



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

Direttore: Prof. Fabrizio Nestola

Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica

**ANALISI TRAMITE FOTOINTERPRETAZIONE
DELLA PALEOIDROGRAFIA DELLA
BASSA PIANURA FRIULANA SUD-ORIENTALE
(ITALIA NORD-ORIENTALE)**

**ANALYSIS THROUGH PHOTOINTERPRETATION
OF THE PALEOHYDROGRAPHY OF THE
SOUTH-EASTERN FRIULIAN PLAIN (NE ITALY)**

Relatore: Prof. Alessandro Fontana

Correlatore: Dr. Sandro Rossato

Laureanda: Lucia Nardelli

Anno Accademico: 2019-2020

INDICE

ABSTRACT	3
1. INTRODUZIONE	5
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO	9
2.1 <i>Inquadramento geografico</i>	9
2.2 <i>Inquadramento geologico-strutturale</i>	11
2.3 <i>Evoluzione Quaternaria</i>	16
2.4 <i>La Pianura Friulana nel pre-LGM (> 30.000 anni fa)</i>	17
2.5 <i>La pianura Friulana nell'LGM (30.000-19.000 anni fa)</i>	20
2.6 <i>La Pianura Friulana nel post-LGM (ultimi 19.000 anni fa)</i>	26
2.7 <i>La Laguna di Grado e Marano</i>	31
2.8 <i>Attività antropiche dall'epoca romana ai tempi moderni</i>	33
3. CARTOGRAFIA GEOLOGICA.....	37
4. METODI	47
4.1 <i>Fotointerpretazione</i>	47
4.2 <i>Modello digitale del terreno (DTM)</i>	52
4.3 <i>Sistema informativo geografico (Software ArcGIS)</i>	53
5. DATI E DISCUSSIONE	55
5.1 <i>Paleoalvei dei fiumi alpini e di risorgiva</i>	56
5.2 <i>Tracce di aree palustri e paludi costiere</i>	65
5.3 <i>Dossi e depressioni fluviali</i>	68
5.4 <i>Canali Lagunari</i>	74
5.5 <i>Canali artificiali e alvei artificializzati</i>	76

<i>5.6 Dune di Belvedere - San Marco</i>	77
<i>5.5 Tracce paleoidrografiche e direttrici fluviali</i>	81
6. CONCLUSIONI	85
BIBLIOGRAFIA	89
RINGRAZIAMENTI	95

ALLEGATO: Carta della fotointerpretazione della Pianura Friulana sud-orientale
(Scala 1:30.000)

Abstract

This thesis considers the eastern sector of the distal plain of Friuli Venezia Giulia (NE Italy) and investigated an area of 240 km² located between the River Isonzo and River Corno di Nogaro. This zone is strongly characterized by the presence of a dense hydraulic network of minor streams fed by groundwater, as Ausa, Corno di Nogaro, Terzo and Natissa rivers. The eastern boundary of the study area corresponds to the present channel of Isonzo River and Torre Torrent.

The aim of the research was the identification and the characterization of geomorphological features and this goal was achieved through the image interpretation of both aerial photos and satellite images and the analysis of a DTM (Digital Terrain Model) produced through airborne laser altimetry (LiDAR). The obtained data have been analyzed with the software ArcMap, a Geographic Information System (GIS). For producing the map of the photointerpretation that is the main result of this thesis, also the software Adobe Illustrator was essential to finalize the graphic editing of the map.

The first part of the work consisted in the recognition of the traces of landforms, mainly through the analyses of conventional zenithal aerial picture collected in 1954, 1993 and 2003. The information obtained by remote sensed images have been checked and detailed through the comparison with the data displayed in the DTM. During a second step, the focus shifted on the more particular and significant features to better understand their origins and evolution. The paleohydrographic and paleolagoon traces are the main topic of this thesis, because they characterize this sector of the Friulian Plain. In particular, the reconstruction of the ancient fluvial patterns, their network and the ages of activation. A main goal was the tentative of reconstructing their evolution, their dimensional characteristics and their relationships with the geological units within which they were incised and which eventually filled them after their abandonment. Moreover, special attention was given to the so-called “Dune di Belvedere-San Marco”, some low-relief hills of Aeolian origin existing between the city of Aquileia and the boundary of Grado

Lagoon. For the development of this study some indirect methods of remote sensing have been used. Unfortunately, partly because of the Covid-19 emergency during the period from March to May 2020, the study lacks of an important part of checking the ground truths in the field. Indeed, to fully understand some geomorphological features some checks would be necessary.

It follows that, even if the literature related gave a big hand in understanding the situation, to make an accurate analysis of the geometrical and dimensional characteristics and of their evolution period, it has been used the image interpretation of the data collected through the GIS. Moreover, the activities of georeferencing and comparison of aerial photos made possible the creation of an interpretative geomorphological map, depicting a number of elements, some of which were already known, while some others hadn't yet been mapped before. The digitalization of the geomorphological traces in a single GIS project allowed to achieve a complete perspective in a regional scale. Moreover, the new data have been checked at the light of the recent "Geological map of the units of the Plain of Friuli Venezia Giulia", based on the fusion in a unique georeferenced database of detailed surveys of the Quaternary geology. To deeply analyze a topic like geomorphological analysis through remote sensed methodology, some difficulties have been faced and the pros and cons of the methods used for the analysis have to be taken into account. A positive outcome to mention is the large investigated area and the fast results obtained by the investigation. For the cons, the limit in the recognition of the nature of the soils and the detailed study of the recognized tracks could represent the source of errors that, if not integrated with specific investigations on the ground, could lead to misinterpretation of the results.

It is worth noting that, unfortunately, even this area of the Friulian Plain experienced a strong modern agricultural activity that caused a strong reword of traces and deposits. Especially in the last centuries the operations related to the reclamation of the lagoon fringes and the ground levelling for agricultural purposes led to erase or compromise many of the ancient landforms.

INTRODUZIONE

L'oggetto di studio del presente elaborato di tesi corrisponde ad una porzione della bassa pianura orientale del Friuli Venezia Giulia, compresa tra i corsi dei fiumi Isonzo e Corno di Nogaro per un'estensione di circa 230 km². La zona è stata interessata da un limitato numero di studi geomorfologici recenti e, quindi, le indagini su di essa possono avere interessanti potenzialità. L'area si estende dalla linea delle risorgive al margine della Laguna di Grado ed è caratterizzata da una ricca rete idrografica. Partendo dall'estremità occidentale con i Fiumi Aua e Corno di Nogaro, a seguire il fiume Terzo e Natissa fino all'estremità orientale con i "grandi protagonisti" di tutta l'area: il Fiume Isonzo e il Torrente Torre (Fig. 1.1).

L'obiettivo del lavoro è stato quello di individuare e caratterizzare gli elementi geomorfologici presenti all'interno di questo settore di bassa pianura tramite la fotointerpretazione di foto aeree e immagini satellitari e con l'analisi di un DEM (Digital Elevation Model) derivato da altimetria laser aviotrasportata (LiDAR). I dati ottenuti sono stati gestiti con un sistema informativo geografico (GIS) corrispondente al software ArcMap e, successivamente si è utilizzato il software di elaborazione grafica Adobe Illustrator per redigere la carta della fotointerpretazione, che rappresenta il prodotto principale di questa tesi.

L'area considerata si inserisce nel filone di studi condotto dal Dipartimento di Geoscienze di Padova riguardo la Pianura Friulana. Questa era stata precedentemente analizzata in gran dettaglio nel suo settore più occidentale, fino al corso del Fiume Corno di Nogaro, ed è stata descritta nel volume "Evoluzione geomorfologica della Bassa Pianura Friulana e sue relazioni con dinamiche insediative antiche", in cui è allegata la Carta Geomorfologica della Bassa Pianura Friulana a scala 1:50.000 (Fontana, 2006).

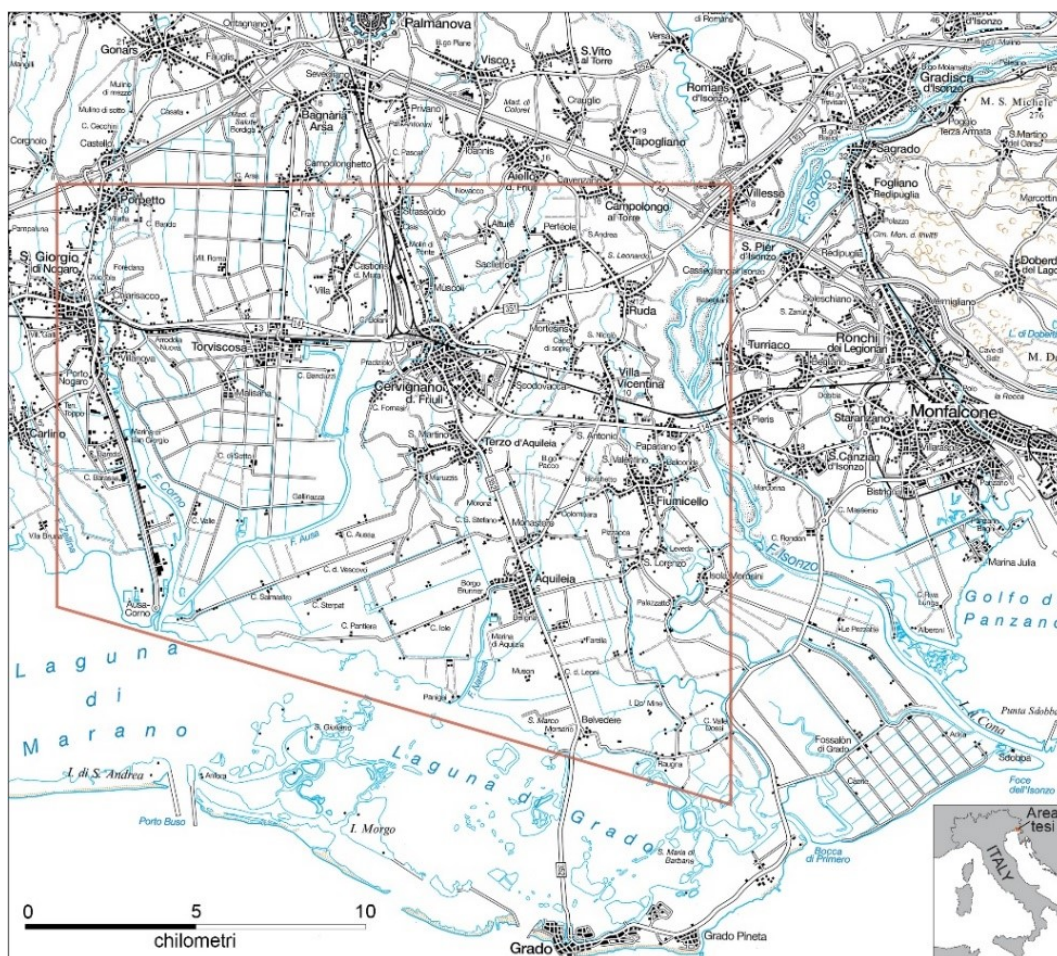


Fig. 1.1 – L’area studiata da questa ricerca è identificata dal perimetro rosso. Base topografica Tabacco.

Per l’area considerata da questa tesi si ricorda invece la recentissima “Carta delle unità geologiche della pianura del Friuli Venezia Giulia” (Fontana et al., 2019), ottenuta dall’elaborazione e fusione in un unico database georeferenziato della cartografia del Progetto CARG (CARTografia Geologica) e della Carta Geologica di Sintesi della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (Progetto GEO-CGT).

Il lavoro di tesi si è quindi basato su solide conoscenze geologiche precedenti, con l’obiettivo di ampliare e considerare in dettaglio gli aspetti geomorfologici. Più specificatamente, trattandosi di una zona di bassa pianura, si è dedicata una particolare attenzione alle tracce paleoidrografiche riconoscibili in superficie, che datano dal Last Glacial Maximum (LGM) all’attuale. Dopo una prima fase di

riconoscimento e censimento degli elementi geomorfologici, ci si è poi concentrati su quelli più particolari e significativi, cercando di interpretarne l'origine e l'evoluzione. In particolare si sono considerate le valli che caratterizzavano e in parte ancora caratterizzano alcuni dei corsi fluviali, tentando di riconoscerne l'andamento, le caratteristiche dimensionali e i loro rapporti con le unità geologiche entro cui si sono incise e che le hanno poi riempite.

La zona di studio comprende anche l'area di Aquileia, ma la questa tesi non ha considerato in dettaglio gli aspetti archeologici e dell'antico popolamento umano, che richiederebbero uno studio dedicato. Invece, si è dedicata una speciale attenzione ai bassi rilievi morfologici esistenti tra Aquileia e il margine lagunare, le cosiddette dune di Belvedere-San Marco.

Questo studio ha utilizzato essenzialmente metodologie indirette di telerilevamento, mentre non vi è stata una parte di rilevamento sul terreno, anche per le restrizioni sugli spostamenti indotti dall'emergenza Covid-19, che ha di fatto impedito le attività di campagna da marzo a maggio 2020. Si evidenzia quindi che, per comprendere a pieno alcuni degli elementi geomorfologici individuati da questa tesi e l'evoluzione che questi hanno subito, sarebbero stati necessari alcuni controlli che non si è potuto effettuare.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

2.1 - Inquadramento geografico

La Pianura Friulana, si estende a meridione delle Prealpi Carniche e Giulie, dal fiume Livenza fino al bordo dell'altopiano del Carso. Essa ricopre il 40% di tutta la regione Friuli Venezia Giulia e rappresenta l'estremo lembo orientale della Pianura Padana. Nella Pianura Friulana la divisione più rilevante è data dalla distinzione tra l'alta e la bassa pianura, al cui limite, dal punto di vista idrogeologico, gli orizzonti argillosi impermeabili costringono parte della falda freatica ad emergere in superficie. Vengono alimentate quindi numerose sorgenti che formano la cosiddetta fascia delle risorgive. L'alta pianura si sviluppa a ridosso delle Prealpi caratterizzata da depositi alluvionali grossolani come ciottoli e ghiaia, mentre la bassa pianura è principalmente costituita da limi e secondariamente da sabbie e argille. Quest'ultima è delimitata a sud dalla costa adriatica, dove si susseguono i litorali sabbiosi alimentati dalle foci dei maggiori corsi d'acqua (Fig. 2.1).

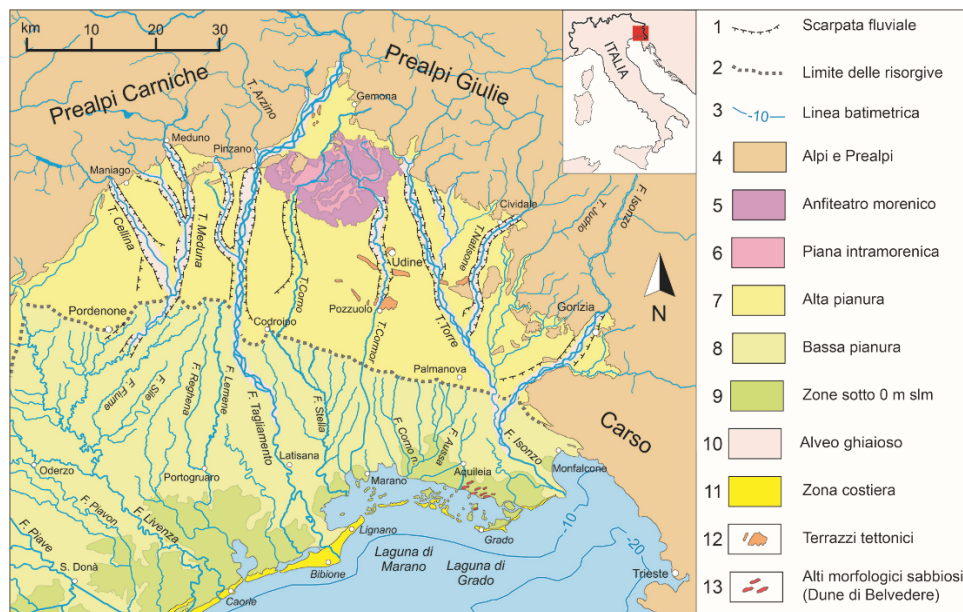


Fig. 2.1 – Schema fisiografico della Pianura Friulana (Fontana, 2019, modificato Fontana, 2006).

Nel sottosuolo della bassa pianura sono presenti intercalazioni ghiaiose e sabbioso-ghiaiose, sede di acquiferi artesiani. Informalmente si parla di bassa pianura occidentale e bassa pianura orientale, separate dal corso del Fiume Tagliamento.

In questo lavoro di tesi, l'area oggetto di studio, corrisponde ad un settore di circa 240 km² della bassa pianura orientale, che è solcata da una fitta rete di corsi di risorgiva che, da ovest corrispondono ai fiumi Ausa e Corno di Nogaro, a seguire il Terzo, il Natissa e poi, più a est i fiumi alpini, ovvero il Torre e l'Isonzo. La zona di studio comprende anche Aquileia e i bassi rilievi morfologici di Belvedere-San Marco, situati a ridosso della Laguna di Grado. Un'ampia porzione del territorio considerato è stato plasmato dall'attività dei principali fiumi del sistema isontino di cui fanno parte appunto l'Isonzo, il Natisone e il Torrente Torre.

L'Isonzo, dal latino *Aesontium*, nasce a 1100 m d'altitudine nelle Alpi Giulie e, dopo aver percorso per i due terzi della sua lunghezza (136 km) il territorio sloveno, entra in Italia poco a monte di Gorizia, dove è attualmente bloccato dalla diga di Solcano, che ne condiziona fortemente il trasporto solido. Il fiume scorre più a valle al limite orientale della Pianura Friulana, sfociando nell'Adriatico. Il bacino dell'Isonzo ha una superficie di circa 3300 km², comprendente i bacini di Torre e Natisone e ha una portata media di circa 100 m³/s allo sbocco in pianura presso Gorizia, e di 150 m³/s alla foce.

Il principale affluente dell'Isonzo è il torrente Torre, lungo circa 47 km, che nasce ai piedi del monte Sorochiplas nella catena prealpina dei Monti Musi, ad una altitudine di 529 m s.l.m. Il suo bacino viene diviso in due parti sostanzialmente differenti: il bacino a monte della stretta di Zompitta e Savorgnano del Torre, che si estende per 160 km², ed il bacino in pianura, costituito da depositi molto permeabili, determinando la totale infiltrazione delle acque per gran parte dell'anno. Inoltre, insieme al suo affluente Natisone, drena una notevole porzione del bacino dell'Isonzo (AA.VV., 1980). Il Fiume Natisone ha un bacino con una superficie di 322 km² e nasce alle falde del Monte Maggiore e dal Monte Gabrovig; la sua lunghezza fino alla confluenza con il Torrente Torre è di 55 km (Ceschia, 2000).

Il Fiume Natissa, nasce dalla fascia delle risorgive e, dopo aver attraversato il centro abitato di Aquileia, riceve le acque del Fiume Terzo che, assieme ai canali Anfora e Morona, funge da confine tra il comune di Aquileia e di Terzo di Aquileia, per poi sfociare nella laguna di Grado.

Il Fiume Corno di Nogaro nasce da risorgive nel comune di Gonars e sfocia nella Laguna di Marano poco dopo essersi unito con il Fiume Ausa. Quest'ultimo è lungo 22 km, nasce nel comune di Aiello del Friuli all'altezza del ponte di Novacco, dalla confluenza di numerosi corsi d'acqua minori (Ceschia, 2000).

2.2 - Inquadramento geologico-strutturale

Dal punto di vista geodinamico la regione del Friuli Venezia Giulia è collocata nella parte nord-orientale della microplacca Adria, che comprende parte della catena Sudalpina orientale e la zona di avampaese. Quest'ultimo è costituito nella parte orientale dalla Pianura Friulana, delimitata a nord dalla catena Sudalpina sud-vergente e ad est dalle Dinaridi Esterne, con vergenza in direzione sud-ovest (Poli, 2019).

In particolare la Pianura Friulana risulta modellata su una coltre di depositi terziari e quaternari di natura prevalentemente clastica, con uno spessore complessivo di circa 500-1000 m formatasi negli ultimi 23 Ma (Cimolino et al., 2010). Alla base della sequenza clastica si riconoscono formazioni flyschoidi eoceniche e oligoceniche che ricoprono una serie prevalentemente carbonatica mesozoica (Piattaforma Carbonatica Friulana).

L'attuale assetto geologico della Pianura Friulana è stato raggiunto tramite un'articolata evoluzione paleogeografica e strutturale legata al ciclo orogenetico alpino. Durante il Mesozoico la regione apparteneva al margine passivo africano, distinto per la sua complessa paleogeografia, dove si alternavano ampie piattaforme carbonatiche e bacini limitati da faglie estensionali con direzione principalmente N-S. È in questo contesto che, dall'inizio del Giurassico medio, fino a più della

metà del Cretacico superiore, nella regione si formò l'estesa Piattaforma Carbonatica Friulana che confina ad ovest con il Bacino Bellunese e a nord e ad est col Bacino Carnico-Sloveno o di Tolmino (Poli, 2019).

La tettonica che influenza la regione veneto-friulana fin dal Cretacico superiore deriva da due eventi deformativi di tipo compressivo, ovvero dall'evento Dinarico e da quello Neoalpino. L'evento Dinarico è compreso nel periodo tra il Cretacico e l'Eocene superiore, caratterizzato da un orogene che ha raggiunto la sua massima crescita durante l'Oligocene e dalla propagazione della Catena Dinarica Esterna (CDE) a pieghe e sovrascorrimenti ovest vergenti. Le tracce di deformazione sono state registrate in tutto il territorio friulano e carnico e costituiscono l'assetto strutturale fondamentale nell'area carsica e in quella collinare orientale. Nella parte meridionale della pianura, invece, il fronte della Catena Dinarica esterna è identificato tramite un sistema costituito dai sovrascorrimenti sepolti di Palmanova, Panzano e del Carso (Poli, 2019).

L'evento Neoalpino, invece, è quello in cui si è sviluppata la Catena Sudalpina Orientale s.s. (CSO), che è durato dal tardo Oligocene fino al periodo attuale (Doglioni & Bosellini, 1987; Castellarin et al., 1992; Caputo et al., 2010) ed in cui hanno avuto luogo lo sviluppo di sottili piattaforme terrigeno-carbonatiche del Gruppo di Cavanella (intervallo tra Aquitaniano e il Langhiano) ed il sollevamento tettonico della fascia alpina e prealpina carnico-giulia, che è continuato fino all'attuale (Poli, 2019). Questo sollevamento tettonico ha successivamente consentito il rinvenimento del basamento cristallino lungo il sovrascorrimento della Valsugana ed in seguito la formazione di una profonda avanfossa con spessori massimi di circa 3000 m e il suo graduale riempimento, proseguito fino al Messiniano.

Il fronte sudalpino, invece, ha continuato la sua espansione anche durante il Plio-Quaternario ed ha portato alla formazione di sovrascorrimenti con una direzione perlopiù ENE-ONO, spesso inducendo nella zona più esterna e superficiale, la contemporanea formazione di nuovi segmenti di faglia e splay tettonici (Poli, 2019).

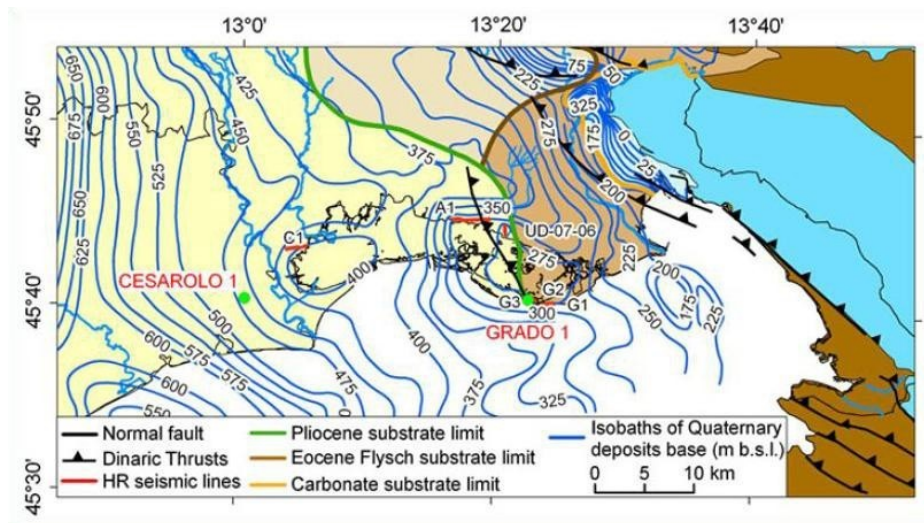


Fig. 2.2- Isobate della base del Quaternario con indicazione delle litologie che costituiscono il substrato roccioso (Cimolino et al., 2010): flysch (marrone), carbonati (blu), depositi pleistocenici (giallo), Molassa Miocenica (beige), flysch eocenico (marrone chiaro) e unità carbonatiche (blu chiaro).

Nell' intervallo Serravalliano-Messiniano, invece, l'avampese ha subito un forte attività tettonica dovuta ai vari processi dei sistemi sudalpini di minore entità rispetto a quella generata dal fronte sudalpino nel periodo tra il Pliocene superiore e il Quaternario (Poli, 2019); differenza dovuta al conseguente approfondirsi verso SW delle isobate dei sedimenti quaternari che andavano dai 200 m della Pianura Friulana a SW di Palmanova, agli 800-1000 m della Pianura Veneta e dell' offshore adriatico nei pressi della Laguna di Venezia, dovuto al sistema di accavallamenti NE-vergenti dell' Appennino Settentrionale (Poli, 2019; Fig. 2.2)

Superando il margine alpino, le ultime tracce delle strutture tettoniche sono presenti nell'alta pianura e comprendono il sistema di faglie inverse di Pozzuolo del Friuli, il quale mostra segni di deformazione recente di tipo transpressivo nei pressi dei rilievi isolati di Orgnano, Variano e Udine, dove i sovrascorrimenti hanno creato dei terrazzi tettonici con il conseguente rinvenimento di rocce mioceniche e la deformazione dei sedimenti quaternari (Venturini, 1987; Zanferrari et al., 2008).

Un'altra zona tettonicamente attiva è quella del settore esterno della catena sudalpina orientale, che mostra varie deformazioni dei terreni pleistocenici situati

lungo rilievi prealpini o immediatamente al di sotto della pianura antistante, mentre per quanto riguarda la sismicità, questa risulta esser concentrata in tutta la zona frontale e soprattutto nella zona centrale del Friuli (Poli, 2019).

Per quanto riguarda la Pianura Friulana orientale, oggetto di questa tesi, essa presenta un'attività sismica meno rilevante rispetto all'area prealpina, ma alcune sequenze sismiche registrate nella zona hanno mostrato che i movimenti tettonici sono tutt'oggi attivi. In particolare le strutture ereditate durante l'età dinarica che, sollecitate frequentemente dai carichi tettonici generati dal sistema neoalpino, inducono una maggiore attivazione di questi movimenti tettonici (Peruzza et al., 2002; Poli, 2019). Uno tra i sistemi strutturali più rilevanti per la Pianura Friulana, è proprio la Linea di Palmanova, un sovrascorrimento sudalpino attivo dal post-Tortoniano (ultimi 9 Ma), che prosegue dal Golfo di Trieste al Fiume Tagliamento con direzione ESE-ONO (Venturini, 1987; Cimolino et al., 2010). Nella zona a sud di Udine invece, questa, è soggetta ad una deformazione dovuta all'attività recente del sovrascorrimento Udine-Buttrio, che percorre in direzione ONO-ESE la Pianura Friulana orientale.

Le informazioni riguardanti l'assetto tettonico sono state ampliate dalle indagini relative agli aspetti geotermici del sottosuolo di Grado e, in particolare, dalla perforazione del pozzo stratigrafico Grado1 (Fig. 2.3), che ha raggiunto 1108 m e ha confermato la presenza di un thrust frontale dinarico orientato NO-SE (Nicolich et al., 2004; Cimolino et al., 2010).

Nel log stratigrafico ottenuto dal pozzo di Grado1, oltre a dimostrare che la copertura terrigena che non raggiunge i 300 m di spessore, si è potuta vedere la successione marnoso-sabbiosa neogenica con spessori di circa 250 m. Le torbiditi Paleogeniche (flysch dell'Eocene) invece, hanno circa uno spessore di 50-60 m e sono composte da marne verdi provenienti da fonti distali con componenti glauconitiche, simili alle marne verdi basali riconoscibili in Istria al contatto affiorante coi carbonati Paleogenici (Cimolino et al., 2010).

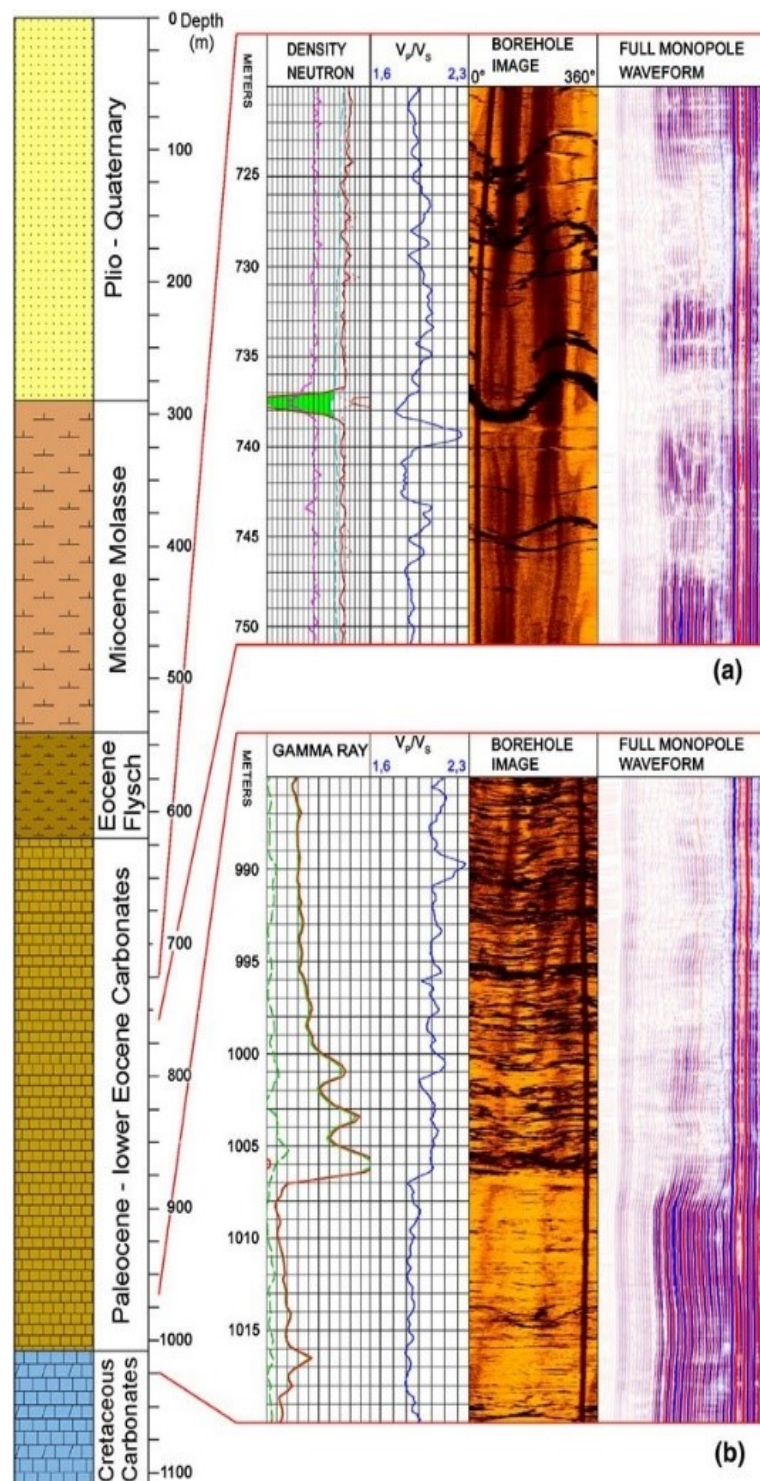


Fig. 2.3 - Log stratigrafico del pozzo Grado1 (Cimolino et al., 2010). L'immagine a) rivela che nella maggior zona di frattura dei calcari del Paleogene alla profondità di -736 m c'è un picco negativo nella densità di neutroni, mentre mostra un picco positivo nel rapporto V_p/V_s , l'immagine acustica e l'attenuazione delle onde sono state ottenute tramite una sorgente monopolo; b) il contatto Paleocene/Mesozoico alla profondità di 1007 m è stato controllato con raggi gamma e con tre picchi di uranio vicino alla base del Paleocene (limite K/T).

Dunque, il pozzo Grado1 e i dati geofisici definiscono nuove evidenze di importati caratteristiche tettoniche regionali, risultanti dal thrust frontale Dinarico, che coinvolge i carbonati Paleogenici e probabilmente anche quelli Cretacici, così come i depositi clastici da Eocenici a Miocenici.

2.3 - Evoluzione Quaternaria

La copertura sedimentaria della Pianura Friulana, nella zona orientale è composta da sedimenti Plio-Pleistocenici con spessori di circa 300 m, raggiungendo spessori inferiori a 500 m presso Latisana, per poi abbassarsi procedendo verso il mare (Fontana, 2006; Fig. 2.2). Questi sedimenti composti da sabbie, ghiaie e limi coprono in modo non del tutto uniforme il substrato pre-quaternario del nord Adriatico e della Pianura Veneto-Friulana (Cimolino, 2010).

A partire dalle fasi finali del Pleistocene inferiore, invece, gli avvenimenti avvenuti hanno influito notevolmente sull'aspetto geologico e geomorfologico della maggior parte dei sistemi sedimentari quaternari della Pianura Friulana. Questi sono contraddistinti dalla presenza di una serie marina alla base, intercalata con strati continentali che divengono più numerosi verso il tetto della sequenza geologica. In particolare, si riscontrano alcuni livelli ghiaiosi con uno spessore 5-15 m che indicano importanti fasi di deposizione alluvionale, spesso in facies di fan-delta (Fontana, 2006).

La Pianura Friulana come detto precedentemente, è costituita da una porzione di alta pianura ghiaiosa separata dalla bassa pianura limoso-argillosa dalla fascia delle risorgive. In questa zona, affiora la falda freatica, hanno origine i fiumi di risorgiva che, non avendo un bacino montano, presentano un flusso delle acque quasi costante durante tutto l'anno, con un apporto solido molto limitato.

I sistemi fluviali alpini, hanno influito molto sulla formazione della pianura, con il passare del tempo hanno cambiato ripetutamente il loro percorso, occupando aree per migliaia di km² e dando così origine a sistemi sedimentari definiti megafan (Fontana, 2006; Fig. 2.5).

Il Quaternario è stato caratterizzato dall'alternanza di fasi relativamente fredde, comunemente chiamate glaciazioni, e fasi relativamente calde, seguendo dei cicli che, secondo la teoria di Milankovitch, sono collegati soprattutto ai moti astronomici del pianeta e si riscontrano nelle variazioni isotopiche presenti nei sedimenti delle carote prelevate dai fondali oceanici e nei ghiacci delle calotte polari (Martinson et al., 1987; Fig. 2.4). In questa tesi si seguirà la suddivisione nei cosiddetti stage isotopici dell'ossigeno (in inglese Marine Isotopic Stages (MIS) (Martinson et al., 1987). I MIS con numero pari indicano i periodi più freddi, caratterizzati dalle avanzate glaciali mentre quelli con numero dispari indicano i periodi più caldi.

2.4 - La Pianura Friulana nel pre-LGM (>30.000 anni fa)

La penultima glaciazione (MIS 6) corrisponde alla fine del Pleistocene Medio ed è la prima fase di cui si hanno informazioni abbastanza dettagliate sull'evoluzione della Pianura Friulana. Questa glaciazione è caratterizzata da una condizione simile a quella verificatasi durante il LGM (Last Glacial Maximum, 30.000 – 19.000 anni fa), quando i ghiacciai giunsero con le loro fronti in pianura, favorendo un'importante fase di sedimentazione.

Nell'alta pianura i depositi della penultima glaciazione risultano essere formati da ghiaie e ghiaie-sabbiose, mentre nella bassa pianura sono presenti sedimenti limosi e limoso-argillosi con sottili canali sabbiosi a geometria lentiforme e aventi spessore compreso fra 20 e 30 m. Questi ultimi sono stati interpretati come sequenze fluviali formate da fiumi braided sabbiosi. In particolare, nella zona tra Aquileia e il Fiume Livenza questi sedimenti hanno uno spessore superiore a 25 m ed il loro top stratigrafico si trova a 60-70 m di profondità (Fontana & Monegato, 2019).

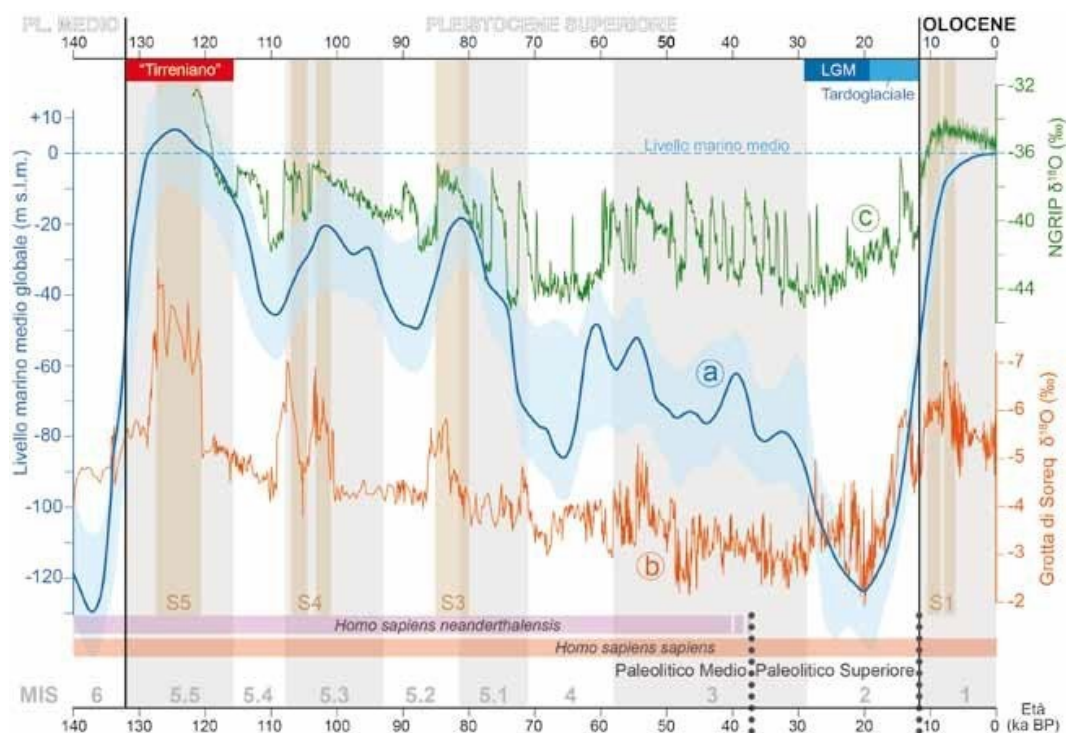


Fig. 2.4 – Confronto tra la ricostruzione del livello medio marino globale e i dati paleoclimatici, paleoambientali e archeologici per il Mediterraneo per gli ultimi 140.000 anni (da Fontana & Monegato, 2019 modificato da Benjamin et al., 2017). a) Curva del livello medio marino globale con l'incertezza indicata in violetto chiaro (Waelbroeck et al., 2002). Come proxy paleoclimatico per l'area mediterranea è rappresentata la composizione $\delta^{18}\text{O}$ dello speleotema di Soreq Cave (b); per il paleoclima dell'emisfero settentrionale è riportata la composizione della carota di ghiaccio NGRIP (c) (NGRIP members, 2004; Kindler et al., 2014). I rettangoli grigi e bianchi indicano i MIS in accordo con la curva isotopica composta LS16 $\delta^{18}\text{O}$ di composizione dei gusci dei foraminiferi bentonici (Lisiecki & Stern, 2016). Le aree marroni indicano i periodi di deposizione di sapropel (Rohling et al., 2015).

Sopra ai sedimenti appartenenti alla penultima glaciazione i sondaggi geognostici nella Pianura Veneto-Friulana hanno documentato la presenza depositi di ambiente costiero e lagunare/deltizio, relativi alla fase iniziale del MIS 5 (Fontana et al., 2010). Precisamente questi sedimenti risalgono al substage MIS 5.5 o 5e, compreso tra 132.000 e 116.000 anni fa, coincidente con l'inizio del Pleistocene superiore, e caratterizzato da un clima relativamente caldo, che è considerato come l'ultimo interglaciale. Esso nel bacino mediterraneo è chiamato anche Tirreniano.

Il fattore predominante di questo periodo è stata la fase di highstand marino che, attorno a 125.000 anni fa, raggiunse un'altezza massima di circa $+6 \pm 3$ m s.l.m., portando alla formazione nella bassa Pianura Friulana di spiagge, apparati deltizi e

sistemi lagunari che si trovano anche lungo l'attuale zona costiera friulana (Fontana, 2019). Questi depositi sono stati facilmente riconducibili a questi ambienti tramite la presenza di resti di molluschi costieri e lagunari.

Nel corso dell'ultimo interglaciale la linea di costa era spostata all'interno del territorio e i depositi erano costituiti da facies di shore-face e prodelta con l'alternanza di strati di sabbie e sabbie limose con resti marini all'interno, mentre la parte superiore invece di questi sistemi costieri era formata da depositi in facies deltizia o lagunare (Fontana et al., 2010; 2012). Anche il limite lagunare era situato qualche chilometro più a monte rispetto a quello che c'era prima delle bonifiche moderne.

Con la fine del Tirreniano c'è stato poi il susseguirsi di due substage più freddi (MIS 5.4 e 5.2) alternati rispettivamente a due substage più caldi: il MIS 5.3 (108.000-93.000 anni fa) e il MIS 5.1 (84.000-74.000 anni fa) (Martinson et al., 1987). In questi ultimi due substage il livello del mare risalì fino a circa -20 m s.l.m. (Fig. 2.4; Fontana, 2010). In seguito però, circa 80.000 anni fa, queste condizioni relativamente più miti si trasformarono nuovamente in condizioni climatiche più fredde, che determinarono la caduta del livello eustatico al di sotto dei 50 m s.l.m. con la conseguente transizione fra MIS 5 e MIS 4 (cfr Benjamin et al., 2017).

I sondaggi stratigrafici disponibili evidenziano che su gran parte della Pianura Friulana la sedimentazione è stata molto limitata per un periodo abbastanza prolungato, comprendente sia il MIS 4 che il MIS 3 (Fontana, 2010). Nella bassa pianura, tra Aquileia e Mestre, a causa di questa scarsa sedimentazione i vari sondaggi effettuati hanno riscontrato strati torbosi organici che raggiungono lo spessore di 2-3 m e il cui top è stato datato con il radiocarbonio attorno ai 35.000-30.000 anni fa (Fontana et al., 2010).

Inoltre, proprio sopra lo strato torboso organico descritto prima, sono stati verificati pochi metri di sabbie e sabbie limose al cui tetto a volte si è individuato un suolo parzialmente evoluto, che sta ad indicare un'altra stasi della sedimentazione durata per alcune migliaia di anni. Questo suolo è sepolto ad una profondità variabile tra i

30-35 m, dove i sedimenti situati immediatamente al di sopra di esso o la parte sommitale sono stati datati e riferiti a circa 30.000-25.000 anni fa e corrispondono quindi alla base dei depositi del LGM (Fontana et al., 2010).

2.5 - La pianura nell’LGM (30.000-19.000 anni fa)

La geomorfologia della Pianura Friulana è stata profondamente condizionata dai processi che si sono verificati nel LGM (Last Glacial Maximum). In questo periodo i ghiacciai hanno raggiunto la loro ultima massima espansione, occupando le principali valli alpine, fino a giungere in pianura, come nel caso del Tagliamento (Fontana et al., 2008). Di fatto il LGM comprende una fase di massima avanzata dei ghiacciai e una in cui essi iniziarono a ritirarsi, chiamate rispettivamente pleniglaciale e cataglaciale. Per questo gran parte della superficie della bassa pianura è costituita da ampie porzioni che risalgono all’LGM, in alcuni casi estesi fino al margine lagunare attuale.

Durante il LGM i bacini dei maggiori sistemi fluviali di tutta l’area alpina e prealpina accoglievano estesi ghiacciai che favorivano una notevole produzione di detriti e, dove contemporaneamente, le loro fronti andavano ad alimentare i sistemi fluvioglaciali con una notevole portata liquida e solida. Infatti, come accennato precedentemente, sono stati proprio i fiumi alpini i principali elementi che hanno portato la pianura ad evolversi, modificando continuamente il loro percorso e impadronendosi di varie ed estese aree hanno creato sistemi sedimentari definiti megafan alluvionali (Fig. 2.5; Fontana, 2006). I sedimenti di questi sistemi, trasportati dalle acque fluvioglaciali andarono a originare, nell’alta pianura, estesi depositi con una certa continuità areale presentandosi con una morfologia “a ventaglio”, tridimensionalmente appaiono come un cono appiattito e ciascuno con una estensione che può superare le migliaia di km². Questi sono costituiti generalmente nella porzione apicale da depositi ghiaiosi, invece proseguendo dallo sbocco vallivo fino all’attuale zona costiera, i megafan subiscono una notevole selezione granulometrica che va da ghiaie a sabbie fino a limi e argille,

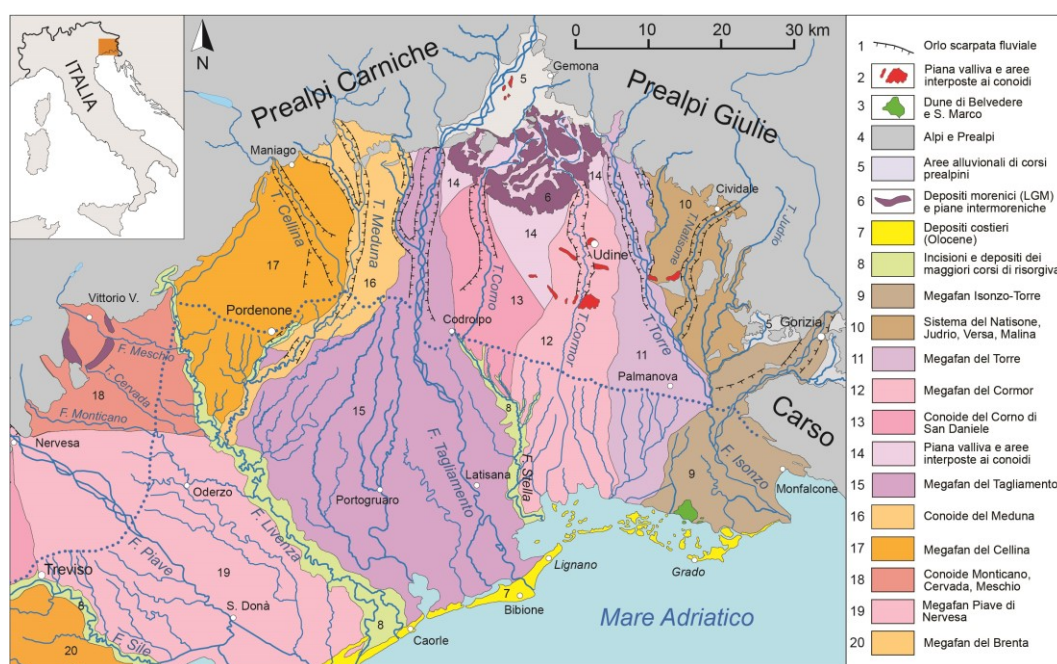


Fig. 2.5 - Schema dei principali sistemi deposizionali della pianura del Friuli Venezia Giulia (Fontana & Monegato, 2019, modificato da Fontana et al., 2004).

diversificandosi quindi dai classici conoidi alluvionali presenti nell'area pedemontana (Fontana et al., 2008).

Quelli che evidenziano maggiormente le caratteristiche dei megafan sono quelli appartenenti ai fiumi del Tagliamento, Brenta e Piave, i quali una volta aver raggiunto l'altezza dell'attuale fascia delle risorgive, avendo perso molta dell'originaria capacità di trasporto andavano a depositare materiale fine, dapprima intervallato con depositi ghiaiosi, poi considerevoli ed omogenee masse limoso-argillose alternate con sabbie. Invece, ci sono altri sistemi alluvionali che non raggiungono un'estensione di 1000 km² ma, tuttavia, hanno una chiara forma a ventaglio e possiedono un settore distale molto sviluppato, fatto essenzialmente di limi, che non può essere definito come un semplice conoide alluvionale. È questo il caso dei sistemi formati da Cellina, Torre e Cormor, che di seguito vengono quindi descritti anch'essi come megafan alluvionali.

Dalla fronte del ghiacciaio del Tagliamento uscivano quattro corsi principali: Tagliamento, Corno, Torre e Cormor, che si formarono prevalentemente nella fase pleniglaciale, in cui si verificò lo stazionamento basso del livello marino (Lambeck

et al., 2014), che in Adriatico raggiunse un valore inferiore a -120 m slm rispetto a quello attuale.

Gli scaricatori glaciali trasportavano ghiaie e blocchi, ma con il diminuire del gradiente topografico la loro capacità di trasporto diminuiva sempre più e per questo i sedimenti grossolani sono stati depositati fino ad una distanza di 15-25 km dalla fronte dei ghiacciai. Più a valle, invece, i canali fluviali erano costituiti da sabbie, iniziando così a delineare le differenze stratigrafiche e tessiturali che distinguono l'alta e la bassa Pianura Friulana, tuttora presenti. (Fontana, 2006).

Al di sotto della linea delle risorgive si può notare come la maggior parte delle tracce fluviali siano formate da alvei con pochi canali o generalmente con singoli canali con un andamento leggermente sinuoso, alle volte anche wandering (Fontana, 2006). Gli alvei sono bordati da argini naturali che costituiscono nel complesso dei dossi alluvionali larghi 50-200 m rialzati di 1-3 m rispetto alla piana di esondazione costituita da argille limose. Questo assetto appena descritto è tipico dei Megafan del Tagliamento e di quello del Cormor, che verso est sfuma in quello del Torre (Fontana, 2006; Marocco, 2010).

Il Cormor durante il picco di glaciazione dell'LGM, subì una estesa aggradazione a valle della cerchia morenica più esterna ma, alla fine dell'LGM esso incise la porzione apicale del suo megafan, formando un lobo telescopico a valle di Pozzuolo. Questa sedimentazione della fase finale della glaciazione ha seppellito con 2-4 m di sedimenti alcune aree paludose, sigillando orizzonti argillosi, ricchi di materia organica e talvolta torbosi. La parte superiore di questi strati organici è stata datata con il radiocarbonio tra 22.000 e 19.500 anni cal BP ed ha consentito di vincolare la cronologia delle morene recessionali che si formavano all'interno dell'anfiteatro glaciale (Fontana et al., 2014b).

I dossi fluviali cataglaciali dei megafan di Cormor, Torre e Tagliamento presentano una simile geometria, dove i canali sono stati completamente riempiti di sedimenti grossolani, con sequenze prive di disattivazione. Tale situazione viene vista come il prodotto delle avulsioni di canali causate da una rapida aggradazione avvenuta all'interno del canale principale (Fontana et al., 2014b).

Un po' in tutto il sottosuolo della pianura LGM nelle sequenze pleniglaciali, si trovano frequenti livelli torbosi e limosi organici di spessore pluricentrico, con una continuità laterale che può raggiungere vari chilometri (Miola et al., 2006; Fontana et al., 2008) in cui le analisi polliniche hanno evidenziato la presenza di flore tipiche di condizioni climatiche molto fredde e secche e quindi riconducibili agli ambienti di steppa (Marocco, 1991; Miola et al., 2006). La presenza delle torbe testimonia momenti di stasi sedimentaria, della durata da pochi decenni fino a vari secoli, in aree dove l'affioramento della falda freatica portava alla formazione di bacini palustri e all'accumulo di sostanza vegetale. L'assenza di sedimentazione è da attribuirsi alla momentanea lontananza degli apporti sedimentari, spiegabile con la dinamica interna dei megafan alluvionali, che non sono attivi contemporaneamente su tutta la loro superficie, ma solo in alcuni settori per poi spostarsi in altri (Fontana, 2006).

In seguito con il ritiro dei ghiacciai, caratteristica principale della fase "cataglaciale", ci fu la conseguente riduzione della portata solida trasportata dalle correnti fluvioglaciali provenienti dalle fronti glaciali e ciò portò alla disattivazione della maggior parte dei conoidi e megafan per incisione delle loro parti apicali.

In questa fase le acque degli scaricatori glaciali furono convogliate all'interno di strette incisioni, incrementando la capacità di trasporto dei sistemi fluviali. Per questo motivo i dossi fluviali della bassa pianura sono formati sabbie-ghiaiose e ghiaie e si ritrovano fino all'attuale fascia lagunare, mentre nella fase pleniglaciale questi sedimenti erano presenti solo nell'alta pianura (Fig. 2.7; Fontana, 2006).

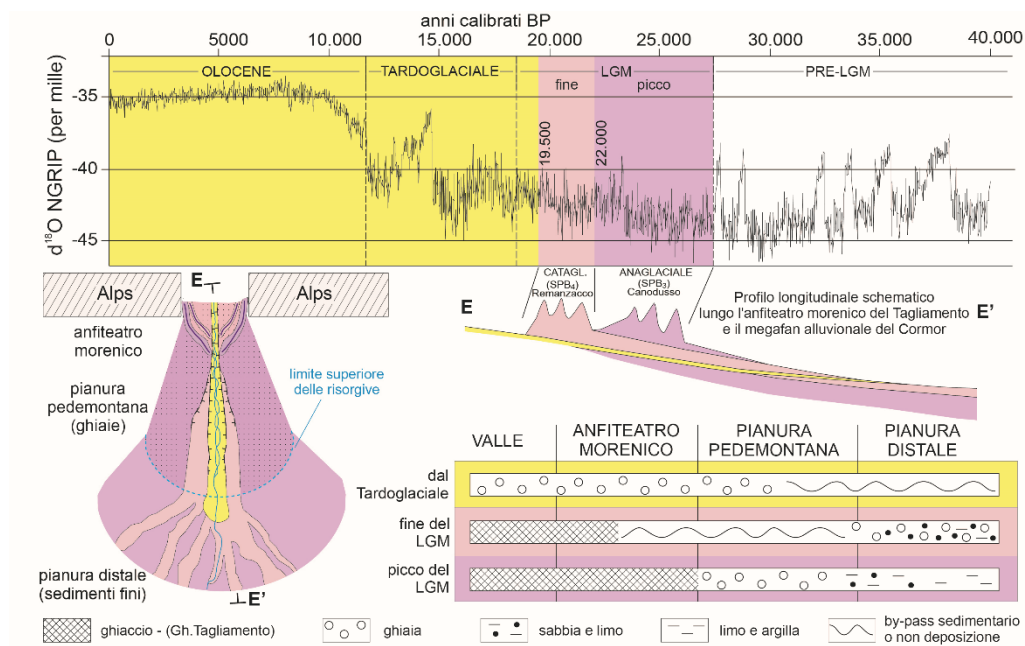


Fig. 2.6- Schema cronostratigrafico delle differenti fasi geomorfologiche che hanno caratterizzato a partire dal LGM l'anfiteatro morenico del Tagliamento e il megafan del Torrente Cormor Tagliamento (modificato da Fontana et al., 2014b). Per le correlazioni con le variazioni climatiche a scala globale è stata riportata la curva del $\delta^{18}\text{O}$ ricostruita dalla carota di ghiaccio NGRIP della Groenlandia (NGRIP, 2004).

La fine del processo di sedimentazione per quanto riguarda il Megafan del Cormor e quello del Torre è avvenuta attorno a 19.500 anni fa (Fontana et al., 2014b); invece per quanto riguarda l'Isonzo, in base ai pochi dati disponibili, la sedimentazione del suo sistema alluvionale è continuata nella pianura fino quasi alla fine del LGM (Arnaud-Fassetta et al., 2003; Marocco, 2010) e la crescita verticale dei suoi depositi ha prodotto lo sbarramento della valle del Fiume Vipacco, in cui sono documentati anche depositi lacustri del LGM (Monegato et al., 2015).

Secondo gli studi più recenti (Fontana et al., 2019), alle fasi finali del LGM si attribuisce probabilmente anche la formazione del sistema di rilievi sabbiosi esistenti a valle dell'antica città di Aquileia, a ridosso della Laguna di Grado, denominati dune di Belvedere e S. Marco. Si tratta di corpi di sabbie grossolane disposti in allineamenti discontinui con direzione ENE-OSO, estesi per quasi 5 km e alti fino a 10 m s.l.m. (Marocco, 1991a; 1991b). Questi rilievi sabbiosi, si presume si siano formati durante l'ultimo periodo del LGM e sono stati analizzati da vari studiosi, in particolare da Ruggero Marocco, che ha associato la loro origine a dei

processi eolici, e servendosi di datazioni con metodo della termoluminescenza li ha collocati presumibilmente tra il MIS 6 e il MIS 5 (Marocco, 2010). Lo stesso studioso ha anche evidenziato la possibile influenza tettonica tardo-quadernaria come condizione di formazione e conservazione di questi rilievi sabbiosi. Tuttavia, recentemente è stata dimostrata la loro formazione alla fine del LGM e, nell'ambito della nuova Carta delle unità geologiche della pianura del Friuli Venezia Giulia, sono stati anche definiti come subunità di Belvedere, connessa all'unità di Gorizia che rappresenta le alluvioni LGM del sistema isontino (Fontana et al., 2019).

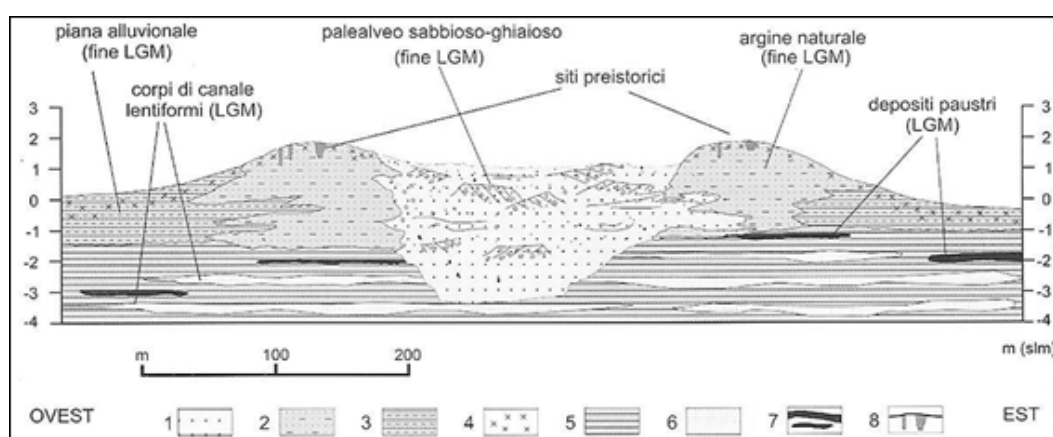


Fig. 2.7 - Sezione stratigrafica schematica di un dosso del lobo cataglaciale del megafan del Cormor (22.500-19.000 anni cal BP circa) (Fontana, 2006). Legenda: 1) sabbie e sabbie ghiaiose di canale; 2) sabbio-limose di argine naturale; 3) limi-argillosi di pianura alluvionale; 4) concrezioni carbonatiche; 5) argille limose della pianura alluvionale pleniglaciale (LGM); 6) sabbie fini e medie di canale pleniglaciale; 7) torbe e limi organici pleniglaciali; 8) strutture preistoriche.

2.6 - La pianura nel post-LGM (ultimi 19.000 anni)

Alla fine dell'LGM, con il definitivo ritiro dei ghiacciai inizia il periodo tardoglaciale, che durò fino a 11.500 anni fa e che, assieme all'Olocene, costituisce il post-LGM. Il tardoglaciale comprende delle fasi climatiche di alcuni secoli in cui si verificavano condizioni glaciali (fasi stadiali) intervallate da fasi con delle condizioni simili a quelle attuali (interstadiali).

Il repentino aumento globale della temperatura portò alla fusione e al drastico ridimensionamento delle calotte polari, e nelle aree alpine, ci fu il rapido ritiro dei ghiacciai che si fusero fino alle posizioni più alte delle valli. Per questo motivo

avvenne un rapido innalzamento marino, il quale però non si verificò simultaneamente in tutto l'Adriatico e la morfologia delle coste giocò un ruolo fondamentale. Dall'inizio del post-LGM fino all'Olocene medio (5000-4000 a.C.), l'incisione dei fiumi alpini ha portato la sedimentazione nella pianura ad essere confinata esclusivamente all'interno delle incisioni. Uno degli elementi caratterizzanti della prima parte della fase post-LGM, infatti, è stata proprio la quasi totale mancanza di sedimentazione e il conseguentemente potere erosivo che acquisirono i corsi d'acqua alpini. Questi si approfondirono maggiormente portando alla formazione di profonde incisioni di 5-25 m rispetto al top della superficie LGM. Quindi i fiumi subirono una ulteriore migrazione del loro punto di equilibrio verso valle. Poi, con la fase di highstand la sedimentazione in alcune zone tornò ad essere importante e condusse alla formazione del cuneo costiero (Fontana & Monegato, 2019).

A partire dalla fine del LGM i corsi del Cormor e del Corno di San Daniele sono divenuti gli attuali corsi d'acqua minori, alimentati da bacini molto limitati (Fontana, 2019). Nell'area di studio il corso d'acqua maggiore è l'Isonzo, che nel post-LGM ha costruito il lobo del suo megafan che si sviluppa da Gradisca al mare, con sviluppo assiale di circa 19 km. Il megafan dell'Isonzo può essere diviso in due settori: uno orientale, ben delineato geograficamente, che si estende tra l'alveo attuale e le pendici del Carso, e uno occidentale, meno distinto rispetto al primo, che si sviluppa dal percorso attuale fino alla delimitazione sfumata a nord con quella del Natisone-Judrio e ad ovest con quella del Natisone-Torre (Marocco, 2010). Quest'ultimo sistema fluviale nel post-LGM ha costruito un megafan più prolungato rispetto a quello isontino, con sviluppo assiale di circa 36 km.

Dopo la fine del LGM, al di sotto della fascia delle risorgive, nel punto in cui la pendenza dell'alta pianura diminuisce, i fiumi alpini erano costituiti da alvei a canale singolo con una sinuosità mutevole dove i caratteri dimensionali e la granulometria variavano in base alla capacità di trasporto che dipendeva del rapporto tra portata liquida e solida, del livello di base e del clima (Fontana, 2019). I fiumi come l'Isonzo e il Tagliamento sono stati quelli che nel corso del post-LGM

hanno cambiato svariate volte il loro percorso andando ad attivare nella bassa pianura una serie di percorsi che nell'insieme sono disposti a ventaglio (Fig. 2.8).

Per quanto riguarda l'Isonzo, il punto di partenza delle diverse direttrici attivate nel post-LGM non è distinto chiaramente, ma è individuabile grossomodo a S. Pier d'Isonzo. Precisamente nel settore occidentale, dopo il ponte di Ronchi, in prossimità della villa di Staranzano, l'Isonzo ha percorso due rami indicati da differenti dossi fluviali e che si diversificano sia per ampiezza che per la tipologia di sedimenti; il primo fluiva a mare seguendo la direzione Schiavetti (percorso A1 in Fig. 2.8; ampiezza del dosso circa 250 m e depositi più sabbiosi, probabilmente più antico) e il secondo, seguendo la direzione del Brancolo (A2 in Fig. 2.8; ampiezza 500 m e depositi ghiaioso-sabbiosi) (Marocco, 2010).

Un terzo ramo orientale dell'Isonzo, appena riconoscibile, è rappresentato da un tozzo dosso individuabile a est di San Canzian d'Isonzo, che si prolunga in modo discontinuo verso sud e sul terreno è costituito da ghiaie che sfumano verso l'attuale alveo dell'Isonzo (Marocco, 2010).

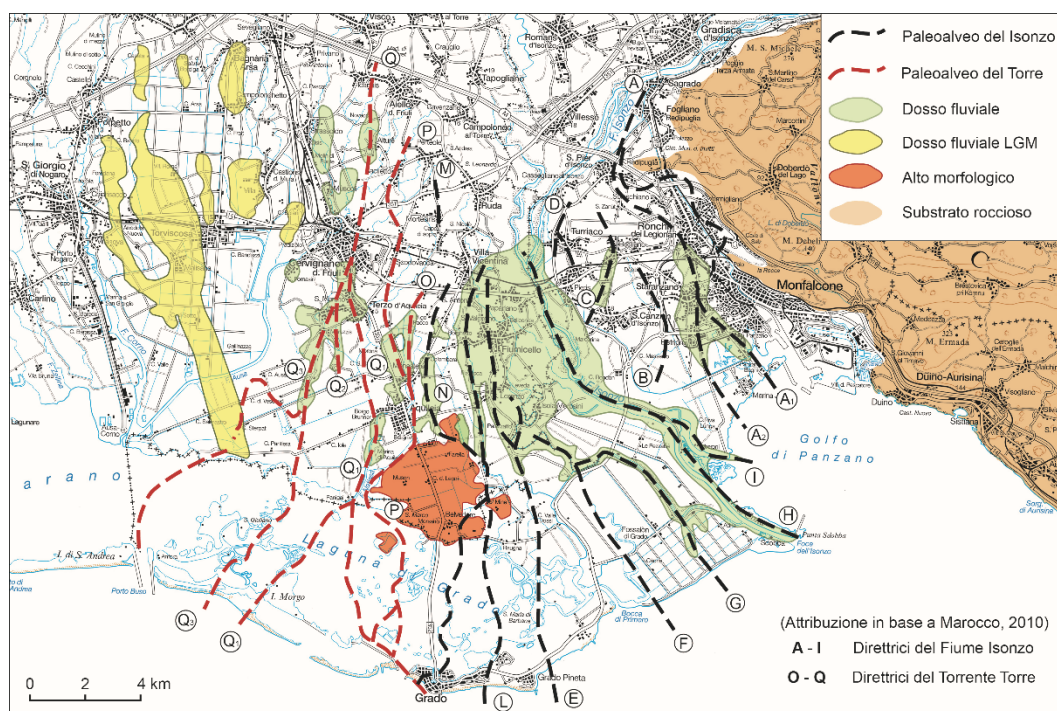


Fig. 2.8 - Schema semplificato delle direttrici seguite dai corsi del Fiume Isonzo e del Torrente Torre durante il post-LGM (Fontana & Monegato, 2019; modificato da Marocco, 2010). Le lettere da A a I indicano le fasce di alvei dell'Isonzo, mentre quelle da O a R sono relative al Torre.

Per quanto riguarda il settore occidentale del megafan isontino, invece, si distinguono una serie di rami riconducibili al fiume a partire da quello più ad ovest che su basi essenzialmente cartografiche risulta essere il più antico ed è quello da cui iniziano tutte le varie divagazioni storiche messe poi in evidenza da Desio (Desio, 1922; Marocco, 2010).

Per alcuni periodi durante il post LGM così come ora, uno degli affluenti dell'Isonzo è stato il Torrente Torre, mentre in altri era un corso indipendente che arrivava fino alla Laguna di Grado (Fig. 2.8; Marocco, 1989; Fontana et al., 2018). Il Torrente Torre durante il post-LGM ha avuto un nodo avulsivo situato tra Palmanova e Chiopris e un altro posto più a monte, presso Lovaria, in corrispondenza del passaggio del Colle di Buttrio. Nel complesso però i vari percorsi non costituiscono una chiara disposizione a ventaglio, hanno uno sviluppo prevalentemente in direzione N-S (Marocco, 2010).

Nel settore occidentale della pianura, i dossi fluviali relativi al Torre e risalenti al periodo tra i 7000-800 a.C. sono stati riconosciuti da Marocco (2010) tramite le caratteristiche dei suoli. Tali dossi si trovano ad est di Cervignano e a San Martino di Terzo di Aquileia, da dove si ripartono tre lingue, di cui due principali: una prima (Q1) che prosegue in direzione sud e s'immette nell'attuale percorso del Fiume Natissa, mentre la seconda (Q3) con direzione SSO e ampiezza di circa 400 m, prosegue verso il limite lagunare perdendo progressivamente evidenza topografica.

Un'altra direttrice fluviale si trova 5 km a ovest di Aquileia, dove è evidente un dosso che, secondo la sua direzione, è stato formato da un ramo del Torrente Torre (Fontana et al., 2017). Questo entrava in laguna di Grado quasi in corrispondenza dell'attuale foce del Canale Anfora (Fig. 2.9) e, sopra di esso, in località Ca' Baredi, esisteva un'importante insediamento della tarda Età del Bronzo (Fontana et al., 2017). Questo dosso del Torre venne probabilmente dismesso per un'avulsione avvenuta alla fine del III millennio a.C. tuttavia, dato che il canale abbandonato dal Torre non era stato riempito di sedimenti, venne subito riutilizzato da un corso di risorgiva che ha mantenuto attivo l'alveo almeno fino alla fine dell'Età del Bronzo, quando era ancora profondo circa 3,5 m (Fontana et al., 2018).

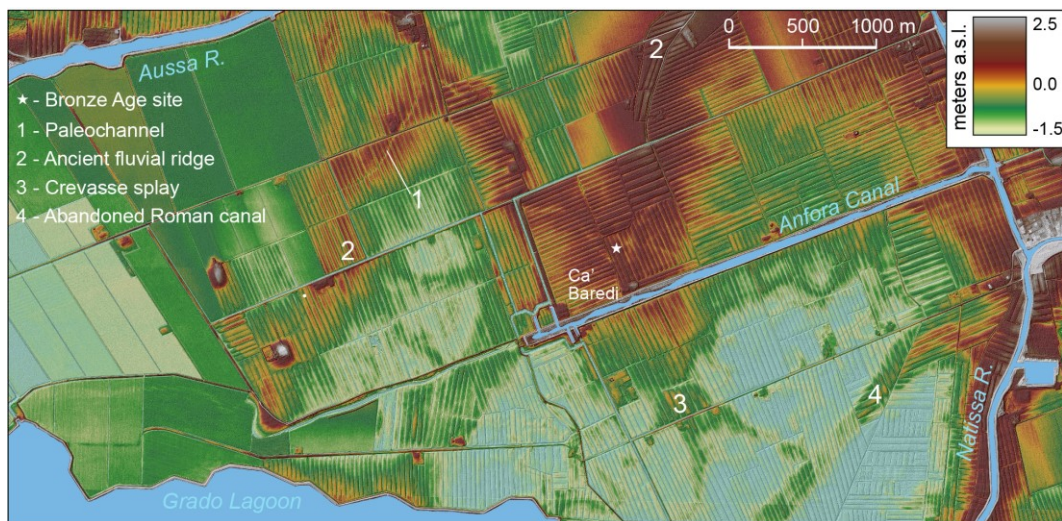


Fig. 2.9 - DTM con evidenza del dosso del ramo del Torre quasi in corrispondenza dell'attuale foce del Canale Anfora e, sopra di esso, Ca 'Baredi vicino ad Aquileia (Fontana et al., 2018).

Il DTM di Fig. 2.9 consente di evidenziare che la parte più interna del sito era delimitata a sud dal canale abbandonato dell'originario dosso e, probabilmente, un canale artificiale fu scavato nella parte settentrionale dell'abitato per isolarlo. La traccia della depressione correlata al canale abbandonato è ben visibile all'interno del dosso e potrebbe essere seguita quasi fino alla laguna.

Per l'Isonzo è stata documentata l'esistenza di una importante incisione lungo il lato orientale della città di Aquileia, attiva fino alle fasi iniziali dell'Olocene (Arnaud-Fassetta et al., 2003). Questa valle incisa era originariamente profonda circa 15 m e larga quasi 1 km ed è stata riempita dall'attività fluviale riferibile all'Isonzo o Isonzo-Torre. Alcuni dei depositi di riempimento sono riferibili a circa 7000 anni fa, mentre altri sono risultati avere un'età compresa tra 3000 anni fa e la fine del I millennio a.C., poi rielaborata per la costruzione del porto d'epoca romana. Secondo Fontana et al. (2019) è molto probabile che altre valli incise sepolte si trovino nel settore compreso tra il margine del Carso e l'attuale corso dell'Isonzo, ma i dati al momento disponibili per individuarle sono pochi. Tuttavia il sistema fluviale dell'Isonzo ha un comportamento un po' particolare, in quanto

tuttora trasporta ghiaie fino alla zona di foce per effetto della ridotta distanza tra l'apice del suo conoide e l'area costiera (Venturini, 2003; Marocco, 2010).

Sulle aree di pianura in cui non erano più attivi i processi alluvionali sia dalla fine del LGM che durante il post-LGM si sono sviluppati dei suoli con caratteristiche abbastanza simili tra loro e i cui sedimenti risultano avere un'età equivalente, spesso compresa tra 22.000 e 18.000 anni fa (Fontana, 2019). In generale le ghiaie dell'alta pianura sono state alterate generando suoli con orizzonti argillosi e accumuli di ossidi che danno ai terreni tipiche colorazioni rossastre. Invece, nella fascia delle risorgive la presenza della falda freatica a ridosso della superficie ha permesso ai corsi di risorgiva, che non si sviluppano all'interno di un bacino sedimentario alpino e non vengono direttamente alimentati da un bacino montuoso, di erodere i sedimenti depositi precedentemente dai sistemi alluvionali favorendo la sedimentazione lungo i loro tratti terminali.

Le superfici pleniglaciali e cataglaciali è stata rilevante la formazione dei suoli, generalmente caratterizzati da orizzonti cambici e spesso di illuviazione di argilla, nell'alta pianura ghiaiosa. Caratteri simili sono documentati talvolta anche sulla superficie dei dossi cataglaciali presenti nella bassa pianura. Tuttavia nei settori più distali della piana la minor permeabilità dei depositi ha favorito l'accumulo di concrezioni carbonatiche centimetriche e orizzonti calcici sovraconsolidati che localmente sono chiamate "caranto" (Fontana, 2006).

Fra il II e il I millennio a.C. la dinamica fluviale ha cominciato una fase di sedimentazione su vaste zone; si è così avuta la formazione di ampi dossi fluviali creati negli ultimi 3.500 anni e si differenziano da quelli pleistocenici sia per la rilevante estensione e sia per l'elevazione rispetto alla piana circostante (Fontana et al., 2008).

2.7 - La Laguna di Grado e Marano

Dalla fine del LGM ci sono voluti quasi 10.000 anni affinché il mare risalisse da oltre -120 m s.l.m. fino ad un livello di pochi metri inferiore all'attuale.

L'innalzamento eustatico è dipeso principalmente dallo scioglimento della calotta artica e da quella nordeuropea e nordamericana. Infatti, il mare continuò a salire rapidamente fino a 7500 anni fa circa, quando raggiunse un livello relativo tra 10 e 5 m inferiore all'attuale (Fontana et al., 2017). È stato proprio questo evento che indicò la fine della trasgressione iniziata nel post-LGM, con il conseguente inizio della fase di highstand; successivamente si è avuto un ulteriore innalzamento dovuto alle deformazioni tettoniche, alla subsidenza locale, agli aggiustamenti isostatici, alle fluttuazioni climatiche e alla quantità di apporti sedimentari fluviali (Fontana, 2019).

La modalità con cui avveniva la trasgressione marina dipendeva anche dalla topografia preesistente e, di conseguenza, gli ambienti lagunari si espansero soprattutto sulle profonde valli incise dai fiumi alpini durante il post-LGM e l'Olocene, permettendo alla laguna di arrivare fino alle zone più interne della pianura. Le aree dove il territorio si estendeva fino al margine lagunare erano soggette maggiormente al fenomeno di trasgressione come per esempio la zona compresa tra i fiumi Ausa e Stella. Lì, infatti, il mare ha raggiunto nel post-LGM una posizione che anche attualmente risulta essere la più interna rispetto alle altre zone (Fontana, 2006).

La Laguna di Marano e Grado è protetta verso mare dalle isole barriera come quella di S. Andrea e proprio presso di essa sono state riconosciute le più antiche tracce di presenza marina post-LGM, a -8 m s.l.m., risalenti a circa 6500 anni fa (Marocco, 1989). La Laguna di Marano si è formata nel tempo con una espansione sulla piana alluvionale adiacente, fino a raggiungere circa 1.400 anni fa una posizione molto simile a quella odierna. Da quel momento il cordone litorale si è stabilizzato nel tempo, unendosi al delta progradante del Tagliamento (Marocco, 1991). Inoltre, sulla base di alcuni lavori si può sostenere che la posizione del margine settentrionale della Laguna di Marano, a parte gli spostamenti dovuti alle opere di

bonifica degli ultimi secoli, si ritiene essere la più settentrionale a partire dal post-LGM fino ad oggi (Fontana et al., 2017).

Dal punto di vista mineralogico nella Laguna di Marano si possono distinguere due aree differenti: una magnesiaca dovuta agli apporti terrigeni provenienti dal Tagliamento immessi all'estremità occidentale della laguna, ed una calcitica dovuta, invece, agli apporti attuali del fiume Isonzo, che sono presenti anche nella maggior parte del sistema lagunare di Grado (Marocco, 1989). In base a queste differenze petrografiche, tramite l'analisi di vari carotaggi effettuati nella zona lagunare si è dimostrato che il Tagliamento si è spostato solo negli ultimi millenni verso est, mentre prima aveva la sua foce più ad ovest della Laguna di Marano (Marocco, 1991a).

Per quanto riguarda i depositi della Laguna di Grado, si segnala che i più vecchi sono stati trovati a ovest di Aquileia, precisamente nella zona di Ca' Baredi, dove si è dimostrato che l'ambiente lagunare si era formato nella zona già circa 6000 anni fa ad una quota di -4.5 m s.l.m. (Fontana et al., 2017) Successivamente, circa 4000 anni fa, un corso del Torre che sfociava in questa zona ha formato un dosso ancora oggi ben riconoscibile (Fig. 2.9; Fontana et al., 2018). Invece, nella porzione centro orientale della Laguna di Grado il suo assetto storico è legato all'ingressione del mare in una piana deltizia abbandonata dal Paleo-Isonzo, che si era spostato più ad est (Marocco, 1991a). Soprattutto nelle zone retrostanti la città di Grado e in quelle più orientali hanno influito le ultime divagazioni verso est dell'Isonzo, avvenute tra il IX-XVIII d.C. (Marocco, 1991a). A testimoniare questa formazione recente nella parte settentrionale della Laguna di Grado ci sono diverse costruzioni risalenti all'epoca romana ricoperte da sedimenti lagunari (Marocco, 1989).

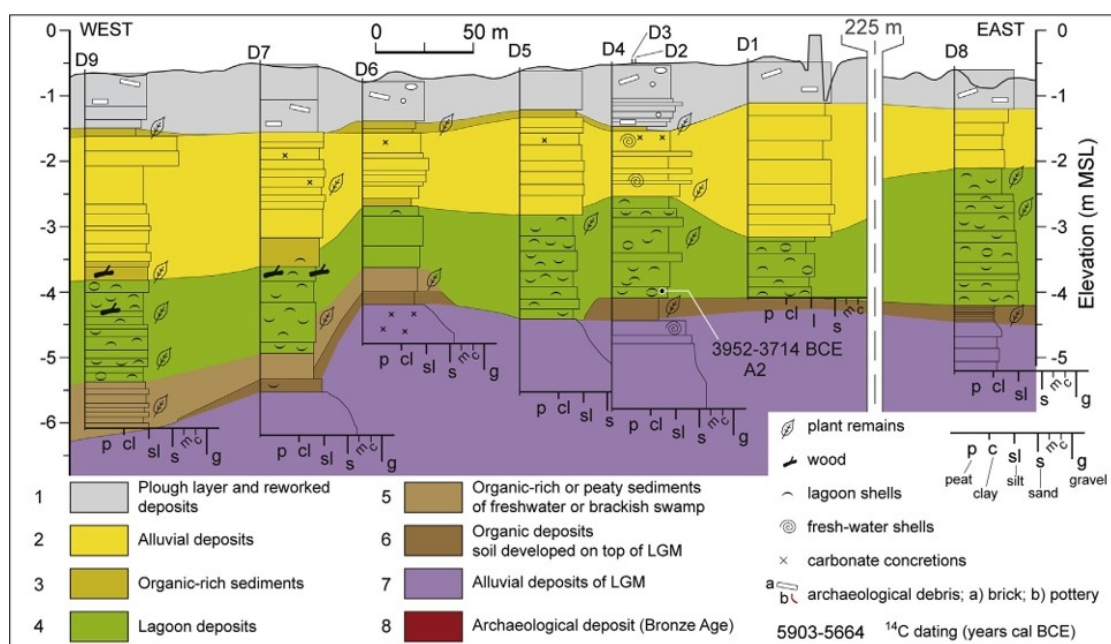


Fig. 2.10- Sezione stratigrafica lungo il canale Anfora, vicino al sito di Ca' Baredi (Fontana et al., 2017). Si veda la Fig. 2.9 per l'ubicazione. L'ambiente lagunare era già stabilito nell'area intorno al 4000 a.C., sovrapponendosi alla pianura LGM, mentre i depositi alluvionali relativi al ramo del Torrente Torre si depositarono nella zona leggermente prima dell'età del Bronzo. Il primo metro di sedimenti è stato rielaborato dalla costruzione del Canale Anfora già durante il periodo romano.

2.8 - Attività antropiche dall'epoca romana ai tempi moderni

A partire dal Neolitico (5.500-3.300 a.C.) le attività umane hanno avuto una certa influenza sull'evoluzione della bassa Pianura Friulana, per effetto dei primi insediamenti stabili e della pratica dell'agricoltura e dell'allevamento (Fontana et al., 2006).

Fino all'età del Bronzo Medio (1650 a.C.) gli effetti delle attività antropiche interessarono aree limitate, prossimi agli insediamenti, mentre poi le azioni umane sul territorio sono state più significative. Tuttavia è con il sopravvento del dominio romano, dal II secolo a.C., che l'impatto antropico diventò molto più incisivo. Con l'insediamento romano infatti iniziò la sistemazione delle divisioni agrarie su quasi tutta la pianura, la realizzazione di una fitta rete di strade e canali e la costruzione di villaggi e città collegati tra loro da una serie di strade e canali (Fontana et al., 2004).

I primi accordi che il mondo romano instaurò con le popolazioni dell'Alto Adriatico risalgono agli ultimi decenni del III sec. a.C., mentre la fondazione di Aquileia avvenne nel 181 a.C. Questa fu probabilmente agevolata dalla scarsa presenza di popolazioni originarie nella bassa pianura, dalla richiesta da parte dei Veneti di protezione contro i Galli e dalla crescente politica espansionistica romana (Bianchetti, 1980). Per la fondazione di Aquileia venne scelto proprio questo sito perché esisteva già un insediamento autoctono con un porto annesso e rappresentava un ottimo punto di partenza economico e militare.

Inoltre, al 181 a.C. risale anche la prima divisione agraria aquileiese che assegnò ai 3000 coloni sopraggiunti dal Centro Italia il territorio della nuova colonia. Questa operazione interessò un grosso settore della Pianura Friulana compreso tra il Tagliamento e il Torre. Nella zona perilagunare il collettore principale era costituito dal Canale Anfora, un largo fossato artificiale lungo oltre sei chilometri che, posizionato ad ovest di Aquileia (Venturini, 2003).

Durante il III secolo d.C. avvenne una crisi profonda del sistema romano e in questo periodo al decadimento economico si aggiunse anche l'abbandono delle zone centuriate (Fontana, 2006). Questa tendenza causò anche numerosi dissesti idrogeologici sulla rete viaria e di mantenimento della campagna. Questo collasso del controllo territoriale è esemplificato da alcune iscrizioni ritrovate lungo la via Annia, che testimoniano tra il III e il V secolo d.C. il rifacimento di alcuni tratti circondati da paludi.

A partire dalla seconda metà del IV secolo d.C., il territorio della Pianura Friulana iniziò a perdere importanza, mentre nel corso del Medioevo l'espansione della Laguna di Marano-Grado limitò gli spazi abitabili (Fontana, 2006). A questo problema ambientale si sommarono le invasioni barbariche che, tra il IV e il V secolo portarono ad un calo demografico della bassa Pianura Friulana, rimasta poi largamente spopolata fino al XI secolo.

Intorno al 1580 nella bassa pianura furono riattivati gli interventi di bonifica, che per i primi due secoli furono limitati solo alle zone situate ad ovest del Fiume Ausa.

Dopo qualche anno nel 1589, ci fu un'ennesima tremenda alluvione che procurò a Villesse gli stessi danni creati un secolo prima, nel 1490 (Venturini, 2003).

A sud di Grado, interi territori un tempo emersi furono trasformati in isolotti che, nel 1646, subirono la definitiva sommersione (Venturini, 2003). A partire dal XV secolo, vennero intrapresi interventi di modifica dell'idrografia per poter sfruttare al meglio il territorio e proteggerlo dalle alluvioni.

Nel complesso dal punto di vista geomorfologico l'impatto antropico ha inciso notevolmente sulla morfologia degli alvei, l'assetto costiero e l'estensione delle lagune (Fontana et al., 2004; 2008) mentre per quanto riguarda l'aspetto geologico, il territorio ha risentito del soltanto in determinate zone, in quanto i depositi prodotti direttamente dall'uomo di solito non si estendevano molto ed erano limitati alle porzioni superficiali.

Una delle ultime trasformazioni del territorio della bassa Pianura Friulana è avvenuta tra il XIX e XX secolo tramite interventi antropici che furono finalizzati alla bonifica delle zone lagunari e delle paludi esistenti lungo la fascia delle risorgive. I primi lavori su vasta scala furono eseguiti nel 1776, sotto Maria Teresa d'Austria, che sottopose nuovamente il territorio paludoso dell'agro aquileiese ad una importante opera di drenaggio con la realizzazione di una rete di canalizzazioni, poi denominate bonifiche teresiane (Fontana & Monegato, 2019). In seguito altri interventi furono realizzati tra la fine della Prima e la Seconda Guerra Mondiale, quando venne realizzata la cosiddetta "bonifica integrale" che ha conferito l'attuale aspetto alla zona studiata in questa tesi.

La fascia delle risorgive, che nel XIX secolo era costituita da paludi e quasi totalmente disabitata, fu sottoposta a considerevoli opere di bonifica ed è per questo motivo che attualmente nell'area compresa tra Palmanova, Pordenone e il corso del Fiume Livenza sono rimaste soltanto piccole porzioni di aree umide tutelate come biotopi o geositi.

Anche il Torrente Cormor, che prima terminava nelle paludi a sud di Castions di Strada, subì la canalizzazione. Tra 1937 e 1961 venne riattivato e ampliato il suo percorso a sud di Pozzuolo del Friuli, immettendolo in un canale artificiale che da

una parte servì a bonificare le zone di risorgiva e dall'altro ad irrigare i terreni perilagunari rendendoli adatti alla coltivazione (Fontana, 2006). L'effetto del drenaggio dei terreni, durante le attività di bonifica, ha incrementato: il fenomeno della subsidenza lungo la fascia lagunare, di cui solo negli ultimi decenni si è compresa la vastità, l'ossidazione dei depositi organici più superficiali e l'alterazione delle caratteristiche della superficie pleistocenica (Fontana, 2008).

CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Per contestualizzare le tracce paleoidrografiche riconosciute durante questa ricerca sono state consultate le carte geologiche presenti in letteratura inerenti all'area di studio. Una importante testimonianza cartografica si deve ad Egidio Feruglio che realizzò nel 1925 il Foglio 25 – “Udine”, della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (Feruglio, 1925a); in seguito anche Alvise Comel analizzò questa zona, effettuando il rilevamento delle formazioni quaternarie e realizzando per conto dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia il Foglio 40 - “Palmanova” della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (Comel, 1958a).

Comunque, per poter caratterizzare arealmente la zona studiata ed utilizzare queste informazioni anche nella carta della fotointerpretazione allegata a questa tesi, si è fatto riferimento alle unità geologiche della “Carta delle unità geologiche della pianura del Friuli Venezia Giulia” alla scala 1:150.000 e alle relative note illustrative (Fontana et al., 2019).

Si ritiene importante fornire qui una descrizione delle diverse unità geologiche ripresa da Fontana et al. (2019), in modo da dare un quadro esaustivo del tipo dei depositi presenti nell'area di studio e delle loro caratteristiche cronostratigrafiche. La legenda della carta geologica è caratterizzata da “unità” a loro volta associate a dei “sistemi” in base al bacino fluviale di appartenenza. Inoltre ciascuno di questi sistemi oltre ad avere un proprio colore e una propria sigla identificativa avrà un nome di tipo geografico, generalmente riferito all'abitato più prossimo alle località tipo per la caratterizzazione dell'unità.

Vengono di seguito riportate le descrizioni delle unità in maniera sintetica, mentre per i dettagli si rimanda alla pubblicazione originale.

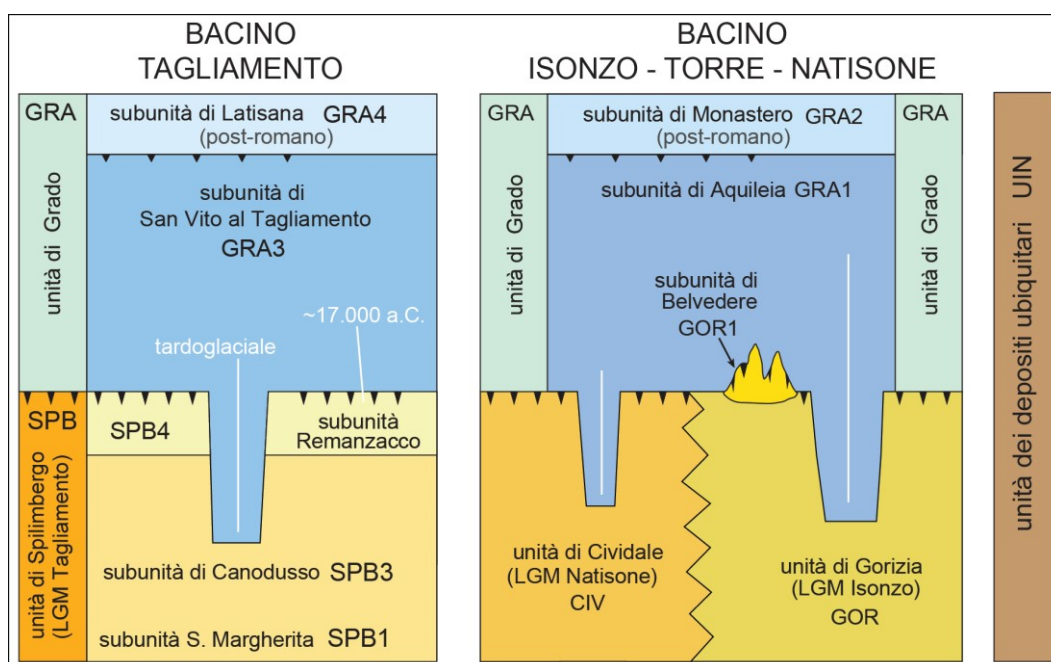


Fig. 3.1 - Schema dei rapporti cronostratigrafici fra le unità quaternarie della pianura del Friuli Venezia Giulia nel suo settore orientale (modificato da Fontana et al., 2019).

Unità di Gorizia (GOR): Pleistocene superiore (LGM, 30.000-19.000 anni)

Della GOR fanno parte i depositi alluvionali del megafan dell'Isonzo, che si sono formati durante il LGM, in particolare nella bassa pianura questi depositi affiorano nell'area dell'aeroporto di Ronchi dei Legionari e nei pressi di Aquileia. All'interno di questa unità, inoltre, è presente la *subunità di Belvedere*, distinta per via di alcuni depositi alluvionali pleistocenici dell'Isonzo ritrovati nella zona di Belvedere e S. Marco di Aquileia alla base delle omonime dune. La GOR non possiede una sezione visibile e completa e per poterla definire sono stati eseguiti nel territorio di Aquileia perforazioni manuali e sondaggi e tramite datazioni effettuate su livelli organici presso Beligna è stata individuata la superficie-limite inferiore della GOR, nella successione sedimentaria del sottosuolo del territorio di Aquileia a circa 30 m di profondità (cfr. Fontana et al., 2010; 2019). Il limite inferiore è stato posto a circa 10-11 m di profondità dal p.c., esattamente nel punto in cui c'è il passaggio da depositi limoso-argillosi a depositi sabbiosi. Nella bassa pianura il limite superiore della GOR viene identificato in parte con una superficie di erosione di natura

alluvionale, presupponendo il rinvenimento di alcuni suoli posti mediamente a -2,0 - 3,0 m dal p.c. nelle vicinanze dell'abitato di Aquileia ed in parte presente con un suolo decarbonatato ai piedi delle dune di Belvedere. Nella bassa pianura questa unità è costituita da limi e limi argillosi, sabbie limose e sabbie fini con uno spessore massimo di circa 30 m. I depositi della GOR sono costituiti in prevalenza da alternanze di sabbie medio-fini con concrezioni carbonatiche e limi argillosi, compatti, di color grigio (10YR 5/1) e grigio scuro (5Y 4/1) dove sono presenti resti vegetali sparsi, screziature bruno giallastre e grigie e rari resti di molluschi continentali e ostracodi dulcicoli.

Subunità di Belvedere (GORI): Pleistocene superiore (fine LGM)

Questa subunità è costituita da depositi principalmente sabbiosi, a volte cementati che formano le cosiddette dune di Belvedere e San Marco di Aquileia, che si trovano ai margini della Laguna di Grado ma anche in alcune isole all'interno di essa. Dal punto di vista morfologico la subunità di Belvedere viene identificata per la presenza di sedimenti sabbiosi aventi una differente evoluzione pedologica e, nonostante in molti punti di questi rilievi siano stati spianati artificialmente, nelle immagini telerilevate sono ancora riconoscibili risaltando per il loro colore giallo chiaro del terreno.

La discontinuità alla base di questa subunità non è riconosciuta ma viene ipoteticamente associata alla superficie erosiva della precedente pianura limoso-argillosa dell'unità di Gorizia. Invece il top dell'unità, a causa del rimaneggiamento avvenuto durante l'Olocene e dovuto principalmente alle azioni antropiche, ha ormai perso quasi totalmente gli orizzonti pedogenetici più peculiari. Lo spessore dell'unità non è stato fissato ma in alcuni casi è superiore ai 10 m e con un corpo sedimentario di sabbie medio-fini, per la maggior parte carbonatiche con una piccola parte quarzosa. All'interno delle sabbie ci sono vari aggregati nodulari e cilindrici e concrezioni tabulari con cementazione di carbonato di calcio, che a volte vanno a formare degli orizzonti petrocalcici, localmente denominate "maltone". La

sabbia solitamente massiva presenta di rado inoltre dei livelli di ghiaia fine ed è caratterizzata da una classazione media e una colorazione grigio-beige (10YR 7/3).

Unità di Spilimbergo (SPB): Pleistocene superiore, LGM

L'unità di Spilimbergo è suddivisa nella *subunità di Canodusso* (SPB3) e nella *subunità di Remanzacco* (SPB4).

Subunità di Canodusso (SPB3): Pleistocene superiore, fase anaglaciale LGM.

Alla subunità di Canodusso nella bassa pianura vengono associati i sedimenti che caratterizzano le superfici che affiorano nella parte distale dei megafan di Tagliamento, Cormor e Torre. Questi depositi nell'area a valle delle risorgive, durante la fase cataglaciale e nel postglaciale, sono stati in parte sia coperti che erosi dai depositi della *subunità di Remanzacco* (SPB4) e dall'*unità di Grado* (GRA). La *subunità di Canodusso* tra l'alta e la bassa pianura è contraddistinta da una rilevante variazione di granulometria.

Il limite inferiore di SPB3 nella pianura non è praticamente mai affiorante e la base è riconoscibile tramite carotaggi, per le analogie di ambienti deposizionali e di facies ma anche per l'assenza di una discontinuità dovuta ad una stasi sedimentaria importante (paleosuolo). Infatti la superficie basale di SPB3P, in bassa pianura, è riconoscibile soprattutto su base geocronologica. Il limite superiore di SPB3 corrisponde all'originaria superficie deposizionale rimodellata e, localmente, ad una superficie di erosione di natura fluviale formata durante la fase di incisione cataglaciale e nel post-LGM dai corsi di Tagliamento, Corno, Cormor e Torre come anche dall'attività dei fiumi di risorgiva.

Subunità di Remanzacco (SPB4): Pleistocene superiore, fase cataglaciale LGM

In seguito all'inizio del ritiro glaciale, dopo 22.000 anni fa, nell'area distale dei megafan del Tagliamento, del Cormor e del Torre si è formato un nuovo sistema deposizionale, costituito da dossi con paleoalvei centrali ghiaioso-sabbiosi e appartenente alla *subunità di Remanzacco*, che ha sepolto il top di SPB3.

La bassa pianura è costituita da sedimenti fini con suoli abbastanza evoluti che presentano spesso colori d'alterazione compresi tra 2.5Y e 10YR e contraddistinti da potenti orizzonti calcici con concrezioni carbonatiche pluricentriche, che corrispondono al cosiddetto "caranto" (cfr. Comel et al., 1982; Michelutti et al., 2003). Superando l'area delle risorgive e procedendo verso valle si formano piccoli dossi fluviali con al centro canali ghiaiosi e sabbioso-ghiaiosi che si ingrandiscono nella zona più distale soprattutto in quella perilagunare. Infatti dal limite inferiore delle risorgive la tipologia di alveo passa da monocursale, poi wandering fino a diventare quasi meandriformi presso l'attuale margine della Laguna di Grado e Marano. Gli alvei e i canali sono riempiti interamente da ghiaie o sabbie ghiaiose costituiti da depositi ghiaioso-sabbiosi con stratificazione incrociata tabulare, ciottoli di fango e strutture di erosione e riempimento ma sono assenti sequenze di abbandono o di canali residuali con eventuali orizzonti organici o resti vegetali (Fontana, 2006). Lo spessore di SPB4 è generalmente limitato e raggiunge un valore massimo di 3-5 m all'interno dei dossi fluviali, mentre diminuisce allontanandosi dai dossi fino a chiudersi lateralmente.

Unità di Grado (GRA): Pleistocene superiore - Olocene, (post-LGM)

Questa unità comprende i depositi sedimentati dall'inizio del tardoglaciale fino all'attuale ma il periodo d'inizio della sedimentazione di questa unità si differenzia a seconda degli ambienti e delle differenti zone geografiche. La GRA indifferenziata rappresenta i depositi senza distinguere i bacini alluvionali da cui provengono, mentre se è possibile contraddistinguerli, viene suddivisa in subunità sulla base dei bacini e dell'età dei depositi.

Nell'*unità di Grado* infatti, se si riusciva a distinguere i principali bacini fluviali e l'età di deposizione i depositi alluvionali venivano suddivisi in pre-romani e post-romani. Per questo motivo, sono state inserite per il bacino dell'Isonzo-Torre le *subunità di Aquileia (GRA1)* e *subunità di Monastero (GRA2)*.

A seconda dell'area presa in considerazione per questa unità, le superfici limite possono variare di molto visto che per esempio nella zona costiera e perilagunare ci sono state delle modifiche dovute al lavoro di bonifica agraria avvenute tra la fine del XIX e il XX secolo che hanno fortemente modificato le superfici di questa unità. Il limite inferiore è costituito da una superficie erosiva della pianura LGM, presentandosi come un limite inconforme all'esterno delle incisioni fluviali rappresentando una lacuna stratigrafica, che ha un'estensione regionale con una durata che varia tra 9000 e 16.000 anni. Questa è marcata da suoli ben evoluti e sviluppati sui depositi delle unità LGM. Invece il limite superiore della GRA corrisponde alla superficie topografica o al fondale lagunare e marino, andando a costituire il top deposizionale moderatamente rimaneggiato dove, a seconda dell'evoluzione locale, nelle aree emerse ci potrebbero essere dei suoli. Infatti nella bassa pianura sono presenti entisuoli con profilo tipo A-C e di rado inceptisuoli caratterizzati da orizzonti calcici poco visibili con concrezioni carbonatiche dal diametro inferiore a 1 cm.

Nella bassa pianura i depositi alluvionali della GRA indistinta, in corrispondenza delle tracce di paleoalvei, sono costituiti da ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie, a volte con intercalazioni di limi sabbiosi e limi in sequenze fining-upward e laminazioni incrociate concave e planari. Al tetto di questi depositi sono presenti spesso limi e argille con rilevante materiale organico e torbe dovute ai depositi formati in seguito all'abbandono dell'alveo e lo spessore dei corpi di canale varia da 3 a 10 m e sui fianchi si passa a depositi di argine naturale e piana inondabile. Nelle aree occupate dai fiumi Corno di Nogaro e Zellina, a monte della Strada Statale 14, i depositi sono composti principalmente da ghiaie insieme a limi sabbiosi e limi organici con tessitura matrix-supported. Mentre nelle aree più distali della pianura e nelle parti meridionali dei fiumi, l'unità è contraddistinta da limi, limi argillosi e argille, con materiale organico. Mentre, per quanto riguarda i depositi litorali lagunari, questi corrispondono a corpi di canale o argine lagunare e di laguna o palude salmastra e nel primo caso sono formati da sabbie e sabbie limose con resti di molluschi; nel secondo caso invece, si rinvengono limi, limi argillosi, limi organici e torbosi e sono state identificate sul posto aree con argille e argille limose ricche di sostanza

organica, a volte con intercalazioni di argille e limi torbosi e torba. Inoltre, nelle zone che delimitano le lagune di Marano e Grado i corpi sedimentari presentano una geometria tabulare e nastriforme con spessori massimi di circa 10 m, soprattutto in prossimità di Grado. Questi a volte sono ricchi di bioclasti formati da gusci interi e resti di molluschi marini e sono costituiti da sabbie da medie a fini e finissime, alternate a limi, limi sabbiosi e secondariamente limi argillosi in strati molto sottili e sottili.

Nel bacino dei fiumi Isonzo e Torre l'unità di Grado è stata suddivisa nella *subunità di Aquileia* (GRA1), che comprende i depositi olocenici fino all'epoca romana, e nella *subunità di Monastero* (GRA2), a cui sono associati i depositi successivi comprendenti anche le ultime divagazioni dei fiumi Torre e Isonzo.

Subunità di Aquileia (GRA1): Tardoglaciale – IV sec. d.C.

Inizialmente questa subunità è stata creata nella zona di Aquileia tramite i risultati dell'analisi crono-stratigrafiche e paleoambientali e i sondaggi eseguiti nel sottosuolo della città e delle aree circostanti. La GRA1 a differenza delle unità alluvionali del LGM infatti, è costituita da ghiaie lungo i paleoalvei anche nella bassa pianura, fino a sud di Terzo di Aquileia e, a est dell'alveo dell'Isonzo, fino alla zona costiera. Inoltre, le tracce paleoidrografiche nel settore distale hanno evidenziato meandri e vari dossi fluviali. La superficie limite inferiore della GRA1 corrisponde ad una superficie erosiva formata sui depositi alluvionali LGM del sistema dell'Isonzo (GOR). Il limite superiore invece coincide con il top deposizionale originario, che corrisponde alla superficie topografica ed è modificato dall'attività antropica. In superficie il colore è generalmente bruno oliva (2.5Y 5/3) e in profondità ci sono sottili orizzonti con il 5-15% di concrezioni carbonatiche eventi un diametro medio di 8 mm e massimo di 20 mm. I depositi sono costituiti da ghiaie, sabbie, limi e scarsamente da argille e torbe. Nell'area ad est dell'Isonzo affiorano spesso le ghiaie quasi fino alla zona costiera in corrispondenza delle tracce dei paleoalvei, mentre ad ovest del fiume all'interno dei canali abbandonati ci sono ghiaie e ghiaie sabbiose che affiorano in superficie fino

a Terzo di Aquileia. Più a valle, invece, tramite i carotaggi e gli scavi profondi sono identificabili ad una profondità superiore ai 2-4 m.

I depositi nelle porzioni laterali presentano una granulometria limoso-sabbiosa e vanno ad accumularsi sui depositi ghiaiosi di fasi alluvionali precedenti. Mentre i depositi della parte sud-occidentale dell'unità sono limoso-sabbiosi, caratteristici delle facies di dosso fluviale, e limoso- argillosi, caratteristici di facies di piana alluvionale distale. In questa subunità lo spessore massimo viene raggiunto all'interno dell'incisione fluviale ad est di Aquileia, dove raggiunge circa 15 m e si riconoscono ambienti deposizionali di tipo alluvionale e di tipo braided fino all'altezza di Ronchi dei Legionari – Cervignano. In seguito le antiche tracce danno indicazioni di una tipologia wandering e meandriforme, dove ai depositi di esondazione più o meno distali si alternano facies di canale e barra.

Subunità di Monastero (GRA2): fine epoca romana (IV secolo d.C.) - Olocene

Questa subunità è costituita dai depositi alluvionali sedimentati da Isonzo, Torre e Natisone a partire dalla fine dell'epoca romana (IV secolo d.C.). La distinzione di questi depositi da quelli appartenenti alla GRA indistinta o alla *subunità di Aquileia* (GRA1) è avvenuta in base al ritrovamento dei resti archeologici di epoca romana, alla morfologia e tramite i dati dell'analisi della cartografia storica. Inoltre la GRA2 include anche i sedimenti dovuti alla migrazione verso est avvenuta tra il medioevo e il periodo attuale da parte del fiume Isonzo, precisamente quando si sono attivati gli alvei del Primero-Averto, Isonzato, Sdobba e Quarantia, per poi essere riportato artificialmente nella Sdobba nel 1935, che è la foce attuale (Desio, 1922; Marocco, 2010).

La superficie limite inferiore della GRA2 corrisponde ad una superficie erosiva che si è formata sui sedimenti della *subunità di Aquileia* (GRA1), per cui spesso non è facile distinguerli. Il limite superiore invece è associato al top deposizionale corrispondente alla superficie topografica che spesso è ancora in via di formazione. Inoltre nella zona distale del megafan dell'Isonzo il territorio di esondazione è formato da terreni dove in superficie i suoli sono debolmente evoluti, con colore marrone-giallastro (2,5Y, 3/2 e 4/2) e con assenti concrezioni calcaree.

I depositi di questa subunità sono costituiti da ghiaie, sabbie, limi e moderatamente da argille e torbe mentre per quanto riguarda i paleoalvei questi sono di tipo braided a monte per poi diventare wandering e meandriformi a valle. Lungo i paleoalvei la granulometria è prettamente ghiaiosa, lateralmente invece i depositi sono limoso-sabbiosi e sovrapposti ai depositi ghiaiosi delle precedenti fasi alluvionali; in corrispondenza di questi lo spessore raggiunge un valore massimo che va dai 5-8 m e mediamente inferiore ai 2 m.

Nella GRA2 si riconosce prevalentemente un'ambiente deposizionale di tipo alluvionale con depositi legati alle varie tipologie di corsi d'acqua e con facies di canale e barra che si alternano a depositi di esondazione più o meno distali.

Unità dei depositi ubiquitari: UIN, Pleistocene superiore – Attuale

Depositi delle incisioni dei corsi d'acqua di risorgiva e di interbacino - Sabbie debolmente ghiaiose, sabbie limose e limi con locali livelli organici. Lingue e lenti di ghiaie fini sabbiose con tessitura a supporto di matrice. Limi e argille anche con elevato contenuto di sostanza organica e torbe. Depositi di piana inondabile e localmente palustri, spesso contenenti resti di gasteropodi d'acqua dolce. Limite superiore costituito dall'originaria superficie deposizionale, generalmente coincidente con la superficie topografica, caratterizzata da suoli organici e idromorfi. Limite inferiore in genere erosivo.

METODI

4.1 - Fotointerpretazione

Questo studio si è basato fundamentalmente sul lavoro di fotointerpretazione, che viene utilizzato perché possiede il grosso vantaggio di coprire estese porzioni di territorio, permettendo e velocizzando il riconoscimento e l'interpretazione di alcuni elementi geomorfologici, senza la necessità di un capillare rilevamento sul terreno. Questo metodo si è basato sull'uso di ortofoto, foto aeree e immagini satellitari.

In particolare le foto aeree sono state georeferenziate tramite il software ArcMap e hanno consentito di confrontare le informazioni ricavate dalla loro interpretazione con le immagini già disponibili in formato digitale e ortorettificato (immagini satellitari e ortofoto).

Le foto aeree convenzionali analizzate in questa tesi sono state la fonte di dati maggiormente utilizzata e sono risultate fondamentali per l'osservazione di forme naturali e antropiche. In vari casi, trattandosi di immagini scattate alcuni decenni fa, mostrano tracce che nel frattempo sono state erose e in parte asportate dalle successive attività agrarie e dall'uso del suolo, risultando assenti o scarsamente visibili nelle immagini satellitari disponibili dalla piattaforma ESRI come basemap di ArcMap. Inoltre, le foto aeree utilizzate hanno una bassa distorsione poiché, trattandosi di una zona pianeggiante, non sono presenti considerevoli dislivelli topografici e, inoltre, le superfici arate permettono una buona visione degli elementi geomorfologici inattivi e relitti (paleoalvei, antichi canali lagunari, dossi fluviali ecc.) (Fig. 4.1).

L'acquisizione di queste foto è stata resa possibile dalla collaborazione con il CNR-IRPI (Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica) dell'unità di Padova, che ha agevolmente permesso di accedere alla loro fototeca per poter visualizzare l'originale cartaceo delle foto aeree del 1955 e del 1993. Fra tutti i fotogrammi disponibili sono stati selezionati quelli di maggior interesse per visibilità delle tracce e risoluzione geometrica, che sono stati successivamente acquisiti a scanner e poi georeferenziati e inseriti nel sistema informativo geografico (GIS).

Per lo studio dell'area in esame tra le foto scelte, quelle maggiormente utilizzate appartengono al volo del 1993:

- Strisciata 73, in scala 1:32.000, numeri 1175, 1176, 1779, 1181, 1185, 1186, 1187;
- Strisciata 74, in scala 1:33.000, numeri 4087, 4088, 4089, 4090,4091;
- strisciata 75, in scala 1:35.000, numeri 1085, 1089, 1090, 1091, 1092.

Per quanto riguarda le ortofoto invece quelle utilizzate maggiormente sono quelle relative all'anno 2003, che hanno estensione corrispondente alle sezioni in scala 1:10.000 (Fig. 4.2).

Le immagini satellitari invece, sono principalmente provenienti da quelle disponibili nella piattaforma ESRI e caricabili come layer "Basemap" nel software ArcGIS. Invece, per alcune zone si sono utilizzate le immagini satellitari disponibili sulla piattaforma Google Earth che, grazie alla funzione "Immagini storiche", consente di visualizzare immagini ad alta risoluzione dei satelliti Ikonos, Quickbird, Geoeye e Worldview riprese generalmente a partire dal 2000.

Altre immagini satellitari di cui ci si è serviti per poter osservare e interpretare al meglio alcune tracce particolari sono state quelle ricavate dal sito "Satellites.pro" dove selezionando dallo "Switch map" la mappa ESRI sono state "catturate" delle immagini successivamente georeferenziate in ArcGis e.

Dunque, un vantaggio della fotointerpretazione è stato quello di poter identificare e localizzare alcune delle morfologie sepolte nel terreno. Queste riescono ad essere individuate e riconosciute per molteplici motivi, tra cui la differente permeabilità

dei terreni, che consente ai corpi geomorfologici di preservare o meno una certa quantità di materia organica. Un'altra proprietà importante è il tasso di umidità del terreno e l'eventuale ristagno d'acqua, che conferisce alla traccia una colorazione più o meno scura. Altri parametri importanti possono essere la differente angolazione di ripresa nei diversi scatti, la differente preparazione della superficie dei terreni agricoli, la divisione dei campi ecc..



Fig. 4.1 – Tracce di paleovalvei nell'area a SW di Torviscosa (volo 1993, strisciata 73).



Fig. 4.2 - Tracce di paleoalvei e canali artificiali abbandonati attorno all'abitato di Malisana (volo 2003, ortofoto n.029)

I dossi fluviali sono tra le morfologie riconosciute e facilmente individuabili in base alla loro ampiezza, al colore decisamente chiaro rispetto alla pianura circostante e all'andamento talvolta sinuoso. Tuttavia, la maggior parte del lavoro è stata impiegata per riconoscere i paleoalvei (Fig. 4.3), che solitamente appaiono nei campi con delle tracce dal colore più scuro rispetto ai depositi circostanti e con una morfologia che varia a seconda delle zone da articolata a lineare.



Fig. 4.3 - Stralcio di immagine satellitare in cui sono riconoscibili varie tracce di paleoalvei nella zona a SW di Porpetto (Basemap-ArcGis 10.6.1)

Altre forme facilmente riconoscibili sono quelle derivanti dall'attività antropica, fra cui numerose evidenze di antichi tracciati stradali e fossi agrari. Nella zona di studio risultano esserci varie tracce archeologiche relative all'epoca romana, ma quella più importante è l'evidente traccia della Via Annia, che aveva un suo capolinea presso Aquileia (cfr. Fontana, 2009).

La Via Annia, infatti, è particolarmente riconoscibile per la sua notevole continuità e visibilità, che permette di seguirla per svariati chilometri. Un'altra morfologia antropica relitta è rappresentata da canali artificiali abbandonati di diverse età. Questi, quando non erano più utili allo scopo, venivano abbandonati o artificialmente tombati e, quindi, appaiono come linee rettilinee, spesso scuri, ma in vari casi anche chiari all'interno e leggermente più scuri sui bordi.

4.2 - Modello digitale del terreno (DTM)

In questo lavoro di tesi, per poter studiare la bassa Pianura Friulana e ottenere informazioni specifiche di alcune morfologie superficiali ci si è serviti dello studio del microrilievo topografico. Questo è stato condotto tramite l'analisi dei dati LiDAR (Light Detection And Ranging), utilizzati per produrre il modello digitale del terreno (DTM, Fig. 4.4). I dati LiDAR sono scaricabili presso il sito internet della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (<http://www.regione.fvg.it>), in cui è eventualmente possibile scaricare file di tipo (.asc), ciascuno di questi esteso su una superficie corrispondente a $\frac{1}{4}$ di Elemento in scala 1:5000 della Carta Tecnica Regionale. Questi dati sono relativi al rilievo LiDAR effettuato nel 2006 dalla società Helica per incarico della Protezione Civile della Regione. Nelle caratteristiche descritte nel sito stesso, è indicato che per il rilievo è stato utilizzato un sensore Airborne Laser Terrian Mapper (ALTM) Optech 3033, montato su elicottero AS350.

La risoluzione originaria è di 4-5 punti per m² e la registrazione comprende circa quattro ritorni discreti per ciascun segnale emesso, registrando la loro posizione ed intensità. In seguito i dati sono stati filtrati in modo da ottenere solo i punti relativi alla quota del terreno, mentre quelli appartenenti alla copertura vegetale e agli edifici sono stati scartati. In questo modo quindi, il dato topografico risulta avere un'accuratezza verticale di massimo ± 15 cm, ed una precisione planimetrica che varia tra 10 e 80 cm, in base all'altezza a cui avviene l'acquisizione. In seguito, tramite il ricampionamento dello stesso dato con passo a 1 m, è stato prodotto il DTM.

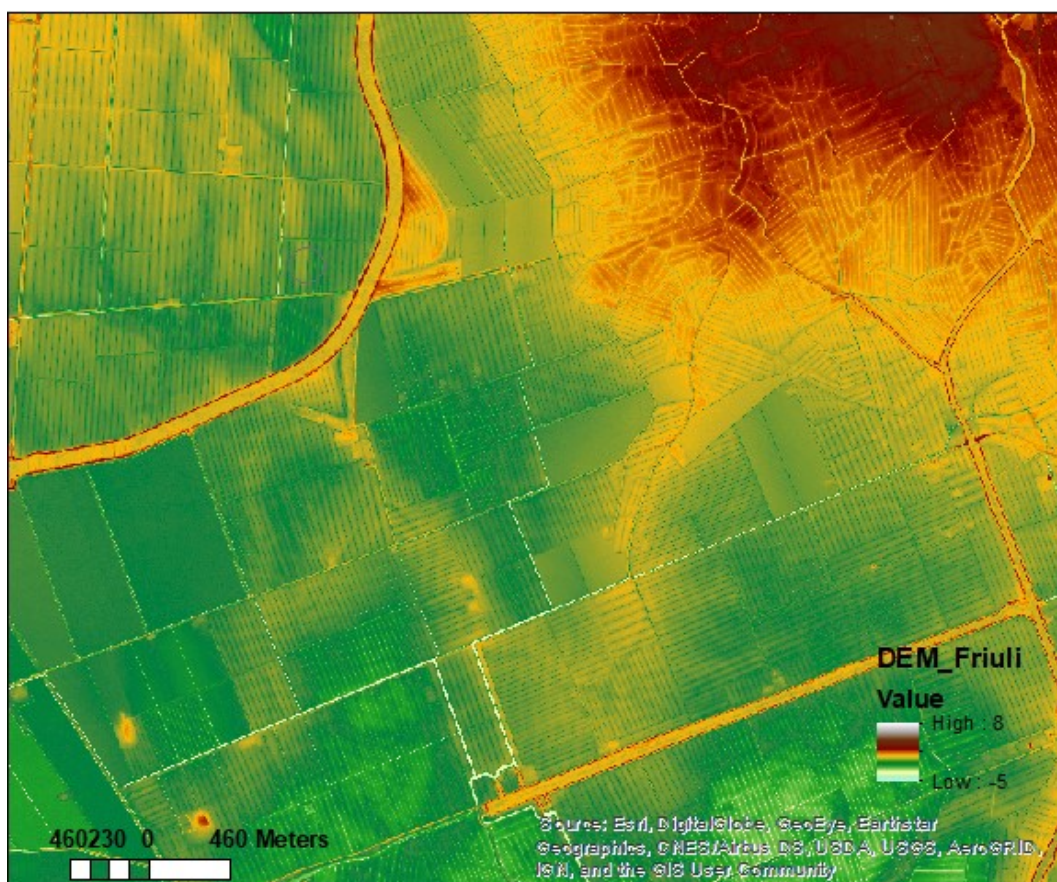


Fig. 4.4 – Modello Digitale del Terreno dell’area situata tra Terzo di Aquileia e Canale Anfora in cui è riconoscibile il dozzo corrispondente ad una antica direttrice del Torrente Torre.

4.3 - Sistema informativo geografico (Software ArcGIS)

Per la realizzazione della carta di fotointerpretazione di questo lavoro di tesi ci si è serviti del software ArcGIS for Desktop, versione 10.6.1, della ditta ESRI. Questo è un programma leader del settore a livello mondiale e utilizzato da amministrazioni locali, gruppi industriali, organizzazioni non governative e dalle principali aziende di tutto il mondo per effettuare l’analisi, la gestione e lo sfruttamento di informazioni geografiche. L’informazione geografica viene coordinata da un insieme di dati (dataset geografici) che rappresentano modelli di fenomeni ambientali e usa strutture di dati generiche. Inoltre questo software permette l’elaborazione e la visualizzazione dei dati provenienti dal telerilevamento

(fotoaeree e immagini satellitari, dal DTM e il loro confronto con le basi topografiche di riferimento. Il GIS, infatti, è dotato di vari strumenti (tool e funzionalità) che servono per poter processare e analizzare i dati geografici. Un'importante funzione, necessaria ad interpretare con precisione le tracce geomorfologiche, è stata quella della georeferenziazione delle foto aeree convenzionali, operazione in cui si associa all'informazione geografica una posizione all'interno di un sistema di riferimento geodetico. Inoltre, dato che le foto aeree presentavano bordi neri e data strip al contorno, prima di essere georeferenziate sono state ritagliate tramite il software "Photoshop CC", versione 2019. Le foto aeree, a causa della prospettiva centrale con cui sono state riprese, presentavano una certa distorsione rispetto alla basemap di riferimento e, per ottenere una georeferenziazione più attendibile precisa, sono stati digitalizzati diversi punti di controllo, generalmente più di quattro. Tramite le foto aeree, la sovrapposizione delle Carte Tecniche Regionali (CTR) in scala 1:10.000 e il supporto del DEM è stato possibile realizzare la carta della fotointerpretazione allegata a questa tesi, che si estende su di una superficie di 230 km².

Nel software ArcGIS sono stati creati e gestiti sia features poligonali che lineari, in modo da poter riportare in carta anche gli elementi paleoidrografici e geomorfologici di dimensioni più piccole. È questo il caso di tracce di alvei abbandonati con larghezza inferiore a 10 m, che sarebbero difficilmente disegnabili all'interno del software GIS se si dovesse fare ricorso unicamente a simboli areali. Successivamente è stato utilizzato il programma Adobe Illustrator per elaborare la resa grafica della cartografia, impaginarla e giungere al prodotto finale rappresentato dalla "Carta della Fotointerpretazione della Pianura Friulana sud-orientale" alla scala 1:30.000 che è allegata a questa tesi.

DATI E DISCUSSIONE

In questo capitolo vengono presentati i principali risultati ottenuti da questa ricerca e, in particolare, vengono descritte le morfologie che sono state riconosciute sulla base della fotointerpretazione e dell'analisi del microrilievo topografico. Di seguito sono elencate e descritte le forme più evidenti e particolari ed in seguito interpretate e discusse (Fig. 5.1). Si tratta quindi di casi rappresentativi dei seguenti elementi morfologici: paleoalvei, dossi, incisioni fluviali aree palustri e paludi costiere, dune, canali lagunari, canali artificiali.

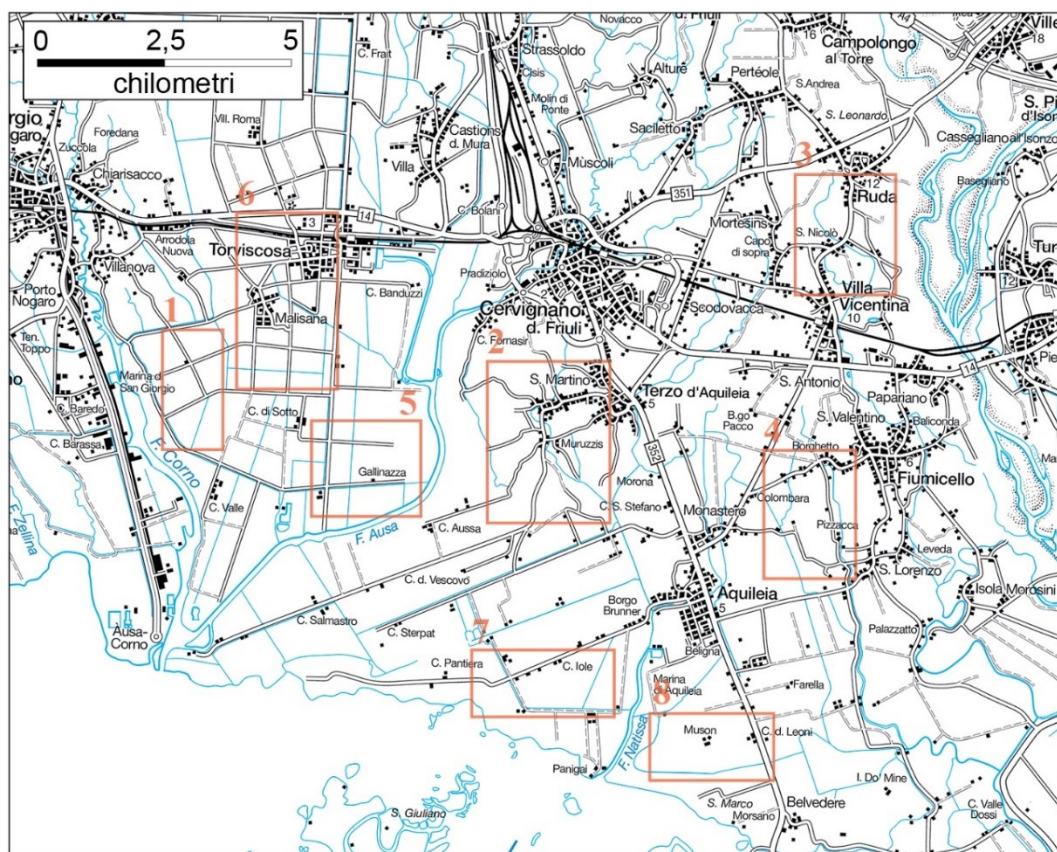


Fig. 5.1 – Area di studio con indicate dai rettangoli le diverse aree descritte e discusse in questo capitolo.

5.1 - Paleoalvei dei fiumi alpini e di risorgiva

L'aspetto dei paleoalvei più frequentemente riconosciuto è quello di canali singoli a carattere meandriforme ma con sinuosità variabile, che si differenziano a seconda della zona in cui sono presenti.

Una prima categoria di paleoalvei si caratterizza per l'aspetto meandriforme e dendritico con una larghezza media compresa tra 20 e 40 m e sono in genere riconoscibili per una lunghezza di 200-500 m circa, più frequentemente aventi direzione N-S. Queste caratteristiche, unite soprattutto al fatto che le tracce non continuano a monte della linea delle risorgive, permettono di definire queste tracce come paleoalvei riferibili a fiumi di risorgiva.

Un'altra categoria riconosciuta di paleoalvei monocursali presenta rispetto ai precedenti delle dimensioni più rilevanti ed è caratterizzata da canali con andamento decisamente meno sinuoso e talvolta relativamente lineare. Le loro dimensioni di larghezza variano da monte a valle con una larghezza variabile che va dai 300 ai 60 m circa e una lunghezza che varia dai 10 ai 3 km con un andamento generalmente N-S. Questo tipo di paleoalvei in base a queste caratteristiche sono stati individuati principalmente tramite le foto aeree e, sulla base degli studi precedenti, sono riferibili a corsi attivi durante la fase del LGM (fase cataglaciale, *subunità di Remanzacco*, 22.000-19.000 anni fa). Essi sono stati identificati principalmente nella zona occidentale, fra il corso del Fiume Corno di Nogaro e Torviscosa, mentre le tracce di ampi paleoalvei meandriformi di età olocenica sono stati distinti nel settore situato a est del Fiume Ausa.

Generalmente i paleoalvei alpini, a differenza dei paleoalvei di risorgiva, sono associati a dossi rilevati, che sono stati riconosciuti e definiti tramite le immagini satellitari e soprattutto mediante il supporto del DTM, che ha permesso di individuare accuratamente i loro limiti. I dossi sono formati dal materiale relativamente grossolano (sabbie) abbandonato dalle piene del fiume in prossimità delle sue sponde e costituiscono delle morfologie in rilievo rispetto alle aree circostanti. Essi presentano andamento

allungato e parallelo al corso del fiume ed una debole pendenza perpendicolare alla direzione del paleoalveo.



Fig. 5.2 -Tracce di paleoalvei di risorgiva nell'area Villaggio Roma sull'immagine satellitare ESRI.

I paleoalvei sono stati digitalizzati in ArcGIS in uno shapefile areale solo quando l'intera forma era ben riconoscibile e di dimensioni significative invece, qualora fosse riconoscibile solo il margine della traccia, questa è stata rappresentata con lo shapefile lineare.

Come si può notare dalla carta della fotointerpretazione allegato alla tesi e dalle immagini riportate qui di seguito, i paleoalvei sono tra gli elementi maggiormente presenti nell'area di studio, specialmente nella parte settentrionale e sud-occidentale. Se osserviamo l'area che si estende ad est di San Giorgio di Nogaro, che prosegue a nord fino a Porpetto e poi ad est verso l'Interporto ferroviario di Cervignano, le tracce maggiormente identificate sono quelle dei paleoalvei di risorgiva. Questi assumono una morfologia sinuosa e articolata, sono accompagnati da varie tracce scure relative ad aree palustri. In tale zona la fase di digitalizzazione degli elementi riconosciuti ha comportato delle difficoltà per la fitta concentrazione di tracce (ad es. Fig. 5.2). Infatti, spesso si può notare come il percorso di un paleoalveo si sovrapponga, intersechi e/o intrecci con un altro. In alcuni casi è possibile che nel settore a nord della Strada Statale 14, tra Chiarisacco e Torviscosa, vi siano presenti anche tracce riferibili a paleoalvei di tipo braided di età LGM (*subunità di Remanzacco*). Tuttavia queste, se presenti, appaiono notevolmente meno visibili di quelle relative ai corsi di risorgiva che, in molti casi, erano attive fino a pochi secoli fa e sono stati prosciugati durante le bonifiche, specie nel XX secolo.

[AREA 1] Nel settore sud-occidentale dell'area studiata, e più precisamente circa 1 km ad ovest di Malisana è stato riconosciuto un'evidente traccia ricollegabile ad un fiume di risorgiva.

Questa morfologia è stata rielaborata ed in parte erosa dalle attività antropiche di epoca storica e recente ed è stata delineata in dettaglio servendosi quasi esclusivamente dell'ortofoto del 2003 della Regione Friuli Venezia Giulia. Questo è uno dei paleoalvei di risorgiva più caratteristico, denominato "Paleoalveo Zumello", in quanto parzialmente corrisponde all'attuale tracciato della Roggia Zumello, che drena nel Fiume Corno all'altezza di Porto Nogaro. La traccia paleoidrografica è caratterizzata da una larghezza che varia dai 20 ai 45 m ed è

seguibile per una lunghezza di circa 1300 m. Essa ha un carattere decisamente sinuoso, con un andamento N-S (Fig. 5.3).

La corrispondenza di questo elemento paleoidrografico con il tracciato del Fiume Zumello è stata confermata anche confrontando alcuni documenti di letteratura, dove si descrive che lo Zumello un tempo era un fiume navigabile (Deluisa, 1988). Inoltre, nel 1917 in corrispondenza della traccia in questione, sono stati rinvenuti i resti della massiciata della via Annia di epoca romana e le iscrizioni sul restauro della strada da parte dell'imperatore Massimino il Trace (Uggeri, 2012).



Fig. 5.3 -Traccia paleoalveo Zumello su Ortofoto 2003.

I paleoalvei olocenici correlati a corsi di origine alpina hanno un andamento prevalentemente meandriforme e corrispondono alla direttrice più occidentale riconosciuta appartenere al Torre (direttrice di Terzo - Canale Anfora) e ad alcune

altre tracce collegabili all'attuale percorso dell'Isonzo e del Torre, che si trovano nella porzione più orientale dell'area di studio.

[AREA 2] Il ramo del Torre che si sviluppa tra la periferia meridionale di Cervignano, Terzo e giunge poi fino alla foce del Canale Anfora ha una lunghezza di circa 11,5 km ed è caratterizzato da una larghezza massima di quasi 100 m, nell'area di Terzo, per poi restringersi a 20-30 m nei pressi della foce del Canale Anfora. Se prendiamo in considerazione i suoi meandri vediamo che questi sono caratterizzati da un valore medio del raggio di curvatura di poco superiore a 300 m e un valore di sinuosità di 0,57. In generale, lungo la stessa direttrice si nota che le tracce del paleoalveo hanno caratteri differenti e i meandri presenti nel tratto da N a S sono caratterizzati da sinuosità e dimensioni diverse. Vediamo infatti che la sinuosità risulta essere maggiore nel tratto centrale, nei pressi di Terzo e San Martino, mentre nel tratto che da Murozzis (frazione di San Martino) procede a sud verso il Canale Anfora, è possibile osservare come la traccia presenti una sinuosità e una larghezza minore. Si è ipotizzato che questi cambiamenti del carattere fluviale possano derivare dal fatto che come tutti i fiumi che sfociano in laguna, anche questo abbia risentito del progressivo abbassamento della pendenza della pianura e anche degli effetti della marea. Infatti è possibile notare come il paleoalveo nel settore fino all'altezza del borgo di Murozzis è caratterizzato da ampi meandri, mentre nel tratto più sud, che prosegue verso la foce del Canale Anfora e poi verso il Canale Sterpat, dove era già presente la laguna, si restringe assumendo una sinuosità significativamente minore. Invece, più a monte dell'abitato di Cervignano, nel settore tra Perteole e Saciletto, sono state riconosciute alcune tracce poco evidenti che sono probabilmente riferibili ad un alveo con carattere braided. Questo sembra essere in continuità con il paleoalveo descritto tra Terzo e Canale Anfora e, quindi, nel complesso, è possibile ipotizzare che esistesse una direttrice del Torre che dal corso attuale si staccava verso SW ed è possibile seguire fino alla Laguna di Grado per una lunghezza di quasi 20 km.

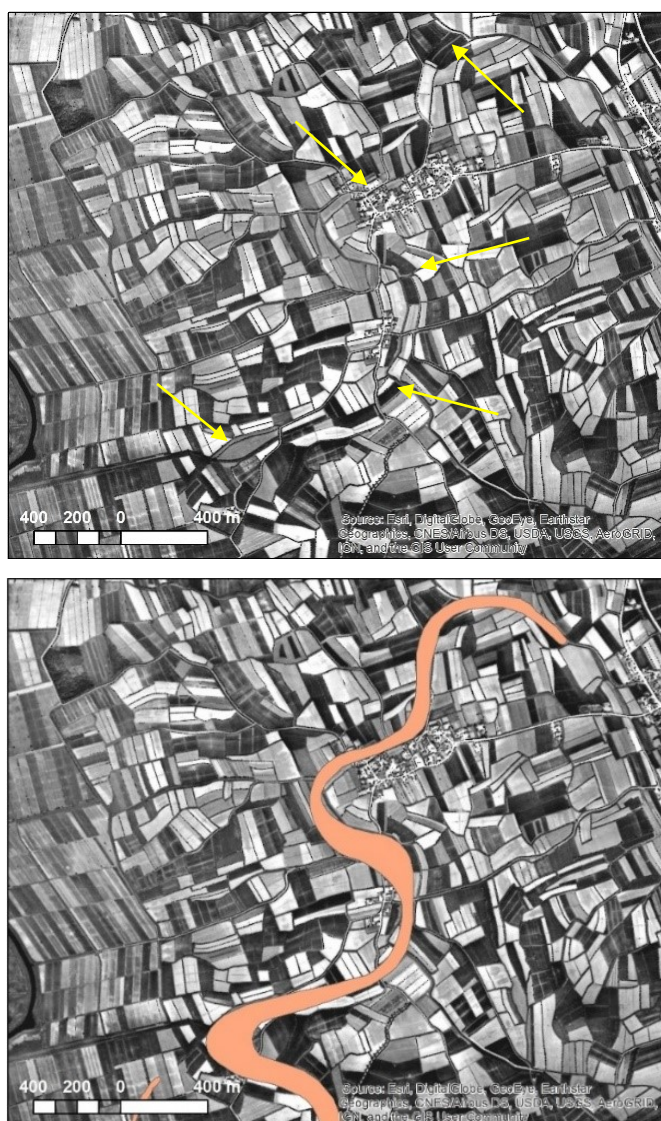


Fig. 5.4 - Meandri del ramo del Torre nella zona di San Martino di Aquileia visibili nella fotoaerea del 1954.

L'ubicazione di questo paleoalveo, già parzialmente ben descritto in Fontana et al. (2018; 2019), è avvenuta tramite l'osservazione di alcune tracce chiaramente visibili sulle immagini satellitari e con il confronto delle foto aeree del Volo GAI del 1954 (Fig. 5.4) Queste sorgenti di informazioni sono state importanti assieme all'analisi del DTM soprattutto per delineare meglio il tratto meandriforme più settentrionale. A nord dell'abitato di Terzo sia le tracce che le informazioni topografiche sono quasi assenti e, probabilmente, questa scarsità è legata al fatto che più a monte il paleoalveo era di tipo wandering o braided e non ha lasciato segni

facilmente identificabili. Secondo la letteratura questo ramo del Torre probabilmente era attivo fino al II millennio a.C. tra i 2000 e i 1000 anni a.C. e poi è stato dismesso per l'avulsione avvenuta alla fine del III millennio a.C. (Fontana et al., 2017). La sua ultima fase di attività è precedente al 1500 a.C. in quanto al di sopra di questo ramo del Torrente Torre si trova il sito di Ca' Baredi – Canale Anfora, databile alla fase medio recente dell'Età del Bronzo, ma con indizi di frequentazione già nel Bronzo Medio (Fontana et al., 2017; 2018).

I paleoalvei riconosciuti nell'area di studio, come detto precedentemente, genericamente presentano un andamento sinuoso e meandriforme; in particolare lungo il margine est della carta sono state riconosciuti alcuni meandri abbandonati caratterizzati dalle tracce delle rispettive barre di migrazione di meandro.

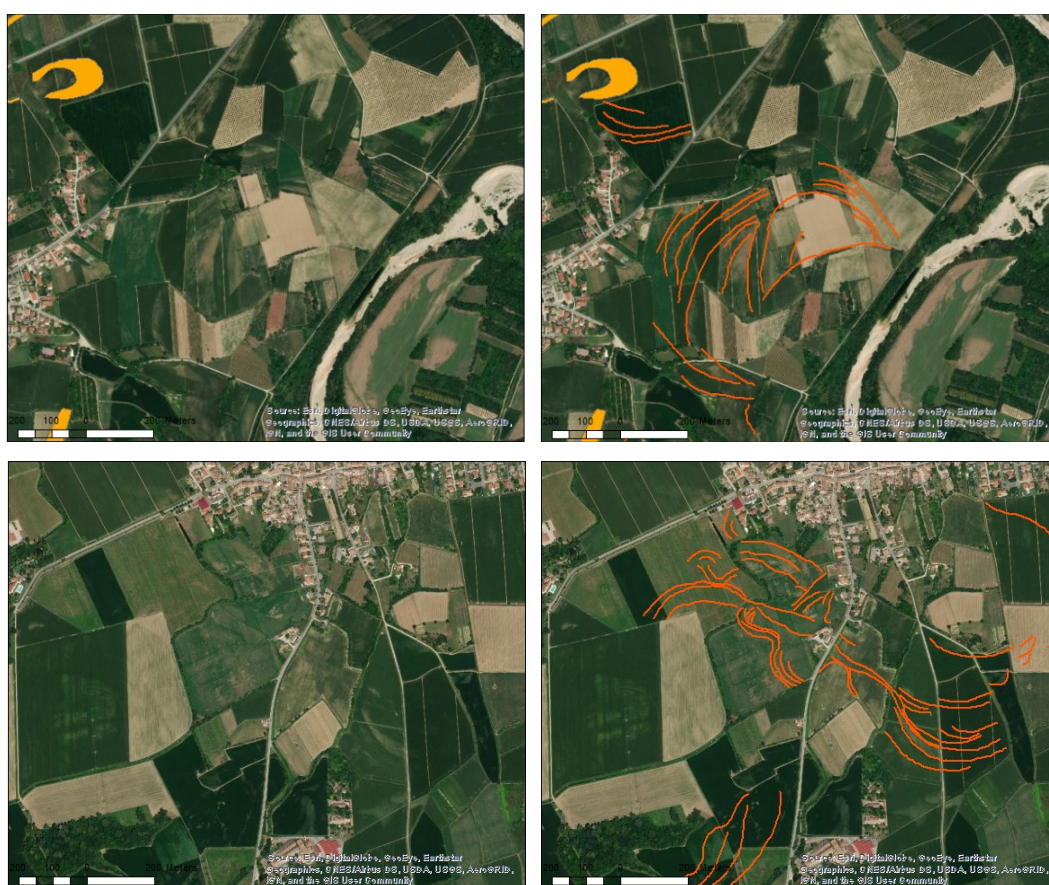


Fig. 5.5 – Tracce di scroll barr che corrispondono alle migrazioni del fiume sulle immagini satellitari ESRI. Nella foto in alto si tratta della zona a sud di Ruda ed è visibile anche parte dell'attuale alveo del Torre, mentre nelle immagini in basso si tratta del settore a sud di Pertoleo.

Infatti è possibile vedere come, a est di Cervignano e fino all'Isonzo, le forme fluviali maggiormente riconosciute sono i meandri accompagnati dalle barre di migrazioni del meandro e altre tracce difficili da mappare singolarmente, ma che nella legenda della carta sono stati raggruppati sotto il simbolo di scroll bar (Fig. 5.5). Queste nella maggior parte dei casi sono state riconosciute osservando la disposizione dei campi che un tempo, per necessità di drenaggio, seguivano la direzione degli antichi alvei. Quindi, servendosi delle immagini satellitari e tramite il confronto con le varie foto aeree si è giunti a mappare queste evidenze spesso poco riconoscibili, ma che consentono di valutare la larghezza originaria dell'alveo.

I meandri individuati in questa zona posta nel settore centro orientale della zona di studio hanno generalmente una larghezza che varia dai 25 m ai 100 m circa, una lunghezza media di circa 800 m, con un raggio di curvatura medio di 250 m e un valore di sinuosità di 0,60.

[AREA 3] Un meandro interessante è quello situato circa 1 km ad ovest di Ruda e che presenta un minore raggio di curvatura di circa 270 m e un valore di sinuosità di 0,72. Questa è stata una delle poche in cui è stato possibile individuare, tramite la fotoaerea del 1954, un'area più scura che ci desse indicazioni più precise sulla larghezza dell'alveo che, mediamente, è di circa 80 m (Fig. 5.6).



Fig. 5.6 - Tracce di meandro abbandonato nei pressi di Ruda su immagine satellitare ESRI e fotoaerea del 1954. A destra è indicata l'interpretazione delle tracce.

[AREA 4] Nella zona situata tra Aquileia e Fiumicello, nei pressi della frazione Mazzoletta di Fiumicello, si osservano alcune tracce di canali di piccole dimensioni che nel complesso costituiscono un “ventaglio di rotta” (Fig. 5.7). Questo elemento è riconoscibile per le tracce lineari e discontinue, di un colore chiaro, probabilmente legato alla presenza di sedimenti sabbiosi, che formano nel loro insieme una geometria a ventaglio, più o meno sviluppato. All'interno di questa forma si possono riconoscere canali di distribuzione ramificati, indicati in carta come tracce lineari. Ovviamente la rotta doveva originarsi da un paleoalveo, che però non si è riusciti ad individuare con precisione, probabilmente per la presenza di alluvioni più recenti che coprono la zona e non consentono di vedere le sue tracce nelle immagini telerilevate.

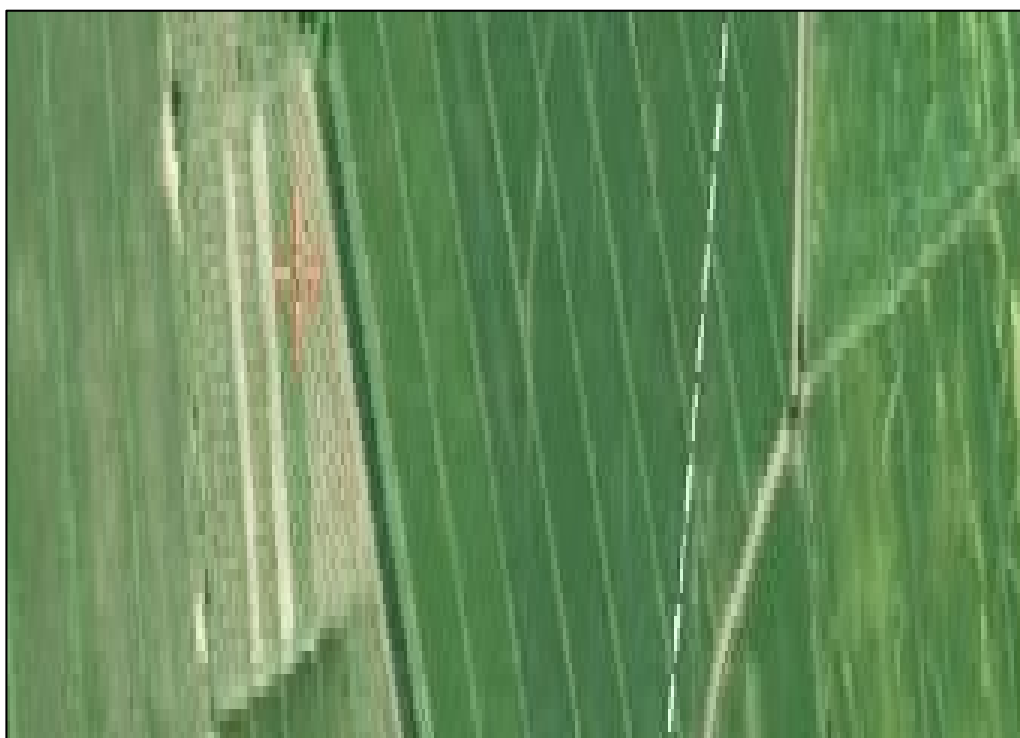


Fig. 5.7 – Traccia ventaglio di rotta più o meno regolare di colore chiaro su immagine ESRI.

5.2 - Tracce di aree palustri e paludi costiere

Spesso i paleovalvei sono accompagnati nelle aree circostanti da alcune tracce scure con una forma poco definita e con dimensioni molto variabili. Nello svolgersi della tesi inizialmente tali evidenze sono state associate a delle semplici “aree umide scure” e poi, a seconda della zona e delle caratteristiche, sono state suddivise in aree di palude costiera e aree palustri. La differenziazione tra questi due sottogruppi si è basata essenzialmente sui caratteri dell’ambiente circostante alle morfologie stesse e alla loro quota. Infatti, nei casi in cui le quote attuali si trovino al di sopra del livello del mare sono state interpretate sempre come paludi di acqua dolce. Invece, quando si trovano sotto l’attuale livello marino, si è ragionato sull’eventuale presenza anche di tracce di canali lagunari o altri indicatori che suggerissero l’esistenza nel passato in quell’area di un ambiente lagunare o genericamente salmastro.

E zone di antica palude appaiono più scure per il ristagno di acqua superficiale e/o per l'accumulo di materia organica, similmente a quanto si verifica all'interno delle tracce di alvei abbandonati, ma con una morfologia molto più ampia e spesso con contorni poco definiti.

Per quanto riguarda la morfologia delle paludi costiere, queste ultime sono state individuate nel settore sud-occidentale della zona di studio ed in particolare nella zona circostante agli argini dei fiumi Corno e Ausa. Queste appaiono come aree umide scure ma con larghezze generalmente maggiori dei paleoalvei di risorgiva e alpini e, soprattutto, presentano un andamento tendenzialmente dendritico. Si tratta di aree depresse che si trovano a quote comprese tra -1,0 e -2,0 m s.l.m., che derivano da precedenti incisioni erose sulla superficie della pianura LGM dai corsi di risorgiva. Queste morfologie depresse erano state scavate quando il livello marino era significativamente più basso e, nel corso degli ultimi millenni sono state poi riempite dai sedimenti per effetto dello stazionamento alto del mare e della conseguente impossibilità dei corsi d'acqua di smaltire le acque. Di conseguenza si tratta di aree in cui si sono formati degli ambienti palustri d'acqua dolce a cui si sono poi sovrapposte condizioni salmastre. Le tracce sono scure per l'accumulo di depositi organici che, in molti casi caratterizzano ancora la superficie esposta e sono quindi ben evidenti nelle immagini telerilevate.

[AREA 5] Di particolare interesse è una traccia individuata a sud di Torviscosa, a ridosso dell'argine del Fiume Ausa, caratterizzata da notevoli dimensioni, con varie diramazioni che si dipartono dalla sezione principale, di cui una chiaramente visibile che si biforca verso NO e riconosciuta facilmente anche nelle immagini satellitari (Fig. 5.8). Come descritto poco sopra, questa traccia è stata ricondotta all'evoluzione di un corso di risorgiva, originariamente inciso nella pianura LGM, che negli ultimi millenni ha riempito la sua incisione e poi anche le aree circostanti con depositi organici.

Inoltre bisogna anche pensare all'evoluzione che ha subito la traccia descritta negli ultimi secoli. Infatti, prima della bonifica, l'ambiente palustre era espanso ben oltre quelle che erano le originarie dimensioni della valle del fiume di risorgiva.



Fig. 5.8 – Traccia di palude costiera nella località Casali Gallinazza, a ridosso del Fiume Ausa sull' immagine satellitare ESRI e nella fotoaerea del 1993.

Poi, invece, il prosciugamento della zona e la sua messa a coltura hanno causato una significativa erosione dei depositi organici. In particolare questi sono stati asportati o fortemente ridotti soprattutto nelle aree esterne all'originaria incisione, dove il loro spessore era limitato (ad es. inferiore a 1 m) e, di conseguenza, si è generato un vistoso contrasto tra le aree interne ed esterne. Così, quello che prima era un limite sfumato e indefinito, ha acquisito maggior chiarezza, rendendo maggiormente visibile la traccia che contermina l'antica area palustre. Per questo motivo nella carta della fotointerpretazione si è deciso di rappresentare come palude costiera la porzione di traccia a ridosso dell'argine del Fiume Ausa, mentre la propaggine che si estende verso nord e si biforca è stata identificata separatamente come la testimonianza di un paleoalveo di risorgiva.

Le paludi costiere si trovano in una zona di transizione in cui gli ambienti continentali sfumano in quelli lagunari e viceversa e, quindi, sono zone con caratteristiche miste, in cui la presenza di acque salmastre può essere stata più o meno marcata ed è cambiata nel tempo. Di conseguenza spesso è stato difficile differenziare aree di palude d'acqua dolce da quelle salmastre, anche per la convergenza morfologica tra canali palustri e lagunari. Quindi, dato che in molti casi l'unico modo per avere la certezza dell'attribuzione sarebbe stato attraverso delle indagini sul campo, è possibile che alcune delle tracce definite nella carta della fotointerpretazione come paludi costiere appartenessero invece ad ambiente d'acqua dolce.

5.3 - Dossi e depressioni fluviali

Nella carta geomorfologica allegata tra le varie morfologie presenti, quelle che spesso hanno un'effettiva evidenza topografica sono i dossi e le incisioni fluviali. I dossi sono stati individuati e tracciati principalmente tramite l'analisi del DTM associata all'osservazione dell'andamento dei paleoalvei, dell'idrografia e delle strade attuali. Infatti questi elementi del paesaggio attuale spesso si impostano lungo le aree più rilevati o lungo il loro limite.

Inizialmente, quindi, per poter individuare con precisione il limite di ogni dosso ci si è serviti della funzione stretch di ArcMap, tramite cui è stato possibile modificare il valore massimo e minimo della palette cromatica associata ai valori di quota del DTM e rendere evidenti anche minime variazioni topografiche, generalmente non visibili sul terreno. Inoltre, per poter ricavare l'andamento altimetrico della sezione perpendicolare ai dossi è stata utilizzata la funzione Profile Graph di ArcMap, che è servita a perfezionare e confermare la posizione del limite e a caratterizzare i diversi tipi di dossi fluviali.

Tra i vari dossi riconosciuti quelli più evidenti sono:

- Il dosso cataglaciale a est di Malisana che ha direzione N-S;
- Il dosso olocenico con direzione Terzo - Canale Anfora, appartenente ad un ramo del Torre già descritto nel paragrafo dedicato ai paleoalvei. Esso da Terzo di Aquileia si estende verso la località Salmastro, Ca' Baredi e poi giunge fino alla foce del Canale Anfora e nell'area orientale della carta;
- Il dosso presente lungo l'alveo attuale dell'Isonzo;
- Il dosso presente a ovest dell'attuale Isonzo e che si estende lungo il paleoalveo rinascimentale ora seguito dal Canale Isonzato (cfr. Comel, 1954; Marocco, 2010).

In generale i dossi presenti sono caratterizzati da dimensioni variabili con larghezze che passano da 200 a 1500 m e lunghezze che raggiungono valori minimi 1,2 km fino ad un massimo di 13 km circa.

Il dosso individuato a est di Malisana ha un'altezza massima di 1,5 m rispetto alla piana d'esonazione associata. Il dosso del Torre di Ca' Baredi raggiunge un'altezza di 3 m s.l.m. con un dislivello massimo a sud di San Martino di circa 2 m rispetto alla piana alluvionale. Invece il dosso dell'Isonzo attuale si riconosce a partire da un'altezza di circa 9 m s.l.m. e il dislivello tra il colmo del dosso e la piana di esonazione assume valori massimi di circa 3 m nella zona di Fiumicello. Il dosso riconosciuto lungo il Canale Isonzato, ha altezza massima di 2,30 m s.l.m., con un dislivello massimo di circa 1,50 m in corrispondenza del punto di distacco dalla direttrice principale dell'attuale Isonzo.



Fig. 5.9 – DTM con indicato il dosso e il paleoalveo del Torre tra Terzo e Canale Anfora.

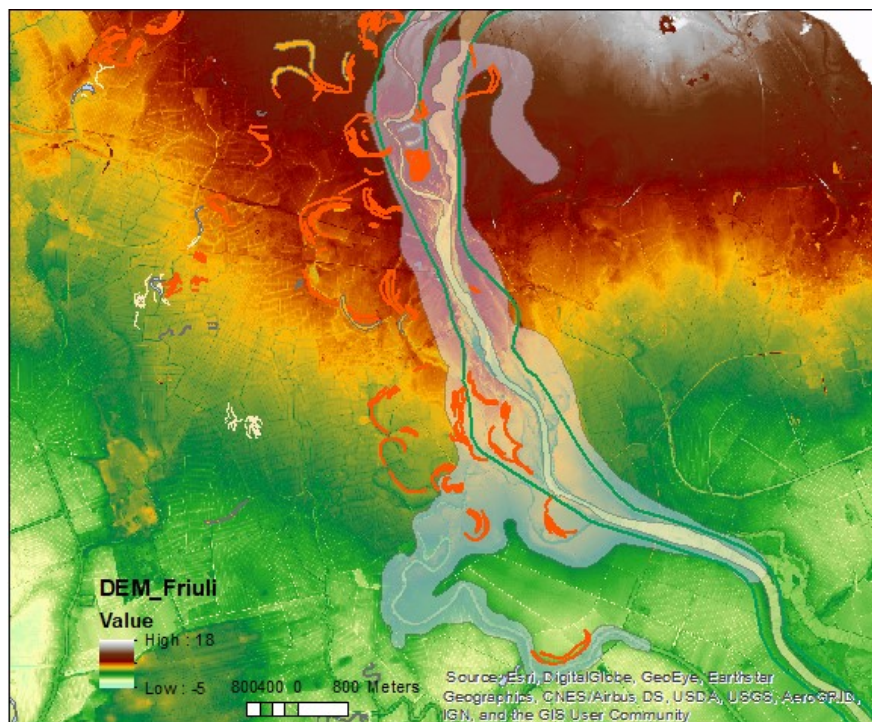


Fig. 5.10 – DTM con indicata la traccia del dosso dell'Isonzo attuale e dell'Isonzato.

Tramite la fotointerpretazione si è riconosciuto che il dosso situato a est di Malisana si estendeva con un andamento rettilineo fino all'alveo dell'Ausa e, probabilmente, continuava anche più a sud. Infatti oltre l'attuale alveo del Fiume Ausa si intravede una traccia molto chiara, anche se i riordini agrari ne hanno cancellato l'eventuale evidenza morfologica. Questo dosso è caratterizzato da una larghezza di circa 340 m e una lunghezza di circa 4,5 km.

Per quanto riguarda il dosso del Torre di Canale Anfora, invece, esso segue con chiara evidenza il paleoalveo che si trova quasi al centro di esso e ha una larghezza che varia da 1200 a 170 m. L'ampiezza maggiore è documentata presso Terzo di Aquileia, dove si estende per 980 m. Il dosso si riesce a seguire per circa 11 km con un andamento dapprima NNE-SSO e poi NE-SWO (Fig. 5.9). Per ricostruire l'andamento del dosso verso monte ci si è avvalsi essenzialmente del DTM, dove, comunque, sono state utili anche le foto aeree del 1954. Anche in base a queste informazioni nella carta geomorfologica allegata si è preferito far terminare sia il paleoalveo che il dosso nei pressi di Terzo d'Aquileia, perché la traccia risultava evidente fino a quel punto.

Per quanto riguarda la zona più orientale della carta invece, il dosso appartenente all'attuale alveo dell'Isonzo, è caratterizzato da una larghezza che da monte a valle passa da 1600 a 530 m e da una lunghezza di circa 13 km con un andamento NO-SE. Questo nella carta geomorfologica si è preferito farlo terminare vicino Ruda. Invece, più a SO e precisamente nelle vicinanze dell'abitato di San Lorenzo, dal corso attuale dell'Isonzo il dosso lungo cui ora scorre il corso del Canale Isonzato presenta delle dimensioni minori ed è caratterizzato da una larghezza che va da 1250 a 190 m e si può seguire per circa 7 km (Fig. 5.10).

Riprendendo gli studi di alcuni autori precedenti si conosce che l'Isonzo ha avuto un'importante sedimentazione successiva al periodo romano, ed ha coperto con i suoi sedimenti ampie zone tra Fiumicello e Aquileia (Cfr. Marocco, 2010; Fontana et al., 2019). La fase di maggior attività si è però attuata tra il IX e XIX secolo d.C., quando il suo percorso è progressivamente migrato verso est. Originariamente l'alveo corrispondeva alla direzione del Canale Cavegi-Artalina, mentre si è poi

spostato verso est utilizzando gli alvei del Primero-Averto (IX/X sec.) e dell'Isonzato, formando il dosso omonimo, che risulta quindi essersi formato alla fine del XI secolo. In seguito si è attivato il percorso cosiddetto dello Sdobba e Quarantia, per poi essere riportato artificialmente nella Sdobba nel 1935, che è la foce attuale (Desio, 1922; Marocco, 2010).

[AREA 6] Nel settore compreso tra Torviscosa e il Fiume Ausa nella carta della fotointerpretazione è rappresentato l'andamento di un'ampia depressione fluviale che si estende verso sud fino ad incontrare l'attuale tracciato dell'Ausa. Si tratta di una morfologia molto complessa e articolata con una lunghezza totale di 5,4 km, che nasce dalla fusione di due incisioni che nel settore più settentrionale sono separate, mentre poi si fondono assieme fino a raggiungere circa 2 km di larghezza, per poi restringersi nuovamente a circa 300 m (Fig. 5.11)

Nel tratto più nord-orientale questa incisione è stata riconosciuta poco a ovest dell'abitato di Torviscosa, dove una traccia lineare chiara che scende verso il basso delimitando una zona di terreno molto scura, posta più a ovest di essa. Tramite l'analisi del DEM e della funzione Profile Graph si è potuto riconoscere che la traccia marcava la parte sommitale di una scarpata alta circa 1 m e, quindi, essa è stata cartografata come "orlo di scarpata fluviale".

Dato che, tramite i dati disponibili, non si conosceva con esattezza come si fosse formata questa articolata incisione, osservando le tracce individuate e considerando gli studi precedenti, è stato possibile formulare alcune ipotesi sulla sua origine. La prima ipotesi è che il Torre in una fase imprecisata tra il Tardoglaciale e l'Olocene iniziale scorresse vicino Torviscosa e abbia scavato una profonda e ampia incisione per effetto delle condizioni morfo-climatiche presenti in quel periodo. Successivamente il Torre ha abbandonato questa direttrice e la depressione è stata in parte riempita dai depositi palustri e forse anche lagunari, mentre più a monte nei millenni successivi è stata poi riempita dai depositi alluvionali distali del Torre che scorreva più a oriente.

La seconda ipotesi, probabilmente più plausibile si basa sulle tracce dei vari paleoalvei di risorgiva riconosciuti a nord di Torviscosa, che presentano un andamento rettilineo in direzione N-S e portano a pensare che questa incisione sia

stata scavata direttamente dall’Ausa insieme allo sviluppo di altri corsi di risorgiva. Questi fiumi minori unendosi e fondendo le loro incisioni hanno dato origine a questa ampia incisione. Ad ovest di Torviscosa, infatti la traccia dell’incisione risulta sfrangiata verso nord ed è associata ad un paleoalveo di risorgiva che scorreva lungo una depressione di limitata ampiezza.

Si è scelto quindi di rappresentare in carta l’incisione fluviale con il simbolo di palustre che occupava una depressione fluviale. Inoltre in alcuni punti di questa incisione sono state individuate anche delle tracce più chiare rispetto al resto, poi attribuite a dei lacerti di pianura LGM, che per effetto dell’erosione dovuta alle arature e agli spianamenti agrari che hanno asportato i depositi organici più recenti, risultano ben visibili sulle immagini satellitari.

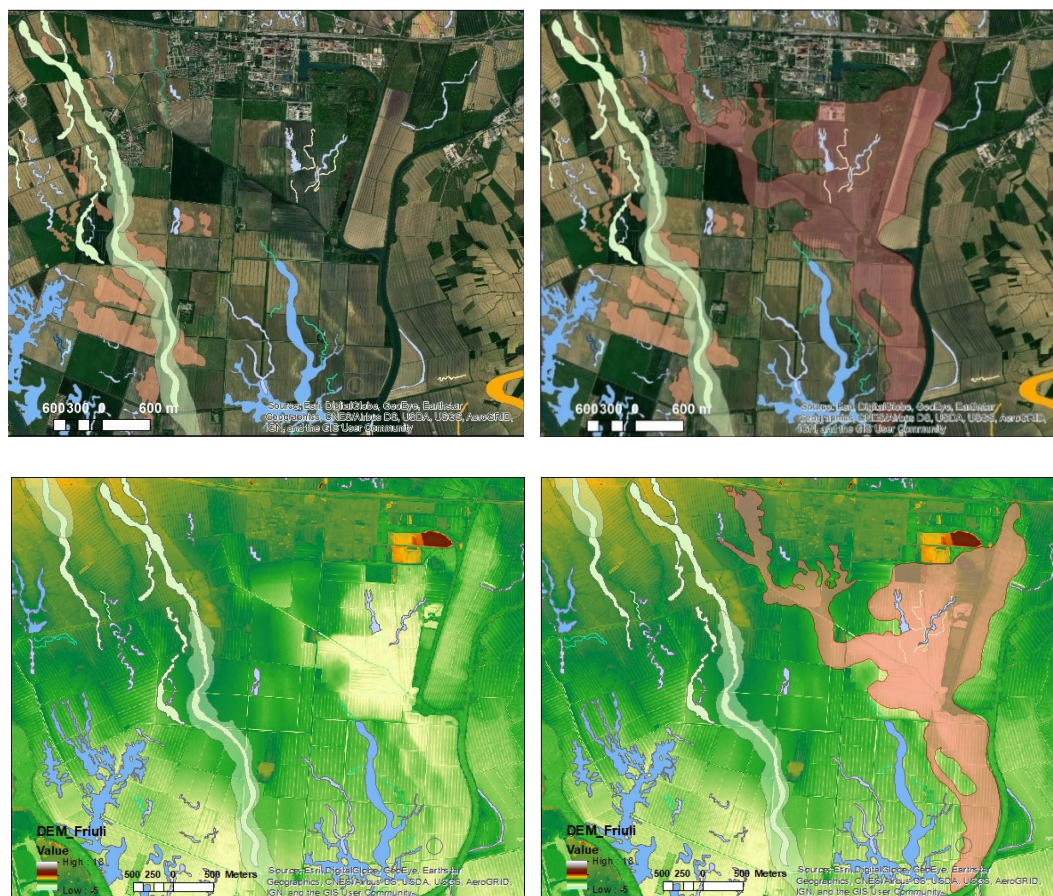


Fig. 5.11 – Le evidenze della depressione fluviale presente tra Torviscosa e il Fiume Ausa riconoscibili nell’immagine satellitare ESRI e sul DTM, con le tracce interpretate.

5.4 - Canali Lagunari

Un'altra tipologia di traccia individuata e rappresentata nella porzione meridionale della carta allegata, che talvolta si interseca ai paleoalvei di risorgiva, è quella dei canali lagunari abbandonati.

Le loro testimonianze sono relativamente abbondanti nel territorio compreso tra i fiumi Corno e Natissa, a sud del paleoalveo del Torre di Canale Anfora e fino al margine lagunare. Le tracce sono caratterizzate da dimensioni che corrispondono ad una larghezza media di circa 20 m e una lunghezza che, a seconda dei canali va da un minimo di 500 m ad un massimo di 3,6 km. Queste tracce sono state definite lagunari in quanto si trovano nelle aree situate abbondantemente sotto il livello marino attuale, hanno delle larghezze in genere minori rispetto ai paleoalvei di risorgiva e presentano un andamento spesso a traliccio e con biforcazioni perpendicolari rispetto al ramo principale (Fig. 5.12)

La zona maggiormente caratterizzata dalla presenza di tracce di canali lagunari si trova a sud di Canale Anfora, circa 800 m a sud-est di Ca' Baredi, dove si segnala un antico canale lagunare con direzione SE-NW che presenta numerose diramazioni ed è contraddistinto da una traccia fortemente scura. Il canale è stato disegnato utilizzando principalmente la foto aerea del 1993 (strisciata 75), mentre alcune delle tracce più strette ad esso collegato sono discontinue e in qualche caso difficili da distinguere.



Fig. 5.12 - Area a sud del dosso del Torre di Terzo – Canale Anfora con varie tracce di canali lagunari nella fotoaerea del 1993.

La presenza di queste tracce lagunari è collegata ad antichi canali lagunari e palustri e la loro ubicazione coincide con le zone maggiormente depresse, caratterizzate dalla presenza di paludi prima delle recenti bonifiche. Vista la convergenza morfologica tra canali palustri e lagunari, spesso i loro depositi vengono associati a quelli palustri che occupano spazi maggiori e si riconoscono più facilmente per il colore più scuro.

Se ripercorriamo a ritroso la formazione della zona lagunare vediamo che questa durante l'ultimo interglaciale aveva il suo margine spostato verso monte di alcuni chilometri rispetto a quello esistente prima delle bonifiche moderne, in quanto si trovava verosimilmente tra l'attuale Strada Statale 14 e l'Autostrada A4. Invece, i canali lagunari olocenici e i depositi ad essi collegati sono presenti solo nella parte meridionale della zona di studio. Infatti nella Laguna di Grado, dove i depositi più

vecchi sono stati confermati poco a ovest di Aquileia, le evidenze lagunari più settentrionali sono presenti nel primo sottosuolo della zona di Ca' Baredi, dove l'ambiente lagunare era già presente a partire da circa 6000 anni fa ad una quota di -4,5 m slm (Fontana et al., 2017).

Le tracce di morfologie lagunari e palustri confermano che le condizioni perilagunari nella zona avevano un'estensione significativamente maggiore di quella attuale e che è stata progressivamente ridotta dall'attività umana per ottenere zone coltivabili e abitabili. Gli interventi di bonifica sono stati molto importanti per gli aspetti economici e sociali, ma hanno fortemente alterato quello che era il paesaggio preesistente, innescando anche rilevanti fenomeni geologici, come ad esempio la subsidenza indotta lungo la fascia lagunare, di cui solo negli ultimi decenni si è compresa la vastità (Marocco, 2010).

5.5 - Canali artificiali e alvei artificializzati

Nel settore un tempo lagunare e ora bonificato si riconoscono anche alcune tracce riferibili a canali scavati dall'uomo e poi abbandonati. Essi sono particolarmente numerosi ai margini della laguna e presentano un andamento principalmente rettilineo. Alcuni di questi canali abbandonati sono rappresentati come attivi in certe carte storiche, mentre altri risultano di difficile attribuzione cronologica, ma in vari casi potrebbero risalire all'epoca romana. Ovviamente per molte di tali tracce sarebbero comunque necessarie delle indagini di terreno per comprendere a pieno il loro periodo di attività.

[AREA 7] L'esempio più significativo di canale artificiale è presente a SE di Aquileia, dove esiste una lunga traccia che da Borgo Brunner prosegue perfettamente rettilinea per circa 2200 m e che poi compie un ampio meandro verso est, prima di entrare in laguna (Fig. 5.13). La sua morfologia complessiva suggerisce che sia stato utilizzato probabilmente uno dei maggiori canali lagunari naturali e poi sia stato continuato in modo artificiale per raggiungere il Canale Anfora. L'età non è dimostrata ancora in modo chiaro, ma gli indizi raccolti anche

da indagini precedenti sono abbastanza significativi nel suggerire l'appartenenza all'epoca romana.



Fig. 5.13 - Canale artificializzato presente a SW di Borgo Brunner.

5.6 - Dune di Belvedere - San Marco

A sud di Aquileia e a ridosso della Laguna di Grado, esiste il sistema di rilievi sabbiosi, denominati dune di Belvedere e S. Marco. Questi infatti, come detto in precedenza, sono stati analizzati da vari studiosi, in particolare da Ruggero Marocco che li ha caratterizzati come corpi di sabbie grossolane, disposti in allineamenti discontinui con direzione ENE-SWS, estesi per quasi 5 km e alti fino a 10 m s.l.m. (Marocco, 1991a; 1991b).

Questi rilievi sabbiosi, anche se in molti punti sono stati spianati artificialmente, sono ancora evidenti e vengono individuati per il colore giallo chiaro del terreno (Fig. 5.14).



Fig. 5.14 - Dune nei pressi di Belvedere e S. Marco sul DEM e sull'immagine satellitare ESRI.

Per poter definire i limiti e le zone più in rilievo ci si è serviti della scala colorimetrica del DTM e dell'hillshade, che con le ombreggiature ha permesso di riconoscere con più facilità e precisione le aree in rilievo. Le dune riconosciute presentano in genere le seguenti caratteristiche dimensionali generalizzate: una larghezza media di circa 370 m, una lunghezza di circa 400 m e una altezza di 3-4 m.

[AREA 8] Delle tracce particolari sono state riconosciute a sud di località Muson, dove in un'immagine satellitare della flotta Digital Globe disponibile sulla piattaforma ESRI si è potuto notare la presenza di linee oblique molto ravvicinate e parallele tra loro, con direzione N-SO (Fig. 5.15). Sapendo che le dune si formano principalmente per l'azione del vento, in questo caso probabilmente, la struttura del flusso di vento apparteneva ad una zona di overspeed in corrispondenza del pendio sopravvento della duna fino alla cresta, dove il vento in quella direzione subiva un incremento di velocità. Considerando ciò, queste tracce sono state interpretate come gli indizi di una duna erosa in cui è possibile osservare la sezione interna con laminazione parallela ed inclinata (foreset), appartenente al lato frontale di una duna eolica, generata dalla paleo-direzione del flusso di vento.



Fig. 5.15 – Sezione di una duna sull'immagine satellitare ESRI nei pressi di Muson.

Altre tracce caratteristiche sono state individuate ad est di località Muson con una forma poco definita, dai contorni più scuri e sono state associate a delle depressioni interdunali, caratterizzate da una lunghezza che raggiunge i 125 m e una larghezza media di circa 14 m (Fig. 5.16)

Queste sono parte integrante del sistema dunoso, interpretabili come avvallamenti situati tra due o più cordoni di dune in cui l'acqua freatica può affiorare dal terreno formando paludi poco profonde, a volte permanenti, spesso solo temporanee. Nel lungo termine, queste depressioni intradunali possono essere state soggette

all'accumulo di materia organica e, potenzialmente, potrebbero essere interessanti per studiarne il contenuto pollinico.

Nella cartografia geologica recente (Fontana et al., 2019), le dune individuate fanno parte della subunità di Belvedere, che appartiene all'unità di Gorizia (si veda il Capitolo 3). Grazie ai nuovi dati raccolti da questa tesi sono state apportate delle piccole modifiche al perimetro della subunità in modo tale da renderla più congruente ai nuovi dati.



Fig. 5.16 - Tracce depressioni infradunali sull'immagine satellitare dalla basemap ESRI.

Questi rilievi sabbiosi, sono stati analizzati da vari studiosi e si presume si siano formati durante l'ultimo periodo del LGM. In particolare Ruggero Marocco, è stato quello che ha associato la loro origine a dei processi eolici, e tramite delle datazioni con metodo della termoluminescenza li aveva collocati presumibilmente tra il MIS 6 e il MIS 5 (Marocco, 2010). Lo stesso studioso ha anche affermato che la formazione e la conservazione di questi rilievi sabbiosi sia dovuta anche ad un'influenza tettonica tardo-quadernaria. Recentemente però è stata dimostrata la loro formazione alla fine del LGM (Fontana et al., 2019).

5.7 - Tracce paleoidrografiche e direttrici fluviali

In questo lavoro di tesi, l'insieme degli elementi osservati, tende a disporsi secondo un certo allineamento che è possibile vedere in alcune zone specifiche della carta della fotointerpretazione allegata. Un allineamento evidente delle forme riconosciute è confermato dall'andamento dei dossi, che sono gli elementi più grandi e continui all'interno della zona di studio.

Le principali direttrici antiche individuate appartengono all'area di attività del sistema fluviale Isonzo-Torre. Infatti i fiumi Isonzo e Torre nel corso del post-LGM hanno cambiato svariate volte il loro percorso, andando ad attivare nella bassa pianura una serie di percorsi che nell'insieme sono disposti a ventaglio.

L'area in cui sono state individuate le direttrici si estende dal percorso A di Fig. 5.17 nei pressi di Perteole al percorso E nei pressi di San Lorenzo, Isola Morosini e include la piana di Aquileia.

Nella zona a NE della carta, i meandri e le scroll bar identificati nei pressi di Perteole e Saciletto sembrano allinearsi lungo una direzione NE-SO (percorso A) ed è possibile ipotizzare che queste tracce siano proprio la prosecuzione del percorso del ramo del Torre che da Tapogliano, passa per Perteole, prosegue per Cervignano e poi per Ca' Baredi, entrando in laguna dove sfocia il Canale Anfora. Secondo la letteratura disponibile, questo alveo ha avuto una certa variabilità, ma è stato verosimilmente attivo tra il 2500 e il 1500 a.C., quando ha subito una disattivazione per effetto di una avulsione (Fontana et al., 2017; 2018).

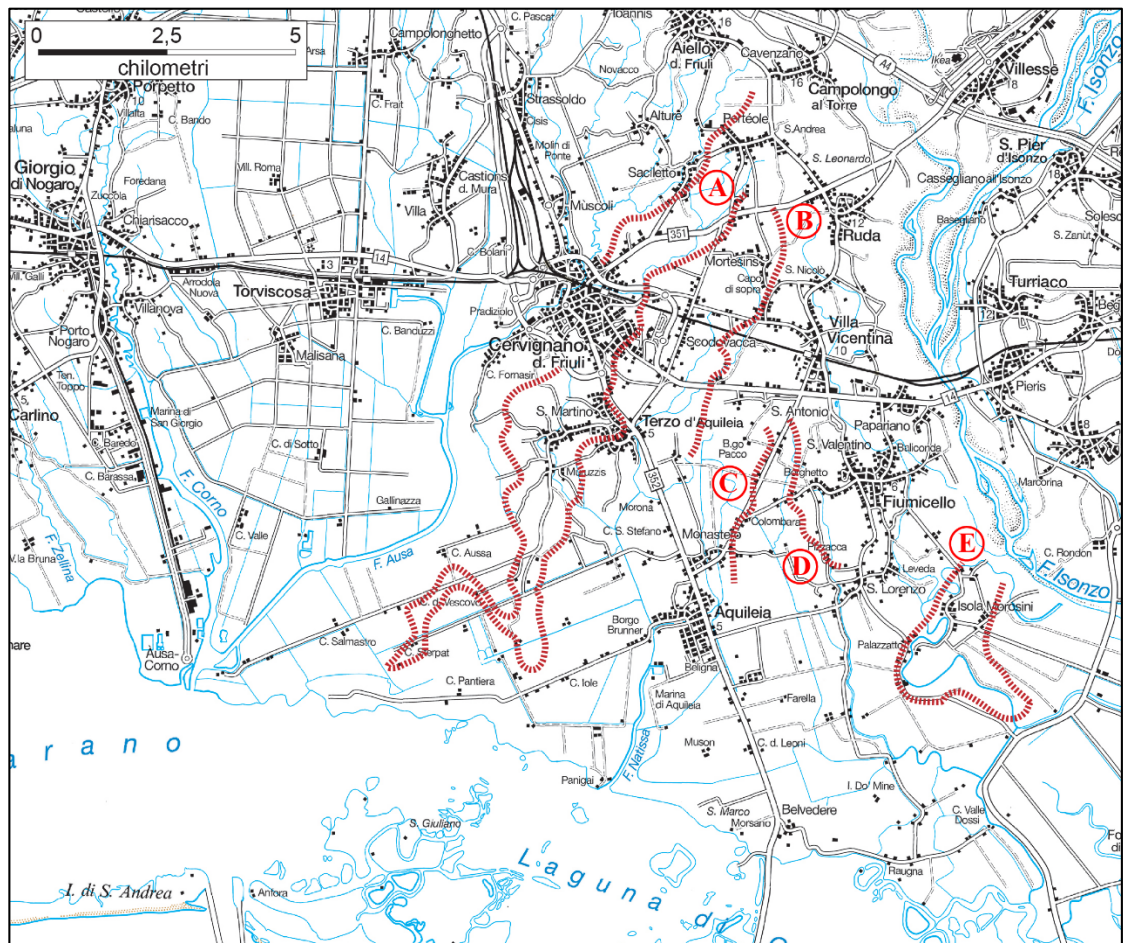


Fig. 5.17 – Direttrici seguite dai corsi del Fiume Isonzo e del Torrente Torre durante il post-LGM.

Andando più verso oriente si riconoscono altre due direttrici (B e C), identificate dalla geomorfologia secondo percorsi poco definiti. La prima (percorso B) va da Mortesins a Terzo d'Aquileia, in base alla direzione di provenienza (da N-NE) può essere attribuito ad un ramo del Torre, che ha subito varie diversioni in quella zona. Mentre il percorso C va da Borgo Pacco e passa per Monastero di Aquileia e, in base alla sua direzione, potrebbe essere attribuito sia al Torre, sia all'Isonzo. È altresì possibile che la stessa direttrice fluviale sia stata rioccupata dall'uno e dall'altro fiume, andando ad incidere e a depositare nuovamente altri sedimenti lungo quello stesso percorso. Questi tracciati disegnano una successione di avulsioni verso oriente dei percorsi dei paleo-Torre e Isonzo nell'area di Aquileia (Arnaud-Fassetta et al., 2003).

Per quanto riguarda l'Isonzo, come descritto precedentemente da Marocco (2010), almeno dal VII-VIII secolo d.C. esso si trovava nel settore occidentale del suo megafan e ha iniziato una progressiva avulsione verso oriente, interrotta in tempi recenti dall'intervento antropico che lo ha costretto a ritornare dentro il letto attuale. Il punto di partenza delle diverse direttrici attivate nel post-LGM non è distinto chiaramente, ma è individuabile all'incirca presso S. Pier d'Isonzo.

Nella zona centro orientale della carta, prendendo in considerazione la rotta fluviale individuata in località Mazzoletta di Fiumicello, è possibile ipotizzare che questa sia stata creata dall'Isonzo che anticamente scorreva poco a est di quella zona. A dimostrazione di ciò nell'area limitrofa alla rotta è stata individuata una direttrice che parte da S. Antonio passa ad est di Colombara fino a Pizzacca (percorso D). Qualche km più a sud, proseguendo lungo quella stessa direzione, è presente un ramo dell'Isonzo orientale (percorso E) che, come descritto in precedenza, corrisponde ad un vecchio ramo dell'Isonzo di epoca basso medievale. Questo è collegato a NE al dosso dell'Isonzo attuale e verso meridione il dosso e i suoi depositi ghiaiosi scompaiono tagliati dal percorso NW-SE dell'Isonzo attuale (Marocco, 2010). I percorsi individuati in questa zona si sommano fra loro, dando una connotazione coalescente, e non è stato possibile definirne l'età precisa delle varie tracce, se non una generica appartenenza al periodo post-romano (cfr. Marocco, 2010; Fontana et al., 2019).

CONCLUSIONI

Questa tesi ha preso in considerazione un'area di studio che si estende per 230 km² compresa tra gli attuali corsi dei fiumi Corno e Isonzo, analizzandone gli aspetti legati alla morfologia con l'obiettivo di elaborare e redigere una carta geomorfologica basata sulla fotointerpretazione alla scala 1:30.000. Lo studio ha considerato la zona indagata sotto molteplici aspetti, ma si è focalizzata essenzialmente sul riconoscimento delle tracce paleoidrografiche.

Per poter riconoscere e definire le tracce presenti ci si è serviti di informazioni indirette, provenienti dal telerilevamento, dalla interpretazione di fotoaeree e immagini satellitari, dall'analisi del DEM e dal confronto con la cartografia storica. Non sempre è stato facile distinguere e associare le tracce riconosciute a precise direttrici fluviali, ma si sono comunque ottenute utili indicazioni riguardanti le forme, le dimensioni, l'andamento e altre caratteristiche. L'utilizzo del DEM ottenuto da dati LiDAR, grazie alla sua notevole precisione e accuratezza è stato molto utile per delineare con più precisione quegli elementi geomorfologici che tramite l'analisi di immagini telerilevate risultavano poco evidenti.

La carta della fotointerpretazione realizzata in questa tesi rappresenta un rinnovo ed un ampliamento dei dati riportati nella recentissima "Carta delle unità geologiche della pianura del Friuli Venezia Giulia" (Fontana et al., 2019). La gestione dei dati raccolti tramite software GIS ha permesso l'archiviazione delle informazioni raccolte in modo ordinato e facilmente trasmettibile anche ad altri database territoriali, come quelli gestiti dalla Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia e, eventualmente, a quelli utili alla realizzazione della nuova cartografia geologica (Progetto CARG). Lo studio ha permesso in molti casi di associare alle morfologie cartografate il loro periodo di formazione, spesso ricavato anche dalla letteratura esistente, rendendo così possibile il riconoscimento delle principali direttrici

fluviali attive nella zona a partire dalle fasi finali del LGM: alcune già note da studi precedenti ed altre invece riconosciute per la prima volta attraverso questa tesi.

Osservando la carta prodotta si può evidenziare come i paleoalvei alpini riferibili al LGM siano presenti esclusivamente nella zona occidentale, fra il corso del Fiume Corno di Nogaro e l'abitato di Torviscosa, mentre quelli olocenici dominano nel settore situato a est del Fiume Ausa. Inoltre si nota come alcuni di questi insistano sopra dossi ben riconoscibili, il cui andamento indica la probabile tendenza dei corsi d'acqua a scorrere lungo una specifica direzione, generalmente NNO-SSE.

Un'altra valutazione che si può fare relativamente ai paleoalvei, osservando la carta, è quella che questi mostrano un carattere perlopiù sinuoso e meandriforme e sono spesso affiancati da aree umide scure, suddivise a seconda della zona e delle caratteristiche in aree di palude costiera e aree palustri. Queste tracce sono presenti maggiormente nella porzione sud-occidentale dell'area di studio, dove sono avvenute le principali opere di bonifica, che hanno portato al prosciugamento di queste zone, rendendo le tracce paleoidrografiche visibili. Nel settore orientale della carta, a conferma di quanto esposto riguardo alle varie divagazioni dei principali corsi d'acqua, sono presenti le tracce di molteplici meandri e scroll bar associati all'evoluzione olocenica e recente dei corsi del Torre e Isonzo.

A proposito di queste ultime, presenti in particolare nell'area da NE di Cervignano fino all'Isonzo, e considerando l'insieme delle tracce osservate, si è notato come i meandri con le relative scroll bar identificati nei pressi di Perteole e Saciletto, sembrano allinearsi lungo una direttrice NO. Grazie al quadro d'insieme fornito dalla nuova carta della fotointerpretazione e tramite qualche osservazione su caratteristiche delle forme e delle pendenze, si è ipotizzato che le tracce siano la continuazione del percorso del Torre che da Tapogliano passava per Perteole proseguendo per Cervignano, Terzo di Aquileia e poi per Ca' Baredi, entrando in laguna dove ora sfocia il Canale Anfora. Sulla base di studi precedenti, queste tracce sono databili al periodo precedente al 1500 a.C. e, verosimilmente al periodo compreso tra il 2500 e il 1500 a.C.

Una traccia su cui si è giunti ad una ipotesi verosimile ma chiaramente da indagare è quella individuata a sud di Torviscosa, a ridosso dell'argine del Fiume Ausa. Questa è stata associata ad una palude costiera, caratterizzata da varie diramazioni che si dipartono dalla sezione principale, di cui una chiaramente visibile che si biforca verso NO.

Un altro elemento cui ci si è dedicata particolare attenzione è quello dell'incisione fluviale documentata tra Torviscosa e il Fiume Ausa, che comprende un ampio settore tra l'abitato di Malisana, località Casali Gallinazza e continuava probabilmente al di sotto dell'attuale corso del Fiume Ausa.

Data la complessità dei limiti di questa zona depressa e la mancanza di dati di terreno che fornissero maggiori informazioni, si sono formulate alcune ipotesi riguardo la sua formazione e si ritiene che la più plausibile sia quella che lega la presenza dell'ampia incisione all'attività dei vari corsi di risorgiva che solcavano la pianura LGM a monte di Torviscosa e confluiscono quasi tutti assieme in tale località.

Il riconoscimento nel dettaglio di questa incisione fluviale e, in particolare, il fatto che il suo riempimento di sedimenti organici sia così diverso dai sedimenti del LGM in cui è stata erosa, può fornire un significativo supporto anche alla gestione del territorio. Infatti questi elementi geologici, sicuramente diffusi sull'intera pianura, sono spesso ancora poco considerati nella loro diffusione ed estensione, sia in ambito geotecnico che ambientale. Questa ridotta considerazione in fase di progettazione può portare a problemi di cedimenti differenziali per una diversa compattazione dei terreni al di sotto del carico strutturale di eventuali nuove opere. Lo studio ha anche considerato in dettaglio le cosiddette Dune di Belvedere - San Marco, fornendo utili informazioni per una migliore perimetrazione della loro estensione e individuando una zona in cui sono documentati nelle foto aeree delle tracce che validano ulteriormente la loro origine eolica.

Si vuol comunque sottolineare le potenzialità e i limiti dei metodi utilizzati, sapendo che un'indagine basata solo su immagini aeree e satellitari può presentare aspetti positivi ma anche negativi. Quelli positivi consistono nell'ampia spazialità e la

rapidità di indagine, mentre quelli negativi riguardano il limite nel riconoscimento della natura dei terreni e l'approfondimento dettagliato delle tracce riconosciute. Tali limiti possono talvolta condurre ad errori se non integrati con indagini specifiche sul terreno. Un esempio è il settore situato a ridosso dell'attuale Laguna di Grado tra i fiumi Corno e Ausa, dove le zone caratterizzate da depositi scuri, organici, sono state separate in aree palustri e aree di palude costiera. La distinzione si è basata anche sull'attribuzione alle paludi costiere di quelle zone più depresse e situate ampiamente sotto il livello marino attuale. Tuttavia per avere una certezza della distinzione sarebbe necessario un rilevamento sul terreno e l'eventuale analisi di campioni di sedimento al fine di riconoscere o meno in essi la presenza di molluschi o foraminiferi di ambienti salmastri.

Infine, si vuol evidenziare come anche questo settore di Pianura Friulana abbia subito una forte antropizzazione agricola che, soprattutto negli ultimi secoli, ha causato una profonda trasformazione per via dei vari interventi di bonifica, volti al recupero delle aree paludose e malsane. Purtroppo le migliorie fondiari hanno portato ad un generale spianamento delle aree più rilevate e al riempimento di quelle più depresse, comportando un rimaneggiamento degli antichi sedimenti e la cancellazione di molte delle antiche morfologie.

BIBLIOGRAFIA

AA.VV., (1980) - L'Isonzo, Geografia fisica, storica ed economica di un fiume internazionale.

Anton von Mailly, (1986) - Leggende del Friuli e delle Alpi Giulie, tradotto da Karin Hensel, Editrice Goriziana.

Antonioli F., Ferranti L., Fontana A., Amorosi A., Bondesan A., Braitenberg C., Fontolan G., Furlani S., Mastronuzzi G., Monaco C., Spada G., Stocchi P., (2009) - Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the Italian and Istrian coastlines. *Quaternary International*, 206, 101-133.

Arnaud-Fassetta G., Carre M.B., Marocco R., Maselli Scotti F., Pugliese N., Zaccaria C., Bandelli A., Bresson V., Manzoni G., Montenegro M.E., Morhange C., Pipan M., Prizzon A., Siché I., (2003) - The site of Aquileia (Northeastern Italy): example of fluvial geoarchaeology in a Mediterranean deltaic plain. *Géomorphologie*, 4, 227-245.

Benjamin J., Rovere A., Fontana A., Furlani S., Vacchi M., Inglis R.H., Galili E., Antonioli F., Sivan D., Miko S., Mourtzas N., Felja I., Meredith-Williams I., Goodman-Tchernov B., Kolaiti E., Anzidei M., Gehrels R., (2017) - Late Quaternary sea-level changes and early human societies in the central and eastern Mediterranean Basin: An interdisciplinary review. *Quaternary International*, 449, 29-57.

Bianchetti A., (1980) - L'agro di Aquileia. Contributi per la storia del paesaggio rurale nel Friuli Venezia Giulia. Grafiche ed. Artistiche, Pordenone, pp. 72.

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

Caputo R., Poli M.E., Zanferrari A. - (2010) Neogene–Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy, Volume 32, Issue 7, pp. 1009-1027, Elsevier.

Castellarin A., Cantelli L., Fesce A. M., Mercier J.L., Picotti V., Pini G.A., Prosser G., Selli L., (1992) - Alpine compressional tectonics in the Southern Alps, Relationships with the N-Apennines. *Annales Tectonicae*.

Ceschia A.- Proposta di istituzione del Parco fluviale transfrontaliero del Natisone

Cimolino A., Della Vedova B., Nicolich R., Barison E., Brancatelli G., (2010) - New evidence of the outer Dinaric deformation front in the Grado area (NE-Italy), Springer-Verlag.

Cucchi F. (a cura di) Finocchiaro F., Muscio G., (2009) - Geologia e geomorfologia della Regione, Geositi del Friuli Venezia Giulia. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, pp. 13-27.

Deluisa L., (1988) - *Torviscosa. Cenni storici*. Udine, Arti Grafiche Friulane, pp. 29-30.

Dogliani C., Bosellini A., (1987) - Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rundsch.*

Fontana A., (2004) - Tra Tagliamento e Livenza. In: Bondesan A., Meneghel M. (a cura di), *Geomorfologia della provincia di Venezia*. Esedra, Padova, 195-217.

Fontana A., (2006) - Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche, Edizioni del Museo Friulano di Storia Naturale, Udine.

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, 71-90.

Fontana A., Mozzi P., Bondesan A., (2010) - Late Pleistocene evolution of the Venetian-Friulian Plain. *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali*, 21.

Fontana A., Bondesan A., Meneghel M., Toffoletto F., Vitturi A., Bassan V. (a cura di), (2012) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 107 Portogruaro. ISPRA.

Fontana A., Monegato G., Devoto S., Zavagno E., Burla I., Cucchi F., (2014) - Geomorphological evolution of an Alpine fluvio-glacial system at the LGM decay: the Cormor type megafan (NE Italy). *Geomorphology*, 204, 136-153.

Fontana A., Vinci G., Tasca G., Mozzi P., Vacchi M., Bivi G., Salvador S., Rossato S., Antonioli F., Asioli A., Bresolin M., Di Mario F., Hajdas I., (2017) - Lagoon settlements and relative sea level during Bronze Age in Northern Adriatic: geoarchaeological evidence and paleogeographic constraints. *Quaternary International*, 439, 17-36.

Fontana A., Ronchi L., Rossato S., Mozzi P., (2018) - Lidar-derived DEMs for geoarchaeological investigations in alluvial and coastal plains. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 31, 209-212.

Fontana A., Monegato G., Rossato S., Poli M.E., Furlani S., Stefani C. (a cura di), (2019) - Carta delle unità geologiche della pianura del Friuli Venezia Giulia alla scala 1:150.000 e note illustrative. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Servizio Geologico, Trieste, 80 pp., 1 foglio allegato.

Kindler P., Guillevic M.; Baumgartner M.F., Schwander J., Landais A.; Leuenberger M., (2014) - Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. *Climate of the past*, 10(2), pp. 887-902.

Lambeck K., Roubya H., Purcell A., Sun Y., Malcolm S., (2014) - Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS* 111, 15296-15303

Lisiecki L. E., Stern J.V., (2016) - Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle, *American Geophysical Union*, volume 31, issue 10.

Marocco R., (1989) - Evoluzione quaternaria della Laguna di Marano (Friuli Venezia-Giulia). *Il Quaternario*, 2(2), 125-137.

Marocco R. (1991a) - Evoluzione tardopleistocenica-olocenica del Delta del F. Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste). *Il Quaternario*, 4(1b), 223-232.

Marocco R., (1991b) - Le dune di Belvedere-San Marco. Una antica linea di riva? 1) Considerazioni geomorfologiche. *Gortania, Atti Museo Friulano Storia Naturale*, 13, 57-76.

Marocco R., (2010) - Primi dati per la ricostruzione paleoidrografica del territorio della bassa pianura friulano-isontina e della Laguna di Grado nell'Olocene. *Gortania, Atti Museo Friulano Storia Naturale*, 31, 69-86.

Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C. & Shackleton N. J., (1987) – Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research*. 27, 1-29 pp.

Miola A., Bondesan A., Corain L., Favaretto S., Mozzi P., Piovan S., Sostizzo I., (2006) - Wetlands in the Venetian Po Plain (north-eastern Italy) during the Last Glacial Maximum: vegetation, hydrology, sedimentary environments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141, 53-81.

Monegato G., C. Ravazzi C., Culiberg M., Pini R., Bavec M., Calderoni G., Jež J., Perego R., (2015) - Sedimentary evolution and persistence of open forests between the south-eastern Alpine fringe and the Northern Dinarides during the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436, 23-40.

NGRIP-North Greenland Ice Core Project Members, (2004) - High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.

Nicolich R., Della Vedova B., Giustiniani M., Fantoni R., (2004) - Carta del sottosuolo della Pianura Friulana (Map of subsurface of the Friuli Plain). Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico, 32 pp.

Peruzza L., Poli M. E., Rebez G., Rogledi S., Slejko D., & Zanferrari A., (2002) - The 1976-1977 seismic sequence in Friuli: new seismotectonic aspects. *Mem Soc. Geol It.* 57, 391- 400 pp.

Poli M. E., (2019) - Carta delle unità geologiche della pianura del Friuli Venezia Giulia, Elementi tettonici, “Inquadramento strutturale della Pianura Friulana”.

Rohling E.J., Marino G., Grant K.M., (2015) - Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels), *Earth Science Reviews*, volume 143, 62-97 pp., Elsevier.

Uggeri G., (2012) - La nuova Via Annia da Roma ad Aquileia (153 a.C.), *Rivista di topografia antica XXII*, editore Mario Congedo.

Venturini C., (1987) - Nuovi dati sul Tortoniano del sottosuolo della Pianura Friulana, *Gortania-Atti del Museo Friulano di Storia Naturale*, 9, 5-16.

Venturini C., (2003) - Il Friuli nel Quaternario: evoluzione del territorio. In: Muscio G. (a cura di), *Glaciers, l'età dei ghiacci in Friuli, ambienti climi e vita negli ultimi 100.000 anni*, catalogo della mostra. Museo Friulano Storia Naturale, 23-106, Udine.

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M., (2002) - Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quaternary Science Reviews* 21 (2002) 295–305.

Zanferrari A., Avigliano R., Fontana A., Paiero G. (a cura di), (2008c) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 087 “San Vito al Tagliamento”. Graphic Linea, Tavagnacco, Udine, 178 pp.

Ringraziamenti

Eccomi arrivata alla pagina dei ringraziamenti, quella in cui vorrei dire tante, troppe cose ma probabilmente non basterebbero tutte le pagine a disposizione per poterlo fare, cercherò quindi di concentrarmi nel fare una cosa in cui non sono mai riuscita nella mia vita: l'arte della sintesi.

Questo percorso è stato lungo forse un po' più del previsto ma non importa perché nella vita ci sono momenti che solo chi vive può capire e ciò che conta è andare avanti, ciò che conta davvero è il nonostante tutto. Il mio nonostante tutto è poter dire: "sì, ce l'ho fatta, ho superato gli ostacoli e la distanza che mi separava dai miei affetti più cari e ho raggiunto il mio obiettivo". So di per certo che se sono giunta fino a questo punto lo devo prima di tutto a me stessa e a tutte le volte in cui ho pensato di arrendermi e invece caparbiamente sono andata avanti. Potrei dire di essere l'unica e sola vincitrice di tutto questo percorso e invece no perché tutto ciò lo devo anche a chi in questi anni ha saputo starmi accanto, delle persone speciali che sono state presenti nei miei momenti felici e sereni e anche in quelli in cui "sì salvi chi può" e non aggiungo altro perché chi li ha vissuti con me sa benissimo cosa intendo.

In prima fila a sostenermi ci sono sempre stati i miei fantastici genitori che fin dal principio, quando ho preso la decisione di iscrivermi a Padova, nonostante la situazione non fosse delle migliori sono riusciti a non farmi pesare nulla e a fare dei sacrifici pur di seguire la mia scelta. Per questo non li ringrazierò mai abbastanza. Grazie anche per la vostra preziosa e costante presenza perché nonostante la distanza siete riusciti a non farmi mancare mai nulla e a gioire con me di ogni piccolo successo. A completare questo quadro familiare non può mancare la mia sorellina Michela, lei è stata la mia coach personale, anche se non gliel'ho mai detto, anche se per spronarmi spesso usava dei modi troppo duri, ma è riuscita a tramettermi sempre la giusta grinta e determinazione. E tra le mille chiamate, foto e bisticci tipici tra sorelle è riuscita a distanza a farmi ritrovare quell'aria familiare che spesso mi mancava, ritrovandoci più unite che mai.

Fondamentale è stata invece la presenza di una persona speciale, Pietro, che mi è stato accanto negli ultimi due anni di questi studi ma è come se ci fosse stato sin dall'inizio. Lui che ha subito compreso tutti i miei stati d'animo, le mie paure e le mie ansie e quante ansie. La sua calma, la sua comprensione ma soprattutto la sua positività che è opposta alla mia, hanno fatto sì che ogni giorno acquistassi quel briciolo di determinazione in più, facendo sparire tutte le mie insicurezze. È stata, ed è, la mia spalla fidata su cui potermi appoggiare in ogni istante anche quando ci separavano tanti chilometri e più che supportarmi serviva sopportarmi. Un grazie non basterebbe.

Questi anni a Padova, oltre che ad arricchirmi come persona sotto ogni aspetto, mi hanno permesso anche di conoscere alcune belle persone, tra queste le mie coinquiline: Enza la mia ancora Pugliese, Irene con cui giorno dopo giorno ho stretto un bel legame che spero durerà nel tempo. Loro sono state parte essenziale della mia quotidianità e tra cene, aperitivi e studio matto e disperato, sono riuscite a sostenermi sempre. Grazie a loro la mia vita da studentessa fuorisede alternata da momenti di sclero e felicità è stata più piacevole.

Un altro ringraziamento che tengo a fare è rivolto ai miei colleghi, nonché amici ormai da anni, conosciuti grazie al mio percorso triennale a Bari ovvero: Silvia e Alessia che nonostante i nostri differenti percorsi di studi mi hanno sempre sostenuto e incoraggiato; e Peppe con cui ho seguito lo stesso percorso di studi a Padova, permettendoci così di affrontare questa esperienza insieme, condividendo ogni cosa e tra risate e qualche litigio qui e lì, la nostra vita padovana ci ha permesso di approfondire la nostra amicizia.

Ringrazio Marianna, la mia amica insostituibile, una di quelle persone che la vita ti regala e di cui devi aver cura. Colei che dalla triennale fino alle fasi finali del mio percorso magistrale è stata presente nella mia vita anche solo con un messaggio, trasmettendomi il suo buon umore e la sua iperattività. Una delle poche che mi è stata vicina, anche a distanza, rendendosi disponibile fino all'ultimo giorno.

Per ultime ma non di importanza ringrazio le mie amiche storiche: Silvia, Ritanna, Annalisa, Federica, Sara, Luciana e Annacarla quelle di una vita, quelle di cui non ho mai potuto fare a meno, quelle che nonostante la lontananza sono rimaste al mio fianco. Non sempre è stato facile essere presente ai vari eventi importanti di questi anni, ma loro mi hanno sempre compreso e tra varie videochiamate e partenze improvvise, siamo riuscite a mantenere la nostra amicizia immutata. Grazie anche per le sorprese inaspettate che mai dimenticherò, siete state la mia boccata d'ossigeno che ha reso più bella la mia vita in quel di Padova.

Vorrei ringraziare il mio relatore Alessandro Fontana per la professionalità con cui è stato affrontato il lavoro di questa tesi, per la puntualità e l'efficienza con cui ha svolto ogni singola fase del mio lavoro e il mio correlatore Sandro Rossato per la costante disponibilità e l'importante contributo al corretto svolgimento della tesi.