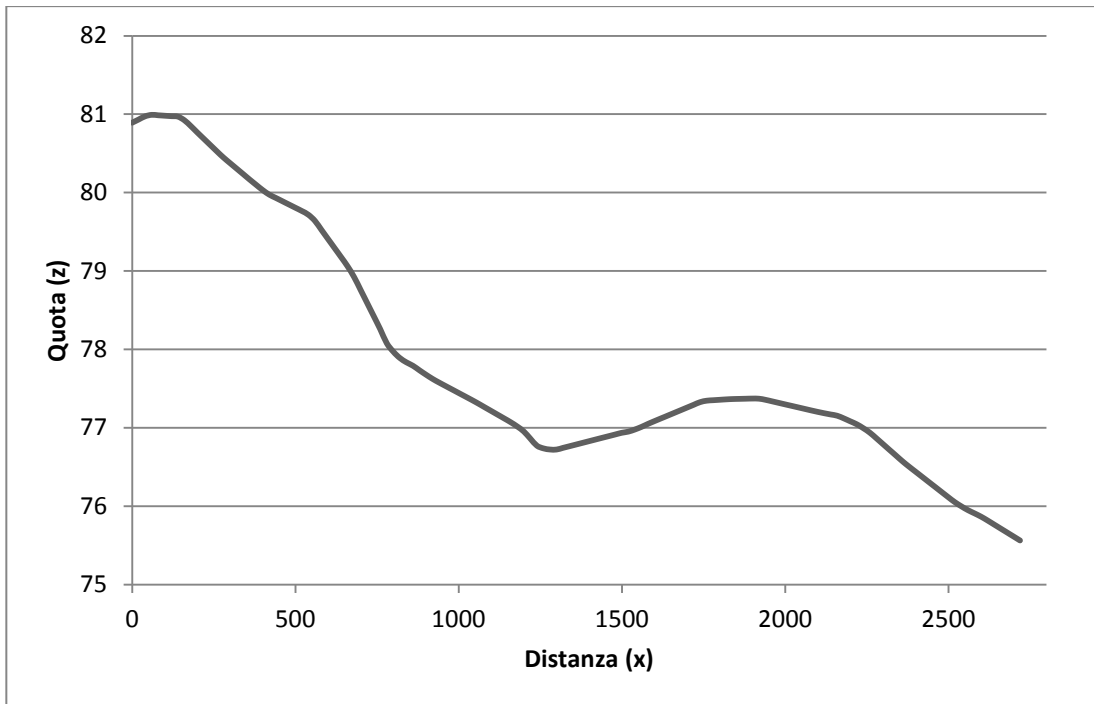


Figura 59: profilo F da DTM

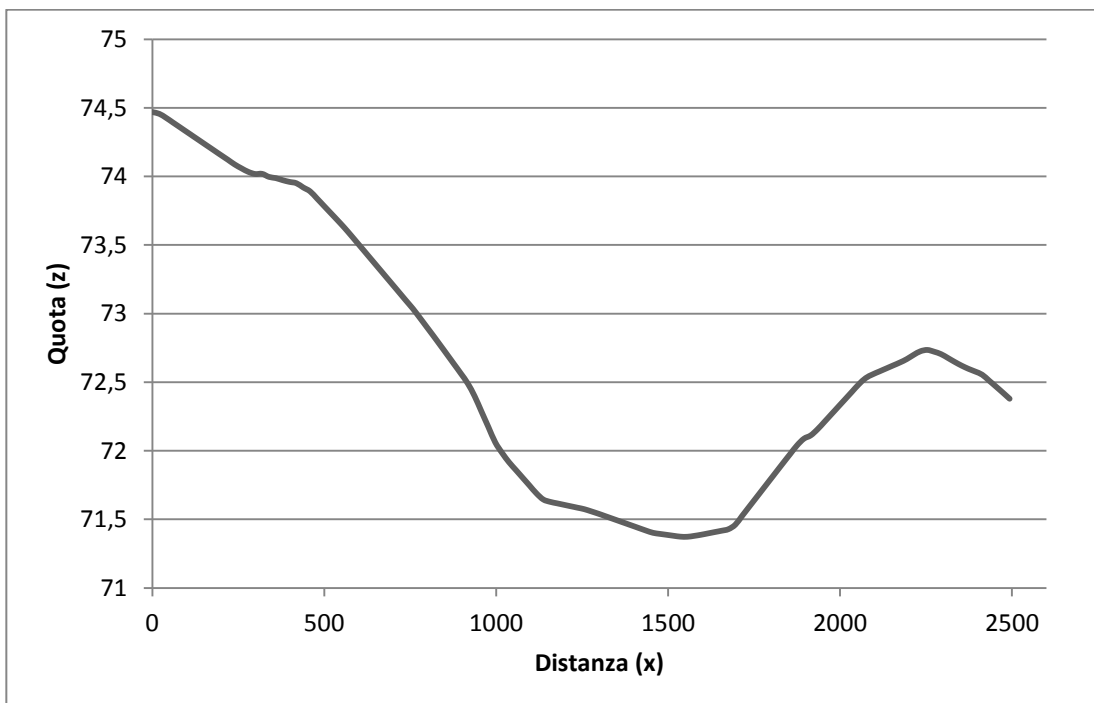
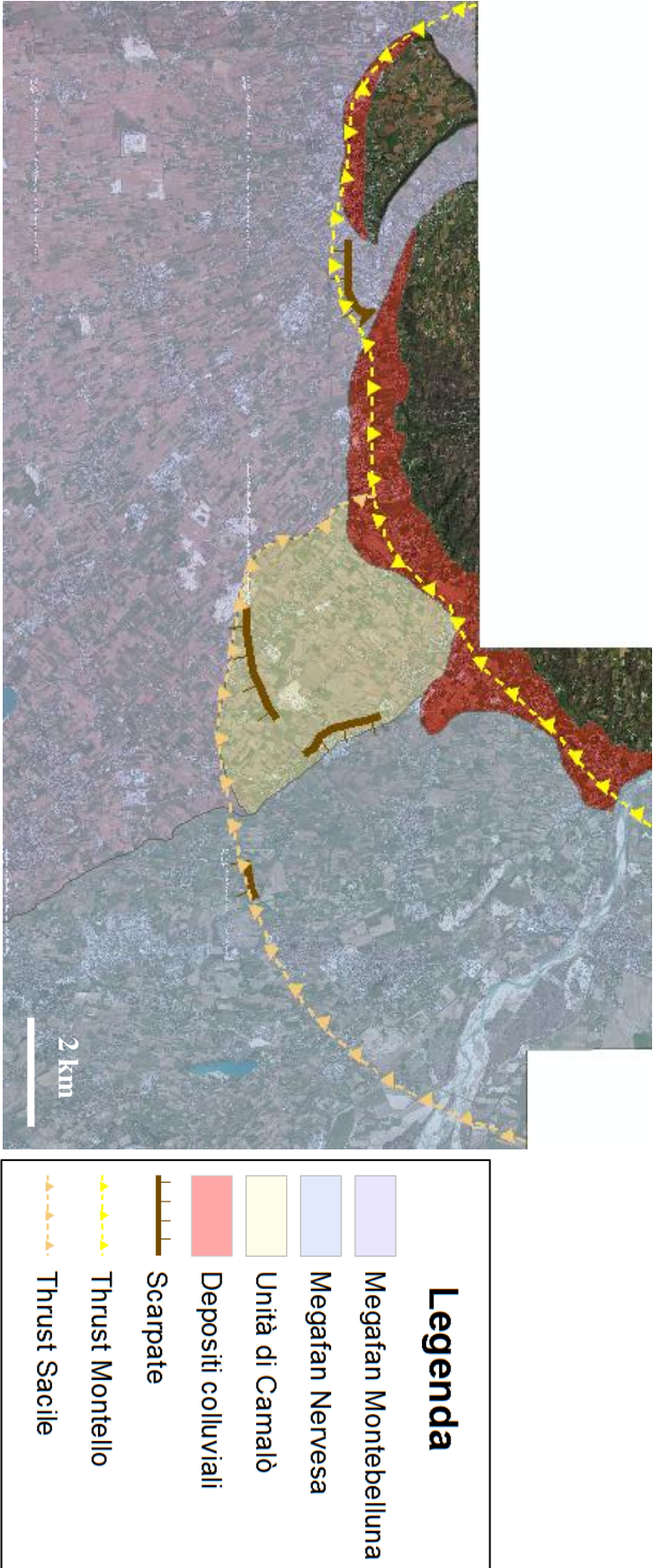


Figura 60: profilo G da DTM

Questa morfologia era stata interpretata da Mozzi (2005) come un terrazzo convergente. Però Galadini et al. (2005) e Burrato et al. (2008) propongono un andamento “arcuato” del thrust di Sacile che tenderebbe a chiudersi lateralmente verso il thrust del Montello. Quest’ultima parte, è confrontabile come posizione, alla piccola valle individuata dall’analisi del microrilievo e da alcuni profili eseguiti a partire dal DTM. Può essere interpretata come un’anomalia topografica creata dal sollevamento della porzione orientale del megafan di Montebelluna a opera del thrust di Sacile, che interrompe la normale inclinazione di questa parte di pianura.



*Figura 61 : andamento dei thrust del Montello e di Sacile in relazione ai principali elementi geomorfologici dell'area di studio.
Scala 1:125000*

6. Conclusioni

Dalle analisi effettuate nell'alta pianura trevigiana è stato possibile fare alcune considerazioni importanti. Tutta quest'area è stata interessata in età differenti (Pleistocene medio/superiore la zona occidentale e LGM e Olocene la parte orientale) dall'attività deposizionale del fiume Piave che ha creato corpi sedimentari di notevole dimensione chiamati megafan di Montebelluna e Nervesa. Dal punto di vista tettonico, già a partire dal Pliocene-Pleistocene inferiore quest'area era soggetta a sollevamento a opera del thrust del Montello (di cui l'omologa anticlinale è l'espressione superficiale più antica) e successivamente del thrust di Sacile. Le evidenze di tali movimenti si manifestano attraverso la formazione di scarpate sui depositi alluvionali. La presunta esistenza di queste strutture in quest'area della pianura, è stata messa in evidenza dall'analisi del microrilievo ed è stata successivamente confermata dall'analisi dei profili eseguiti con il D-GPS. Sono state individuate tre scarpate denominate: scarpata di Montebelluna, Camalò e Villorba. La prima si trova allo sbocco della valle di Biadene e si è formata per effetto dal sovrascorrimento del Montello. Le altre due invece, sono dovute al sollevamento del blocco di tetto del thrust di Sacile. È inoltre presente un avvallamento al margine occidentale dell'unità di Camalò con andamento NNW-SSE che sembra essere la continuazione della scarpata di Camalò con però una direzione differente. È stata interpretata come un'anomalia topografica dovuta al sovrascorrimento di Sacile che probabilmente tende a chiudersi lateralmente verso NNW come proposto da alcuni autori (Galadini et al.2005 e Burrato et al., 2008).

Le scarpate tettoniche in pianura alluvionale hanno un basso potenziale di preservazione quando il sistema fluviale è ancora attivo. Si ritiene che le scarpate indagate si siano formate a partire dal momento di disattivazione del megafan di Montebelluna per le scarpate di Montebelluna e Camalò, e del lembo occidentale del megafan di Nervesa per la scarpata di Villorba.

Bibliografia

Anselmi M., Gavoni A., De Gori P., Chiarabba C. (2011) – Seismicity and velocity structures along the south-Alpine thrust front of the Venetian Alps (NE-Italy). *Tectonophysics*, Volume 513, p. 37-48

Antonelli R., (1986) - Primi risultati di ricerche idrogeologiche sulla ricarica naturale delle falde nell'alta pianura alluvionale del fiume Piave. *Mem. Sc. Geol* 38.

Bondesan, A., Calderoni, G., Mozzi, P., (2002) - L'assetto geomorfologico della pianura veneta centro-orientale: stato delle conoscenze e nuovi dati. In: Varotto, M., Zunica, M. (Eds.), *Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta*. Dipartimento di Geografia, Università degli Studi di Padova, Padova, p. 19–38.

Burrato P., Poli M. E., Vannoli P., Zanferrari A., Basili R., Galadini F. (2008) - Sources of Mw 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: An updated view based on geological and seismological evidence. *Tectonophysics* 453, p. 157–176.

Caputo R., Poli M. E., Zanferrari A. (2010) - Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy. *Journal of Structural Geology* 32, p. 1009-1027.

Carton A., Bondesan A., Fontana A., Meneghel M., Miola A., Mozzi P., Primon S., Surian N. (2009) - Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River system (northeastern Italy) since the Last Glacial Maximum. *Géomorphologie*, 3, p. 155-174.

Castaldini D. e Panizza M. (1991) - Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e il lago di Como (Italia settentrionale). *Il quaternario* 4(2), p. 333-410.

Cheloni D., D'Agostino N., and Selvaggi G. (2014) - Interseismic coupling, seismic potential, and earthquake recurrence on the southern front of the Eastern Alps (NE Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, p. 4448-4468.

Chiorboli A. (2009) - Una stazione GPS semi-permanente per il posizionamento RTK in real time. Tesi di Dottorato, Università degli studi di Ferrara.

Danesi S, Pondrelli S, Salimbeni S., Cavaliere A. (2014, in press) - Active deformation and seismicity in the Southern Alps (Italy): the Montello hill as a case study. (in press)

Fontana A., Mozzi P., Bondesan A. (2008) - Alluvial megafans in the Venetian–Friulian Plain (north-eastern Italy): Evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International* 189, p. 71–90.

Fontana A., Mozzi P., Bondesan A. (2010) - Late Pleistocene evolution of the Venetian–Friulian Plain. *Rend. Fis. Acc. Lincei* 21, p. 181-196.

Galadini F., Poli M. E. and Zanferrari A. (2005) - Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern Southern Alps (Thiene–Udine sector, NE Italy). *Geophys. J. Int.* 161, p. 739–762

Garlato A., Dalla Rosa A. (2008) – Carta dei suoli della provincia di Treviso. ARPAV – Osservatorio regionale suolo, Provincia di Treviso, L.A.C., Firenze, pp108, 7 carte allegate.

Mancin N., Di Giulio A., and Cobianchi M. (2009) - Tectonic vs. climate forcing in the Cenozoic sedimentary evolution of a foreland basin (Eastern Southalpine system, Italy). *Basin Research* 21, p. 799-823.

Mellere D., Stefani C. and Angevine C. (2000) - Polyphase tectonics through subsidence analysis: the Oligo-Miocene Venetian and Friuli Basin, north-east Italy. *Basin Research* 12, p. 159–182

Mozzi P., Bini C., Zilocchi L., Becattini R., Mariotti Lippi M. (2003) - Stratigraphy, palaeopedology and palinology of late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the lagoon of Venice (Italy), in relation to caranto level. *Il Quaternario* 16-1bis, p. 193-210.

Mozzi P. (2005) - Alluvial plain formation during the late quaternary between the southern Alpine margin and the lagoon of Venice (northern Italy). *Geografia fisica dinamica del quaternario, supplemento VII* (2005), p. 219-229.

Ravazzi C., Peresani M., Pini R., Vescovi E. (2007) - Il tardoglaciale nelle Alpi Italiane e in Pianura Padana evoluzione stratigrafica, storia della vegetazione e del popolamento antropico. *Italian Journal of Quaternary Sciences* 20(2), p. 163-184.

Sambugaro A. (2011) – Rilievo di dettaglio, mediante GPS, per lo studio di scarpate tettoniche nella pianura centrale. Tesi di Laurea triennale (anno accademico 2010/2011). 39 pp.

Schiavo A (2012) – Il territorio, aspetti geomorfologici. In: Citton E. B., Busana M. S., De Min M., Gilli E., Larese A., Pedron R., Schiavo A. (a cura di) - Carta geomorfologica e archeologica del Comune di Montebelluna. Il progetto Archeogeo. Museo di storia naturale e archeologia di Montebelluna, pp. 541.

Sugan M. e Peruzza L. (2011) - Distretti sismici del Veneto. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* Vol. 52, n. 4 supplemento, p. s3-s90.

Zampieri D: (2005) - Elementi di geologia. Estratto da “Montello” di Castiglioni B. – 3KCL (Karstic Cultural Landscapes), p. 21 – 25.

Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G. B., Castadini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G. G., Pianetti F. e Sauro U. (1982) - Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale. *Mem. Sc. Geol.*, 35, p. 355-376.

Zanferrari, A., Avigliano, R., Grandesso P., Monegato, G., Paiero G., Poli M.E., Stefani, C. (2008a) - Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50,000 e Foglio 065 "Maniago"; 224 pp.

Zattin M., Stefani C., Martin S. (2003) - Detrital fission-track analysis and sedimentary petrofacies as keys of alpine exhumation: the example of the Venetian foreland (European southern Alps, Italy). *Journal of sedimentary research* Vol. 73, p. 1051-1062.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare il Prof. Mozzi e il Prof. Di Toro per la grande disponibilità e il supporto dimostrato durante questi mesi di lavoro. Ringrazio inoltre, il Prof. Ferrarese per avermi aiutato nell'elaborazione dei dati e per le piccole lezioni di GIS.

Ovviamente non possono mancare i ringraziamenti alle persone a cui voglio molto bene. Ringrazio tutta la mia famiglia per tutti i sacrifici fatti in questi anni e per il supporto morale. Ringrazio la mia fidanzata Beatrice per avermi sostenuto nei momenti di difficoltà e per la fiducia che ha sempre riposto in me. Ringrazio Luca perché nonostante la distanza (Scozia), è sempre stato disponibile ad ascoltarmi. Ringrazio infine tutti gli amici, compagni di corso e non e il gruppo TB "Sciroccai".

Grazie di cuore a tutti voi!